

Материалы 51 (LI) тектонического совещания. Том I. 2019



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ
Том I
МОСКВА
2019

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ



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

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Материалы LI Тектонического совещания

Том 1

Москва
ГЕОС
2019

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 76

**Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI
Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. 358 с.
ISBN 978-5-89118-**

Ответственный редактор

К.Е. Дегтярев

На 1-ой стр. обложки: Дислоцированное чередование триасовых известняков (светлое) и кремней (темное). Южная часть острова Крит. Фото А.В.Рязанцева.

© ГИН РАН, 2019

© Издательство ГЕОС, 2019

Новые данные о возрасте базальтоидного магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа

В настоящее время взгляды на эволюцию магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) сводятся к двум точкам зрения – либо кратковременное одноэтапное становление крупной изверженной провинции (LIP) в начале мела [1, 2], либо действие долгоживущей с начала юры по ранний мел, включительно, горячей точки с несколькими краткими импульсами магматической активизации [3, 4]. Первая точка зрения опирается на традиционные представления о геологическом строении и стратиграфии ЗФИ и на немногочисленные определения абсолютного возраста магматических пород U–Pb методом [2]. Вторая связана с результатами $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [4], в соответствие с которыми возрастная интервал базальтоидного магматизма ЗФИ включает, как минимум, три импульса: раннеюрский (196–189 млн лет), позднеюрский (160–153 млн лет) и хорошо известный и многократно обоснованный – раннемеловой (145–125 млн лет) [4, 5]. Наличие указанных импульсов встречает массу возражений геологического плана [6]. В том числе, имеющиеся наблюдения свидетельствуют, что базальтовые покровы, как правило, подстилаются осадочными породами не древнее раннего оксфорда, что, как минимум, отвергает возможность существования раннеюрского импульса магматизма. Кроме того, в разрезах траппов ЗФИ отсутствуют признаки значительных перерывов, которые должны быть, исходя из предположения об эпизодическом характере магматизма с этапами относительного затишья продолжительностью до 30 млн лет.

Полученные нами палеомагнитные данные указывают на кратковременный одноактный характер вулканизма. Учитывая предполагаемую разницу в возрасте, палеомагнитные направления и соответствующие виртуальные геомагнитные полюсы должны формировать дискретные группы вблизи юрско-раннемеловых палеомагнитных полюсов Восточной Европы. Однако рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы, напротив, образуют единое «облачное» распределение, и его центр смещен к раннемеловым палеомагнитным полюсам

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, abashev@ipgg.sbras.ru

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

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

Сибири. Проведенный анализ показывает, что основной причиной значительной дисперсии является высокоширотное положение ЗФИ и вековые вариации геомагнитного поля во время формирования траппов. При этом продукты раннемелового эпизода магматизма в полученной выборке явно преобладают. Совпадение среднего палеомагнитного полюса траппов ЗФИ с раннемеловым (145–125 млн лет) интервалом траектории кажущегося движения полюса Сибири, а не Восточной Европы подтверждает гипотезу о мезозойской сдвиговой активности внутри Евразийского континента и, в целом, поддерживают идею о возможной связи траппов ЗФИ с эволюцией плюма высокоширотной Арктики (NALIP), включая современную Исландию [7].

Перечисленные выше обстоятельства подвергают сомнению достоверность юрских $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определений. Для решения указанной проблемы в ходе полевых исследований 2017 года переопробованы ключевые объекты на островах Гукера и Земля Александры, где получены юрские датировки, а также несколько участков предположительно раннемелового возраста, в том числе на других островах архипелага. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения методом ступенчатого прогрева выполнены по монофракциям пироксена и плагиоклаза в аналитическом центре ИГМ СО РАН.

По содержанию SiO_2 и суммы щелочей все проанализированные образцы относятся к группе основных пород нормального ряда. Они обогащены магнием, кальцием и титаном. Последнее обусловило широкое распространение титан-авгита. По содержанию породообразующих и рассеянных элементов, на всех геохимических диаграммах (вариационных и спектрах распределения РЭ и РЗЭ) виден компактный кластер. На дискриминационных диаграммах точки составов исследуемых пород попадают в область континентальных базальтов или внутриплитного магматизма (рис. 1).

Новое $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определение, полученное по пироксену из пробы, отобранной в основании скального обнажения вблизи м. Седова на о. Гукера, значительно моложе ранее полученной цифры (189.1 ± 11.4 млн лет) [4]. В возрастном спектре образца выделяется четкое плато из 5 ступеней, характеризующееся значением возраста 138.8 ± 3.9 млн лет (рис. 2, обр. 17зфи01). Для высокотемпературной ступени рассчитанный возраст равен 182.4 ± 4.3 млн лет. Очевидно, что возраст плато соответствует времени формирования породы, а древнее значение высокотемпературной ступени, вероятно, обусловлено присутствием избыточного радиогенного аргона. Это подтверждает анализ монофракции плагиоклаза из этого же образца. Получен возрастной спектр, в котором выделяется плато из 3 ступеней, характеризующееся значением возраста 145.8 ± 5.3 млн лет.

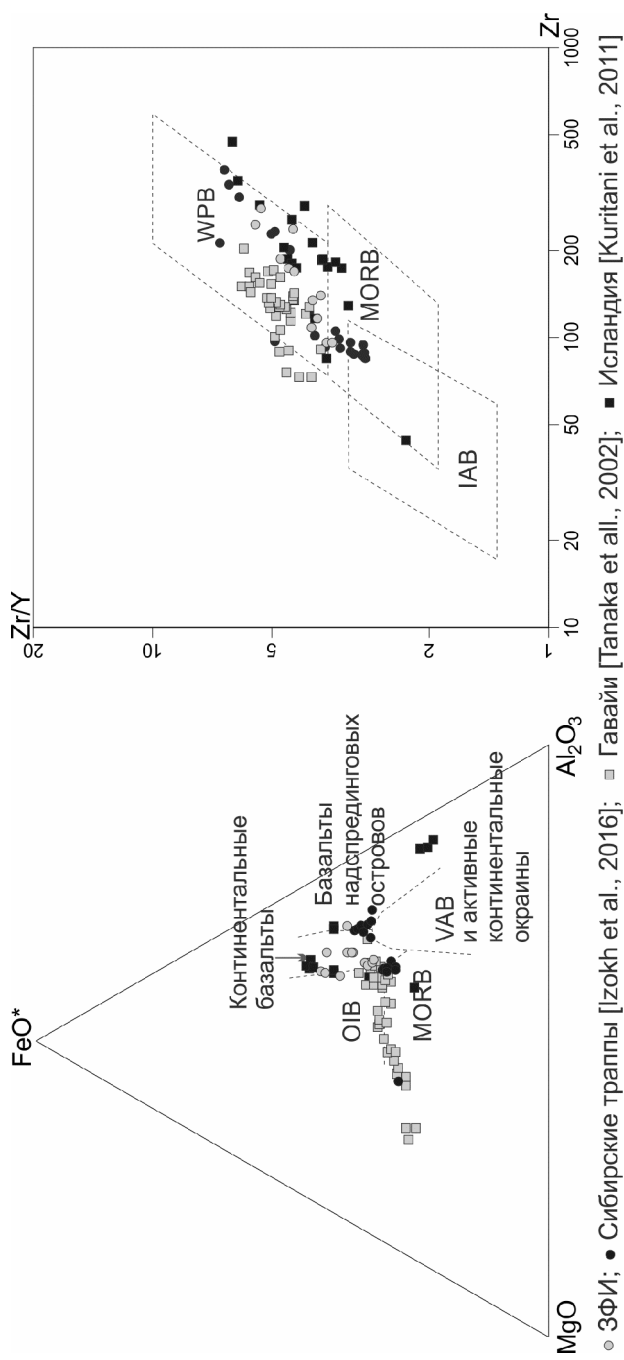


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы для базальтов ЗФИ в сравнении с Сибирскими траппами, базальтами Гавайи и Исландии.

OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; VAB – базальты вулканических дуг; WPB – внутриплитные базальты; IAB – островодужные базальты

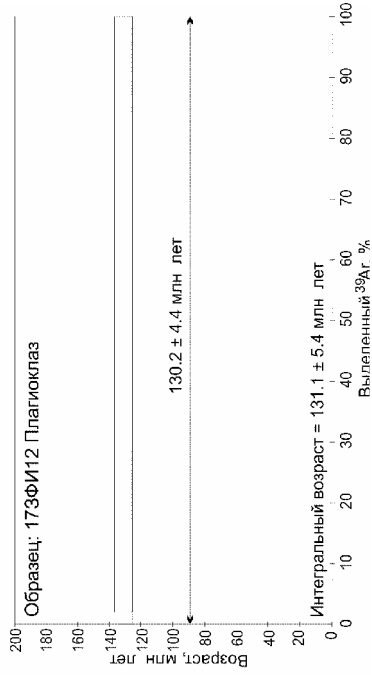
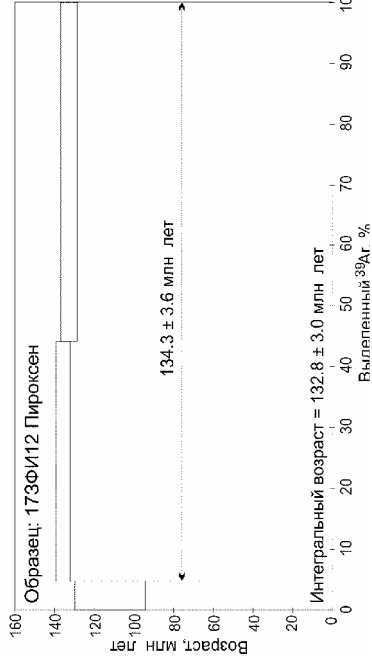
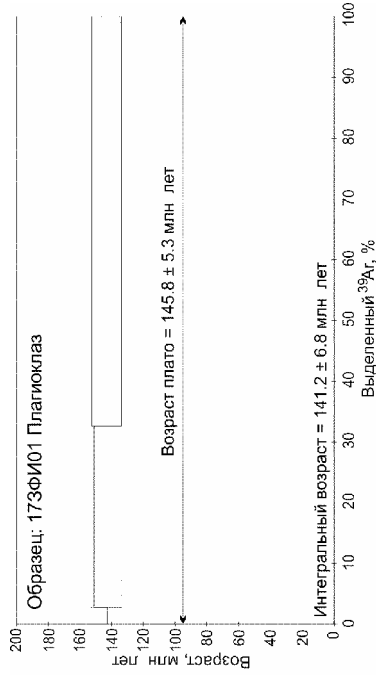
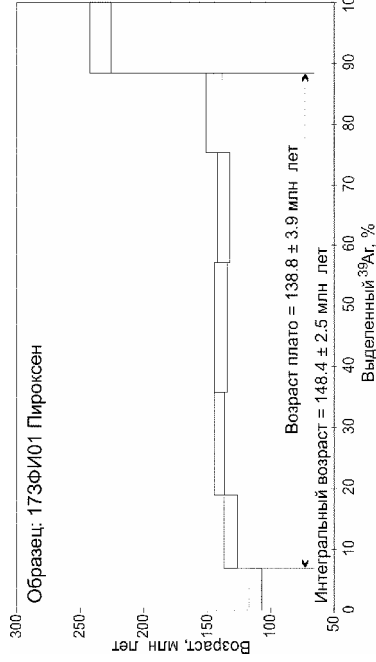


Рис. 2. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования монофракций пироксена (слева) и плаггиоклаза (справа) для ключевых объектов – предположительно юрских базальтов о. Гукера и о. Земля Александры

В западной части о. Гукера, на юго-западной стороне м. Медвежий опробовано пластовое тело крупнокристаллических базальтов. По пироксену получен возрастной спектр с промежуточным плато из двух ступеней, характеризующееся значением возраста 127.3 ± 1.3 млн лет. Для высокотемпературной ступени также рассчитан более древний возраст 182.4 ± 4.3 млн лет, который не подтверждается в анализе плагиоклаза. В его возрастном спектре ступени формируют лестницу вверх. Для высокотемпературной ступени, характеризующейся 82% выделенного ^{39}Ar рассчитан возраст 136.8 ± 7.7 млн лет.

В южном борту бухты Тихой о. Гукера, опробовано гигантское обнажение скалы Рубини, которое обычно интерпретируется как позднеюрско-раннемеловой шток. По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования пироксена и плагиоклаза нами получены значения возраста 120.7 ± 1.3 и 134.0 ± 2.9 млн лет соответственно.

Для пироксена из пробы, отобранной из силла на острове Ферсмана, получен возрастной спектр, в котором наблюдается лестница вверх. Для высокотемпературной ступени рассчитано значение возраста 142.8 ± 1.6 млн лет. Низкотемпературная часть характеризуется значением возраста 133.6 ± 1.6 млн лет. По плагиоклазу из этого же образца, получен спектр, в котором выделяется промежуточное плато из 2 ступеней, характеризующееся значением возраста 130.6 ± 3.2 млн лет.

На о. Земля Александры, в районе м. Мелехова для пироксена из пробы нижнего покрова, непосредственно в урезе воды, в возрастном спектре выделяется промежуточное плато из 2 ступеней, характеризующееся значением возраста 134.3 ± 3.6 млн лет (рис. 2, обр. 17зфи12). Для плагиоклаза получен спектр с промежуточным плато из 2 ступеней с возрастом 130.2 ± 4.4 млн лет. Для верхнего покрова, который бронирует разрез острова и наиболее распространён на всей его площади, по пироксену и плагиоклазу получены значения возраста 125.3 ± 3.5 и 159.0 ± 15.5 млн лет соответственно, т.е. опубликованный юрский возраст базальтов о. Земля Александры [5] также не подтверждается.

Таким образом, выполненные геохимические исследования указывают на единый источник расплава при формировании траппов ЗФИ. Полученный набор $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных свидетельствует в пользу преобладания продуктов только раннемелового (145–125 млн лет) эпизода магматизма, что подтверждается результатами палеомагнитных исследований. Вероятно, полученные нами, а также имеющиеся единичные древние значения возраста обусловлены присутствием избыточного радиогенного аргона.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00273, 18-05-70035); Минобрнауки РФ (проекты 5.2324.2017/4.6 и 5.4786.2017/6.7).

Литература

1. *Грачев А.Ф.* Новый взгляд на природу магматизма Земля Франца-Иосифа // Физика Земли, 2001. № 9. С. 49–61.
2. *Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N.* U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. 2013. Vol.150. N 6. P. 1127–1135.
3. *Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреев В.Л.* Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.
4. *Карякин Ю.В., Шпилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 1–5.
5. *Шпилов Э.В., Карякин Ю.В.* Дайки острова Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа): тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 327–331.
6. *Столбов Н.М., Суворова Е.Б.* О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 276–280.
7. *Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Верниковский В.А., Брагин В.Ю.* Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1445–1468.

А.С. Абрамова¹, Ю.А. Зарайская

Использование сонарных данных многолучевого эхолотирования как метод идентификации неотектонических элементов в рельефе на примере южной части Баренцевоморского шельфа

В Геологическом институте РАН накоплен большой объем данных многолучевого эхолотирования, собранный на протяжении многочисленных экспедиций на судне НИС «Академик Николай Страхов» (2005–2018 гг.). При съемке рельефа дна многолучевым эхолотом RESON Sea-bat 8111, 100 кГц, непосредственно в файл регистрации глубин также пишутся данные об интенсивности отраженного звукового сигнала, которые предоставляют информацию аналогичную данным гидролокатора бокового обзора (ГБО) [1]. Данные сонарной моды эхо-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; abramanastas@gmail.com, geoazar@yandex.ru

лота представляют информацию об интенсивности рассеянного сигнала от донных структур, а также об интенсивных рассеивателях в водной толще. Детальное картирование таких структур дна как газовые воронки (покмарки), аномалии типа даек, бугры пучения, а также аномалии в водной толще и их сопоставление с интерпретацией данных о рельефе территории, высокочастотного профилирования и сейсмоакустических данных, позволяет оценить в том числе неотектоническую обстановку в районе исследования.

В данной работе метод пикировки (интерпретации с оцифровкой) геофизических данных, разработанный в лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН [2, 3] расширяется и разрабатывается для данных сонарной компоненты многолучевого эхолота. Для просмотра профилей сонарной съемки используется программа просмотра геофизических данных SeiSee (ДМНГ) в формате SGY. Данная программа позволяет быстрый просмотр сонарных данных после применения полосовой фильтрации и неполного восстановления амплитуд, без устранения водной толщи. Для пространственной интерпретации структуры дна, оценки пространственного распределения литологических и структурных особенностей были выделены следующие явления для пикировки. Структуры дна: газовые воронки (покмарки), цепочки покмарок, зоны мелких покмарок, грязевые вулканы, аномалии типа дайки, бугры пучения с возможным выходом газа в водную толщу, темные пятна на сонарной записи, зоны звукорассеивающих объектов с большой отражательной способностью (обнажения твердых пород), светлые пятна – породы с нулевой рассеивающей способностью (как правило, плоские глинистые осадки), борозды ледникового выпахивания, границы смены характера подстилающего грунта, картирование объектов с неопознанной морфологией (антропогенные объекты); события в водной толще: облако осадков; вертикальные газовые факелы; газовые просачивания, ассоциирующиеся с покмарками; отдельные бескорневые звукорассеивающие объекты (ЗРО) и их скопления; зоны отдельных пузырей.

В рамках 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (18-ый рейс «Плавучий Университет»-ТТН-18, ЮНЕСКО-МГУ) была проведена детальная геолого-геофизическая съемка в южной части Баренцево-морского шельфа в районе свода Федынского и Северо-Кильдинского месторождения. Актуальность изучения региона вызвана высокой ресурсоемкостью региона, а также инженерными опасностями, связанными с освоением потенциальных газовых месторождений. В ходе работ была проведена съемка многолучевым эхолотом Reson Seabat 8111/7150 и картирование верхней части осадочного чехла высокочас-

тотным профилографом EdgeTech 3300. В результате была проведена съемка на нескольких площадных полигонах, а также по отдельным транзитным галсам (рис. 1, 2).

Изучаемый район расположен на Евразийском шельфе в пределах баренцевоморской Центральной зоны поднятий и представляет собой область субгоризонтальных шельфовых равнин, испытавших существенную переработку ледниковыми процессами в четвертичное время [4]. В пределах района наблюдается переход от сезонной к многолетней криолитозоне. Район находится в зоне новейших тектонических движений [1].

В результате многолучевой съемки были детально отсняты несколько поднятий солянокупольного генезиса и участок подводного канала стока талых ледниковых вод. В результате проведенного геоморфологического анализа детальных полигонов съемки наблюдается сложный облик рельефа, обусловленный процессами солянокупольной тектоники, осложненными процессами ледниковой денудации, а также проявлениями процессов дегазации, выраженными в рельефе полями газовых воронок-покмарок. Рассмотренные поднятия были образованы при поднятии отложений соли пермского возраста. Соляные толщи образовались в условиях теплого мелководного моря при выпаривании морской воды [5]. Перекрывание отложений соли песчаными и илистыми осадками привело к образованию куполообразных образований – соляных диапиров. В некоторых местах вершины диапиров достигают поверхности дна и образуют поднятия, которые были закартированы в ходе рейса НИС «Академик Николай Страхов». Подобные структуры образуют газовые и нефтяные ловушки. Просачивание газа через в водную толщу происходит с образованием покмарок, представляющих собой воронки, диаметр которых варьирует в широком диапазоне от 10 м до более чем 1000 м. Как показывают данные батиметрического картирования норвежской программы MAREANO [5], 85 % дна норвежского сектора Баренцева моря к югу от 72° 30' с.ш. покрыто покмарками (300–800 шт./км²). Преобладают небольшие покмарки 20–30 м в диаметре и 2–4 м в глубину. В российском секторе покмарки также имеют широкое распространение, как показывают полученные нами данные.

По результатам частичной пикировки сонарной моды эхолота были построены карты проявления звукорассеивающих объектов в водной толще (рис. 1), а также карта распространения крупных покмарок (рис. 2). Пространственная визуализация отпикированных явлений создает основу для более детальной интерпретации неотектонических проявлений в регионе. Так, концентрация звукорассеивающих объектов в водной толще отмечается в районе Северо-Кильдинского месторождения, а также к югу

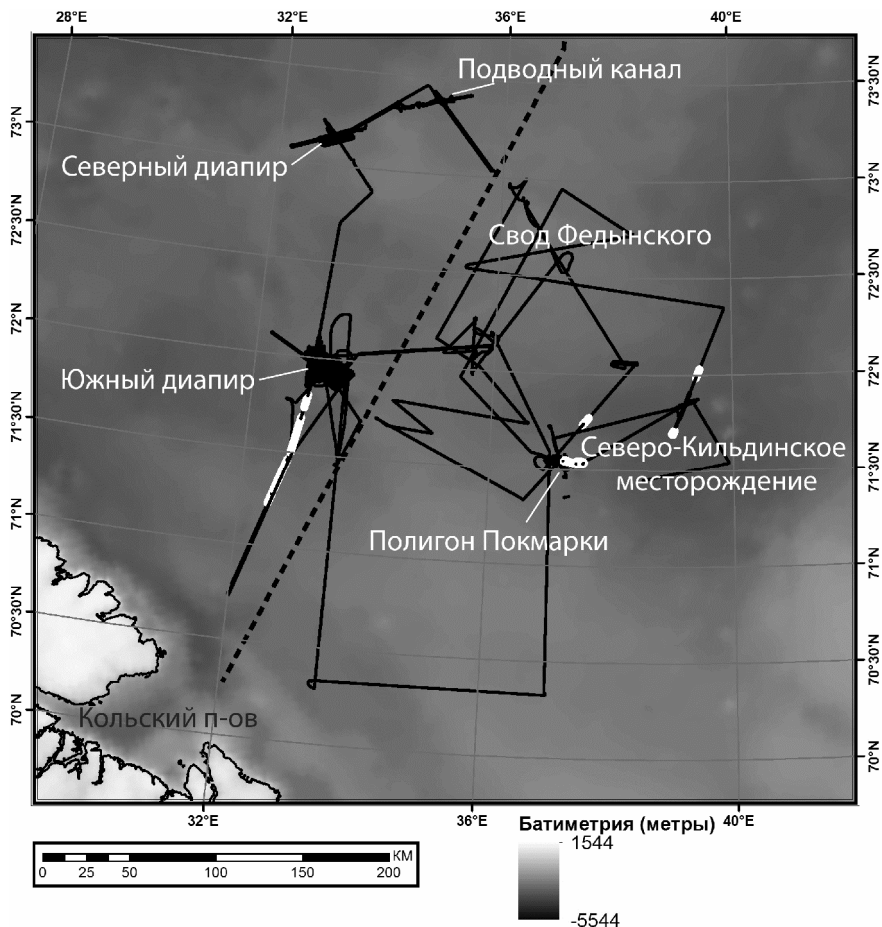


Рис. 1. Район работ в южной части Баренцева моря, государственная граница (пунктиром) и схема маршрутных профилей (чёрным) по программе ТТР-18 (28 рейс НИС «Академик Николай Страхов»). Белым отмечены отпикерованные проявления звукорассеивающих объектов в водной толще

от южного диапира (рис. 1) и, по всей видимости, приурочена к зонам газовой разгрузки. Однако их проявления также могут быть связаны с косяками рыб, либо гидрологическими условиями в водной толще (такими как температура, зоны концентрации кислорода и течения). Крупные покмарки (более 15–20 м) концентрируются в районе соляных диапиров, и в районе полигона “Покмарки” (рис. 2), а также в районе Северо-Кильдинского месторождения. Пространственное совпадение

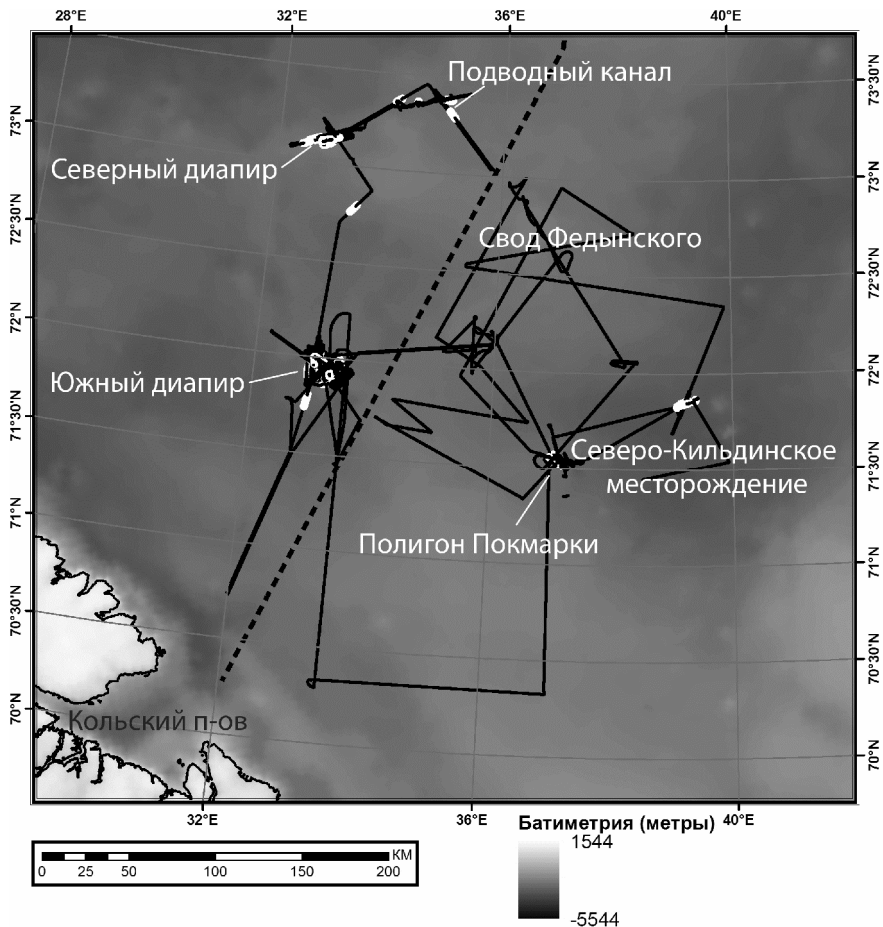


Рис. 2. Район работ в южной части Баренцева моря, государственная граница (пунктиром) и схема маршрутных профилей (чёрным) по программе TTR-18 (28 рейс НИС «Академик Николай Страхов»). Белым отмечены местоположения крупных покмарок

покмарок и звукорассеивающих аномалий в воде наблюдается только в восточной части района работ и не наблюдаются в районе соляных диапиров, что может свидетельствовать о прекращении газовых проявлений, ассоциированных с диапирами и о продолжении газовой разгрузки в районе месторождения. В дальнейшем планируется пикировка сонарной моды эхолота по остальным вышеперечисленным событиям,

а также проведение корреляции откартированных событий с результатами интерпретации данных высокочастотного профилирования.

Работа выполнена в рамках темы «Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями» (№ 0135-2016-0013, А17-117030610105-9) и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-35-20060, 18-05-70040.

Литература

1. Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. 1998. Т. 1. № 2. С. 157–183.

2. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Добролюбова К.О. Картирование звукорассеивающих объектов в северной части Баренцева моря и их геологическая интерпретация // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 655–662.

3. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Добролюбова К.О. Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29. DOI: 10.7868/S0016853X14030060

4. Smelror M., Petrov O. V., Larssen G. B., Werner S. (eds.). Atlas – Geological history of the Barents Sea. Geological Survey of Norway, 2009.

5. Buhl-Mortensen L., Hodnesdal H., Thorsnes T. (eds.). The Norwegian Sea Floor: New Knowledge from MAREANO for Ecosystem-Based Management. MAREANO, 2015. 193 p.

А.Р. Агатова^{1,2}, Р.К. Непоп^{1,2}

Период повторяемости сильных землетрясений Чуйско-Курайской очаговой области Алтая во второй половине голоцена

Строительство зданий, газопроводов, развитие туризма и транспортной инфраструктуры в сейсмоактивных горных областях юга Сибири требуют оценки такого важного параметра сейсмичности как период повторяемости сильных землетрясений. В регионах, где инструментальные и исторические летописи катастрофических событий не-

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия, agatr@mail.ru

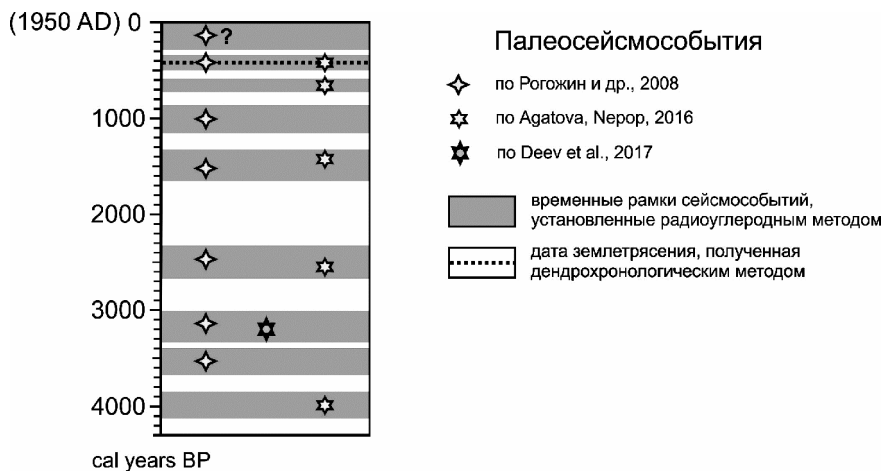
² Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург, Россия, rnk@igm.nsc.ru

продолжительны либо отсутствуют, данные о повторяемости сильных землетрясений могут быть получены палеосейсмогеологическим методом.

На Алтае первые детальные палеосейсмогеологические исследования позволили оценить интервал повторения здесь сильнейших землетрясений в голоцене от 1 до 3 тыс. лет [1]. После Чуйского землетрясения 2003 г. (М 7.3), подтвердившего высокий сейсмический потенциал территории, исследования были продолжены, и новые данные дали возможность уточнить этот параметр до 500–900 лет за последние 9 тыс. лет [2]. Абсолютный возраст палеосейсмодислокаций определялся радиоуглеродным методом. Точность этого метода варьирует в зависимости от типа датируемой органики, при этом частым объектом геохронометрических исследований в палеосейсмологии являются погребенные почвы – один из наименее точно датируемых субстратов в силу специфики своего длительного и сложного биогенного формирования.

В течение ряда лет нами проводились полевые исследования по уточнению периода повторяемости сильных землетрясений юго-восточной части Русского Алтая, в том числе с применением дендрохронологического метода датирования, имеющего годичное разрешение [3]. За основу была взята шкала сильных землетрясений, установленных в рельефе и отложениях Курайской и Чуйской впадин и их горного обрамления [2], за исключением наиболее молодых дат, находящихся на верхнем пределе чувствительности радиоуглеродного метода, а также дат погребенных почв из субаэральная постозерной толщи в районе устья Куяختанара [4]. К сожалению, даты почв были неверно восприняты в качестве дат отложений подпрудных озер, что привело исследователей к ложному выводу о двух фазах схода Сукорского обвала около 2500 и 6400 л.н. (даты не калиброваны) [1, стр. 97].

Нами были исследованы вторичные (обвалы) и структурные (сейсмичности) сейсмодислокации в северной части Чаган-Узунского массива, на разломной границе Южно-Чуйского хребта и Чуйской впадины в районе схода в 2003 году гигантского оползня, а также в западной части Курайской впадины. Датирование исследованных дислокаций, в том числе с применением предложенной нами методики дендрохронологического датирования сейсмоиндуцированных камнепадов [3], выявило новые события, но в целом показало хорошую сходимость с ранее установленными периодами сейсмоактивизаций (рисунок). Датирование первичных палеодислокаций – сейсморазрывов в зоне Курайского разлома в Чуйской впадине [5] подтвердило сейсмическую активность около 3400 л.н., приведшую к подвижкам по другому крупному разлому в структуре Курайского хребта – Кубадринскому [2]. Изученные сейсмо-



Хронология сейсмических активизаций в Чуйско-Курайской очаговой области Алтая во второй половине голоцена по данным разных авторов [2, 5, 6]. Знаком вопроса показана предполагаемая сейсмическая активизация, реконструированная по радиоуглеродным датам на верхнем пределе чувствительности метода

дислокации находятся на расстоянии около 40 км. Не исключено, что эти разломы, как полагают [5], были активизированы в результате двух разных землетрясений, разделенных небольшим интервалом времени. Случаи подобных активизаций в историческое время хорошо известны в Северном Тянь-Шане и в начале 21 века в Восточном Тибете. В то же время разделить близкие по времени палеособытия с помощью радиоуглеродного метода, особенно при датировании почвенного гумуса, практически невозможно – полученная в работе [5] единичная дата не уточняет хронологические рамки сейсмической активизации, установленной ранее на основании ряда датировок как сейсмогравитационных, так и разрывных дислокаций (рисунок).

В целом, проведенные исследования позволили уточнить период повторяемости сильных землетрясений Юго-Восточного Алтая, который составил около 400 лет за последние 4 тыс. лет [6], при этом можно выделить эпизод более длительного затишья около 2300–1600 л.н. Ближайшим к современности сильным сейсмособытием является средневековое землетрясение, дата которого – 1532 г.н.э. – установлена дендрохронологическим методом с точностью до года и подтверждается радиоуглеродными датами [3]. Наши исследования подтверждают полученный ранее [1] вывод о многократных реактивациях одних и тех

же очаговых зон Юго-Восточного Алтая и указывают на необходимость учета высокой сейсмической опасности при хозяйственном освоении этой горной территории.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант № 16-05-01035).

Литература

1. *Рогожин Е.А., Платонова С.Г.* Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. Объединенный институт физики Земли РАН, 2002. 130 с.
2. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В.* Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // *Физика Земли*. 2008. № 6. С. 31–51.
3. *Агатова А.Р., Непоп Р.К., Баринов В.В., Назаров А.Н., Мыглан В.С.* Первый опыт датирования сильных голоценовых землетрясений с использованием длительных древесно-кольцевых хронологий (на примере Горного Алтая) // *Геология и геофизика*. 2014. Т. 55. № 9. С. 1344–1355.
4. *Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ. 1993. 253 с.
5. *Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L.* Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies // *International Geology Review*. 2017. № 3. P. 293–310.
6. *Agatova A., Nepop R.* Dating strong prehistoric earthquakes and estimating their recurrence interval applying radiocarbon analysis and renaissance seismological approach – case study from SE Altai (Russia) // *Intern. J. of Geohazards and Environment*. 2016. № 3. P. 131–149.

А.О. Агибалов¹, Г.П. Бардышев

Определение типа новейшего напряженного состояния в районе пос. Импилахти (Северное Приладожье) с помощью компьютерного моделирования

Данная работа посвящена проблеме определения типа напряженного состояния и ориентировок внешних главных нормальных осей напряжения, проявляющегося в новейшее время на территории опорного участка, расположенного в районе пос. Импилахти. В его пределах на дневную поверхность выходят архейские гранито-гнейсы, формирующие куполовидные структуры – Импилахтинскую, Мурсульскую и

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Agibalo@yandex.ru, grbard@yandex.ru

Койринойско-Питкярантскую, в то время как межкупольное пространство сложено метатурбидитами раннепротерозойского ладожского комплекса. Проведенный анализ цифровой модели рельефа, составленной на основе детальных топографических карт масштаба 1: 20 000, наряду с полевыми геоморфологическими наблюдениями показал, что к границам гранито-гнейсовых куполов приурочены вертикальные стенки и уступы высотой до первых десятков метров. Куполовидные структуры выделяются на схеме блоковой делимости, составленной по данным анализа рельефа (рисунок), и отличаются повышенными значениями максимальных высотных отметок рельефа, стандартных отклонений высот, средней крутизны склонов (таблица).

Таблица. Морфометрические параметры рельефа, рассчитанные в пределах опорного участка для куполовидных структур Импилахтинской, Мурсульской, Койринойско-Питкярантской и межкупольного пространства

Параметры рельефа	Межкупольное пространство	Импилахтинский купол	Мурсульский купол	Восточная часть Койринойско-Питкярантского купола
Максимальные высотные отметки (м)	100	110	127	110
Стандартные отклонения высотных отметок (м)	19	23	23	25
Средняя крутизна склонов (град.)	5.0	7.8	7.4	8.4

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что гранито-гнейсовые купола выражены в рельефе как области поднятия, и поставить вопрос о возможности неотектонической активизации рассматриваемых структур.

С целью определения типа напряженного состояния и ориентировок главных нормальных осей напряжения проведено компьютерное моделирование, выполненное с помощью программы «RMS 2013». Исходными материалами для построения модели являлись высотные отметки

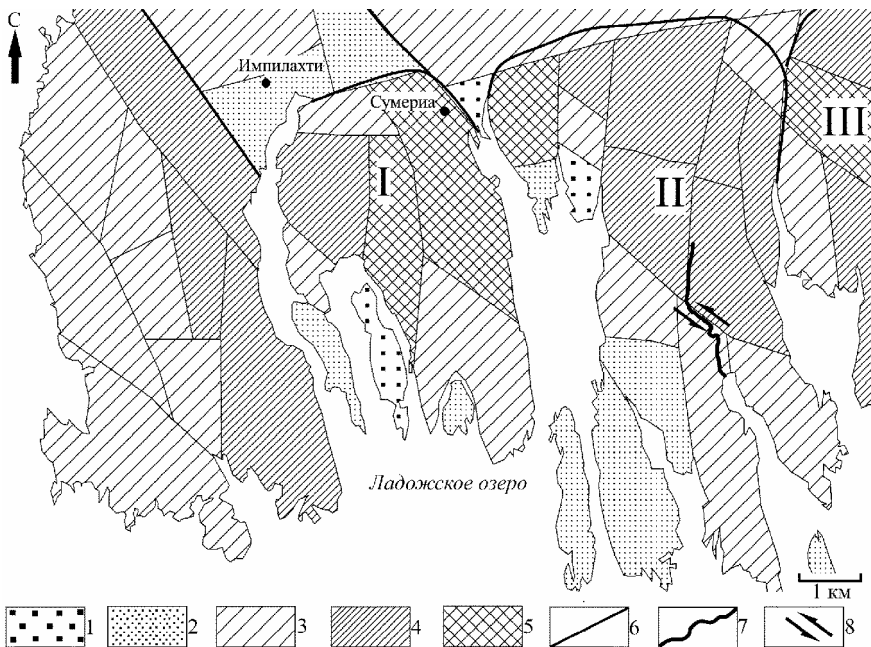


Рисунок. Схема блоковой делимости опорного участка, расположенного в районе пос. Импилахти: 1–5 максимальные высотные отметки блоков (в метрах): 1 – 30–50, 2 – 50–70, 3 – 70–90, 4 – 90–110, 5 – 110–127; 6 – границы гранито-гнейсовых куполов и предполагаемые разрывные нарушения, использовавшиеся в качестве исходных данных при компьютерном моделировании; 7 – русло водотока, смещающееся вдоль выраженного в рельефе предполагаемого разрывного нарушения; 8 – направление смещения русла. Римскими цифрами обозначены гранито-гнейсовые купола: I – Импилахтинский, II – Мурсульский, III – Койринойско-Питкярантский

рельефа, физико-механические характеристики среды (коэффициенты Пуассона и внутреннего трения), данные о конфигурации неоднородностей, обусловленных геологическим строением. В качестве таких неоднородностей рассматривались границы гранито-гнейсовых куполов [2] и хорошо выраженные в рельефе линеаменты, соответствующие, предположительно, дизъюнктивным структурам. Методика моделирования предполагает построение поверхности в формате «Grid» по высотным отметкам рельефа и нанесение сетки неоднородностей. После этого были заданы различные ориентировки внешних осей сжатия и растяжения, варьирующиеся от 0° до 170° с шагом 10° . Принятые при

моделировании допущения о конфигурации неоднородностей и величинах напряжений рассмотрены в работе [3]. Достоверность построенных моделей оценивалась путем сопоставления рассчитанных показателей с реальными параметрами геологической среды. Установлено, что максимально высокое значение коэффициента корреляции Пирсона между рассчитанными относительными величинами вертикальных смещений по сетке неоднородностей и высотными отметками рельефа составляет 0.32 при ориентировке оси сжатия по азимуту 10° . В обстановке субгоризонтального сжатия достигается статистически значимая отрицательная корреляция между вероятностью формирования новых разрывов малой протяженности и крутизной склонов, превышающей 20° (коэффициент корреляции равен -0.41). Опыт применения программного продукта «RMS 2013» показывает, что области, отличающиеся высокими (по модулю) отрицательными значениями вероятности возникновения новых разрывов, соответствуют испытывающим растяжение участкам, в пределах которых возникают трещины отрыва. В этом случае отрицательная корреляция между рассмотренными параметрами указывает на то, что крутые склоны и вертикальные уступы приурочены к областям возможного формирования структур растяжения. Таким образом, данные компьютерного моделирования показывают, что процесс новейшей активизации докембрийского структурного плана в районе пос. Импилахти происходит в обстановке субгоризонтального северо-восточного сжатия. Косвенным аргументом в пользу того, что ось сжатия ориентирована в северо-восточном направлении, является отмеченное на топографических картах смещение русла небольшого водотока вдоль выраженной в рельефе «ослабленной зоны» северо-западного простирания как при левом сдвиге (см. рисунок). По мнению авторов, полученные результаты не противоречат ранее опубликованным данным об общем северо-западном сжатии юго-восточной части Балтийского щита на новейшем этапе [1, 4], поскольку в данной работе рассматривается локальное поле напряжений.

В целом, проведенные исследования показали, что в новейшее время происходит активизация расположенных в районе пос. Импилахти гранито-гнейсовых куполов, реализующаяся в обстановке субгоризонтального северо-восточного сжатия.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00359 «Оценка новейшей и современной геодинамической активности докембрийских купольно-надвиговых структур Приладожья».

Литература

1. Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Девяткина А.С. Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юго-восток Балтийского щита) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 791–807.
2. Геологическая карта листа Р-36-XX. Масштаб 1: 200 0000. Л.: ВСЕГЕИ, 1958.
3. Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)», 2012. Режим доступа: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnyeposobiya-2
4. Keiding M., Kreemer C., Lindholm C.D., Gradman S., Olesen O., Kierulf H.P. A comparison of strain rates and seismicity for Fennoscandia: depth dependency of deformation from glacial isostatic adjustment // Geophys. J. Int. 2015. Vol. 202. P. 1021–1028.

П.Я. Азимов¹, И.К. Козаков

Первая находка высокобарических пород в композитном Дзабханском террейне (Западная Монголия): признак конвергентных обстановок

Высокобарические породы, включая эклогиты, являются важными индикаторами тектонических обстановок, таких как зоны палеосубдукции и палеоколлизии. Поэтому их находки имеют большое значение для понимания тектонической эволюции древних орогенов. Особый интерес они представляют для расшифровки истории самого крупного в мире орогенного пояса – Центрально-Азиатского. Дзабханский террейн в западной Монголии является частью большого Тувино-Монгольского составного террейна и долго рассматривался как блок земной коры с раннедокембрийским фундаментом [2]. Однако исследования последних лет показали [1, 4], что, как и в остальной части Тувино-Монгольского террейна [3], метаморфический фундамент имеет более сложное строение и включает в себя и более молодые, в том числе неопротерозойские комплексы. Большая часть метаморфических пород фундамента Дзабханского террейна не содержит граната, что затрудняет термобарометрические исследования. В безгранатовых амфиболитах среди метаосадков (кварцитов) Дзабханского террейна нами

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; pavel.azimov@mail.ru, ivan-kozakov@yandex.ru

обнаружены реликтовые участки тонкозернистых пород с мелким гранатом.

Петрографическое исследование гранатсодержащих пород показало, что они сложены весьма мелким агрегатом голубого амфибола, альбита и кварца с зёрнами граната, содержание которого близко к половине объёма породы. В небольших количествах присутствуют чешуйки мусковита, зёрна эпидота, рутила, ильменита и титанита. Порода неоднородна – некоторые домены обогащены кварцем, в других есть эпидот и нет мусковита, в-третьих – есть мусковит и нет эпидота. Гранат – идиоморфные, огранённые зёрна, в породе распределены равномерно. По составу высококальциевые (32–40 мол. % Grs, 2.5–5.5 мол. % Prp). Амфиболы образуют сростания с альбитом и зональные зёрна, в которых центральные зоны богаты Na (до 4.8 вес. % Na₂O) и по составу отвечают ряду “барруазит-винчит”, а краевые зоны близки к тремолиту. Нередко одни амфиболы замещают другие. Альбит присутствует преимущественно в сростаниях с амфиболом, реже образует самостоятельные зёрна, также сосуществующие с амфиболом. Эпидот встречается в виде небольших зёрен, также ассоциирующих с амфиболами. Мусковит по составу соответствует фенгиту (3.3–3.4 ф.к. Si). Он формирует небольшие слабо удлинённые чешуйки, обычно окружённые тонкой каймой биотита, особенно вблизи граната. В матрице породы многочисленны скопления зёрен рутила, окружённых каймой ильменита и сфена. Удалось также найти мелкие реликтовые зёрна омфацита с содержанием Jd минала около 40 мол. %. Эти зёрна замещаются сростаниями барруазит-винчитового амфибола и альбита.

Анализ минеральных парагенезисов и их соотношений указывает на вероятную метаморфическую эволюцию пород: низкотемпературная эклогитовая фация → глаукофансланцевая фация → эпидот-амфиболитовая фация высоких давлений, с падением температуры и декомпрессией.

Ранее эклогиты и породы эклогитовой фации в Монголии были найдены в юго-восточной части Озёрной зоны [5–8]. Их возраст достоверно не установлен.

Высокобарические породы свидетельствуют о конвергентных тектонических обстановках, но пока невозможно сказать, связаны ли найденные высокобарные породы с процессами субдукции или коллизии. В любом случае, их находка подтверждает гетерогенность фундамента Дзабханского трейна.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 17-05-00130.

Литература

1. Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента ЦАСПа // Стратигр. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.
2. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. Vol. 21. P. 87–110.
3. Sainnikova E.B., Kozakov I.K., Kotov A.B. et al. Age of Palaeozoic granites and metamorphism in the Tuvino-Mongolian Massif of the Central Asian mobile belt: loss of a Precambrian microcontinent // Precam. Res. 2001. Vol. 110. P. 143–164.
4. Kovach V.P., Kozakov I.K., Kröner A. et al. Early Neoproterozoic crust formation in the Dzabkhan microcontinent, Central Asian Orogenic Belt // Geodyn. & Tectonophys. 2017. Vol. 8. N. 3. P. 499–501.
5. Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Res. 2017. Vol. 47. P. 200–227.
6. Javkhlan O., Takasu A., Bat-Ulzii D., Fazle Kabir Md. Metamorphic pressure-temperature evolution of garnet-chloritoid schists from the Lake Zone, SW Mongolia // J. Mineral. Petrol. Sci. 2013. Vol. 108. N. 5. P. 255–266.
7. Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. Vol. 310. N. 7. P. 523–574.
8. Stipska P., Schulmann K., Lehmann J. et al. Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further east than expected // J. Metamorphic Geol. 2010. Vol. 28. N. 9. P. 915–933.

Г.А. Аронов¹

Тектонические разрывные нарушения и сейсмическая активность в районе Старобинского месторождения калийных солей

Старобинское месторождение калийных солей в Беларуси, крупнейшее в Европе, было открыто в 1949 году и начало разрабатываться с начала шестидесятых годов прошлого столетия. Руда добывается подземным способом. Месторождение образовалось около 300 миллионов лет назад в конце девонского периода геологической истории. На месте нынешнего Полесья находилось мелководное море с обширными лагу-

¹ Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, Беларусь; aronovg@tut.by

нами. В результате активных испарений и прогибов дна бассейна вследствие вертикальных колебательных движений формировались отложения солей натрия и калия, чередовавшихся с глинисто-карбонатными слоями [1].

Тектоника месторождения обусловила залегание калийных горизонтов на различных глубинах. Промышленные горизонты залегают на глубинах от 400 до 1200 и более метров. Их мощность колеблется от 4 до 20 метров. Калийные соли располагаются внутри пластов каменной соли. Всего на месторождении выявлено несколько десятков калийных горизонтов [2]. Припятский прогиб, в пределах которого расположено Старобинское месторождение калийных солей, состоит из Припятского грабена (палеорифта) и Северо-Припятского плеча. Разломная тектоника этого района подробно описана в работах. На юге Припятский грабен отделен Южно-Припятским краевым разломом от Украинского щита, на севере – Северо-Припятским краевым разломом от Белорусской антеклизы и Северо-Припятского плеча, Жлобинской седловины, Гремячского погребенного выступа. Системой разломов мантийного и корового уровня Припятский прогиб расчленен на ряд ступеней, имеющих в основном субширотное простирание. Ограничивающие прогиб краевые разломы (Северо-Припятский и Южно-Припятский) принадлежат к листрическим разломам мантийного заложения, к которым относятся также Червонослободско-Малодушинский и Речицкий разломы [1].

К основным опасностям, возникающим при проведении подземных шахтных работ, относятся возникновение индуцированной сейсмичности. Как правило, для оценки и прогноза степени сейсмической опасности в районе месторождения организуется регулярный мониторинг сейсмической обстановки. Риск возникновения индуцированной сейсмичности вызывается активизацией разломов в регионе разработки месторождения вследствие изменения напряжений в горизонтах, подверженных воздействию природных тектонических сил. Пространственное развитие геодинамического процесса в виде проявления сейсмической активности, выходит за пределы шахтных полей, охватывая территории, примыкающие к району непосредственных горных работ. Осредненные характеристики сейсмичности слабо зависят от особенностей технологии проведения выемок пород, и, в первую очередь, определяются геометрией разломов в регионе и характером региональных тектонических напряжений. В связи с этим возникает задача выявить закономерности взаимосвязи пространственно-временного распределения сейсмичности с возникающими напряжениями земной коры в районах разработки месторождений полезных ископаемых.

Непрерывные круглосуточные наблюдения в районе Старобинского месторождения калийных солей были начаты в 1983 году. В настоящее время для определения пространственно-временных и энергетических параметров очагов землетрясений в районе месторождения была создана Солигорская локальная сеть наблюдений, которая состоит из 8 пунктов наблюдений. Локальная сеть представляет собой автоматизированную цифровую систему наблюдений в режиме реального времени. Технические средства, которой состоят из измерительного оборудования – сейсмометров, фиксирующих движения почвы, возникающих в результате распространения сейсмических волн. Регистрирующее оборудование обеспечивает запись сигналов от сейсмометров. Средства связи служат для передачи данных в центр сбора и обработки данных. Управляющих микропроцессорных модулей и системы энергообеспечения.

В процессе обработки данных производится идентификация сейсмических событий, в том числе выделение региональных и местных (локальных) землетрясений, промышленных взрывов, источников природных и техногенных шумов. На основе специальных методов анализа осуществляется интерпретация сейсмических событий, определение времени развития события в очаге, координат эпицентра, глубины очага и его энергетический уровень. Таким образом, по результатам многолетних наблюдений и обработки данных были получены инструментальные записи местных землетрясений, определены их кинематические и динамические параметры, составлены соответствующие бюллетени и каталоги. Первичная фактографическая информация и результаты ее обработки системно размещены в специально созданных базах данных, являющихся основой для сейсмологических, сеймотектонических, геолого-геофизических исследований.

Основную часть сейсмических событий, зарегистрированных в Солигорском горнопромышленном районе в диапазоне магнитуд 2–3 и глубиной очагов от 0 до 40 км, следует отнести к индуцированной сейсмичности, поскольку ее возникновение произошло под воздействием естественных деформационных процессов. Индуцированная сейсмичность возникает только как реакция горного массива на техногенное воздействие и без воздействия не происходит. Эта реакция массива на воздействие может состоять в изменении условий взаимодействия структур внутри массива, либо явиться причиной перераспределения естественного напряженного состояния между структурами с высвобождением некоторой его части в виде релаксационных процессов. Индуцированная сейсмичность формируется в основном в слабосейсмичных регионах в результате такого внешнего воздействия, которое либо изменяет геодинамические свойства массива, нарушая сложив-

шеся динамическое равновесие и переводя взаимодействующие структуры в новое состояние с выделением энергии, либо вызывает перераспределение напряжений внутри массива, приводя к их концентрации в некоторой его области до критического состояния с последующим высвобождением в виде сейсмических колебаний. Интенсивность сейсмических колебаний может при этом достигать величины магнитуды, характерной для природных землетрясений. В подобных массивах без техногенного вмешательства индуцированная сейсмичность обычно отсутствует, поэтому она появляется во время проведения горных работ [3, 4].

Говоря об элементах динамики развития сеймотектонического процесса, нужно иметь в виду миграцию в пространстве и во времени сейсмической активизации, выявленной при сравнении карт сейсмичности, построенных по данным за различные периоды. Зоны группирования эпицентров землетрясений 1983 и 1988 гг. располагаются в западной части эпицентральной области и рассеиваются вдоль глубинных разломов: Стоходско-Могилевского, Речицкого, Ляховичского. Для сейсмических событий 1984 и 1987 гг. зоны группирования эпицентров вытянуты вдоль Стоходско-Могилевского разлома, охватывая зоны пересечения с субширотными разломами. Зоны группирования эпицентров землетрясений 1985 и 1994 гг. имеют широтную направленность и сильно вытянуты по площади до Кричевского разлома, с севера эпицентры рассеиваются вдоль Северо-Припятского разлома, а на юге – вдоль Ляховичского, Червонослободско-Малодушинского и Копаткевичского разломов. В 1986, 1989, 1990, 1993 гг. зоны группирования эпицентров землетрясений рассеиваются на севере вдоль Налибокского регионального, Северо-Припятского и Стоходско-Могилевского суперрегиональных разломов, а на юге – вдоль Копаткевичского разлома. В 1991, 2001–2004 гг. зоны группирования эпицентров землетрясений имеют субмеридиональную вытянутость и ограничены на севере Северо-Припятским, а на юге – Копаткевичским разломами. В 1992 г. зона группирования эпицентров землетрясений располагается в южной части эпицентральной области, на севере оконтурена Червонослободско-Малодушинским, а на юге – Шестовичским разломами. Для периода 1995–2000 гг., 2010 г., 2014 г. характерно обширное рассеивание зон группирования эпицентров по площади на севере вдоль Северо-Припятского суперрегионального разлома, на юге – Копаткевичского и Шестовичского, на востоке – до Кричевского разломов. В 2005–2006 гг. зоны группирования эпицентров землетрясений располагаются в восточной части эпицентральной области и рассеиваются вдоль восточной части Северо-Припятского, Речицкого, Червонослободско-Малодушинского разломов. В 2009, 2013, 2017 гг. зоны

группирования эпицентров землетрясений имеют вытянутую форму в направлении северо-запад–юго-восток. В остальные года наблюдается расположение эпицентров вокруг шахтного поля с тенденцией увеличения зоны рассеивания.

Динамика миграции ежегодного положения зон группирования эпицентров землетрясений в районе Старобинского месторождения калийных солей определяется характером направленности современного поля напряжений. Однако отсутствие равномерной сейсмической активности вдоль протяженных разломных структур, по-видимому, можно объяснить тем, что хотя дизъюнктивные нарушения являются вероятными местами проявления тектонических напряжений, сейсмогенные напряжения накапливаются в тех блоках, где направления развития деформации различных по уровню геодинамических систем соответствует друг другу. Для поля напряжений участков более мелких размеров определяющими являются взаимодействия структурных особенностей мелких рангов наиболее подвижных элементов земной коры, следовательно, поля напряжений их менее устойчивы во времени.

Литература

1. *Махнач А.С., Гарецкий П.Г., Матвеев А.В. и др.* Геология Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
2. *Высоцкий Э.А., Губин В.Н., Смычлик А.Д. и др.* Месторождения калийных солей Беларуси: геология и рациональное недропользование. Минск: БГУ, 2003. 264 с.
3. *Aronov A.G., Seroglazov R.R., Aronova T.I.* Seismicity of Belarus // *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*. 2010. Vol. 45. Is. 3. P. 324–339.
4. *Aronov A.G., Mukhamediev Sh.A., Aronova T.I.* Stress state of the earth's crust and seismicity in a potassium salt mining region in Belarus // *Acta Geodaetica et Geophysica*. 2014. Vol. 49. Is. 2. P. 125–134.

Т.И. Аронова¹, В.А. Аронов

Сейсмическая активность западной части Восточно-Европейской платформы

Сооружение объектов промышленной и транспортной (включая нефте- и газопроводы) инфраструктуры, крупных гидротехнических, энергетических и экологически-опасных объектов в странах, распо-

¹ Центр геофизического мониторинга НАН Беларуси, Минск, Беларусь;
tatjana@cgm.org.by, vladislav@cgm.org.by

женных на территории западной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а также контроль за уже существующими объектами, требуют оценки опасности и риска от природных и техногенных процессов, как на проектном этапе, так и на этапе эксплуатации. Сейсмические процессы занимают одно из ведущих мест в ряду природных и техногенных опасностей.

«Возраст» техногенных нагрузок – несколько десятков лет. Но даже за столь сравнительно небольшое время сейсмические процессы оказывают существенное влияние на изменение физико-механических свойств (трещиноватости, фильтрации и водонасыщенности) горных пород. На западе ВЕП негативное влияние техногенных нагрузок на инженерно-технические сооружения проявляется в районах ГЭС (деформации тела плотины на Плявиньской ГЭС, Латвия; Полоцкая, Витебская и Гродненская ГЭС, Беларусь; Каунасская ТЭЦ и Литовская ГРЭС в Электренай) и крупных объектах горнодобывающей промышленности (Старобинское месторождение калийных солей, ОАО «Беларуськалий»). Это связано соответственно с воздействием вибрации от турбин ГЭС на физико-механические свойства пород и изменением напряженного состояния в горных массивах вследствие промышленной добычи полезных ископаемых. Массовые взрывы на карьерах (карьеры «Айду» и «Вяо», Эстония; карьер «Айвиесте», Латвия; карьеры «Гралево» и «Микашевичи», Беларусь) воздействуют на изменение напряженно-деформированного состояния в структурах земной коры.

Одним из направлений исследований влияния техногенных нагрузок на активизацию сейсмических процессов становится создание локальных систем сейсмического мониторинга. Система сейсмического мониторинга западной части ВЕП включает сейсмические сети следующих стран: Беларуси, Литвы, Латвии, Эстонии, Польши и России (рис. 1).

Сейсмологические наблюдения на территории Беларуси проводятся с 1965 г., которые были организованы в геофизической обсерватории «Плещеницы». Современная сеть сейсмологических наблюдений состоит из двух геофизических обсерваторий «Плещеницы» широкополосная сейсмостанция «Минск» (MNK) и «Нарочь» широкополосная сейсмостанция (NAR), двух локальных сетей сейсмических станций. Солигорская локальная сеть расположена в южной части страны в районе Старобинского месторождения калийных солей и состоит из 8 короткопериодных сейсмостанций: «Волоты» (VOL), «Устронь» (UST), «Чижовка» (CHJ), «Копачевичи» (KAP), «Новый луг» (NVL), «Махновичи» (MAH), «Листопадовичи» (LST), «Тесово» (TES). Островецкая локальная сеть расположена на северо-западе страны в районе строящейся Белорусской АЭС и состоит из 7 короткопериодных сейсмостан-

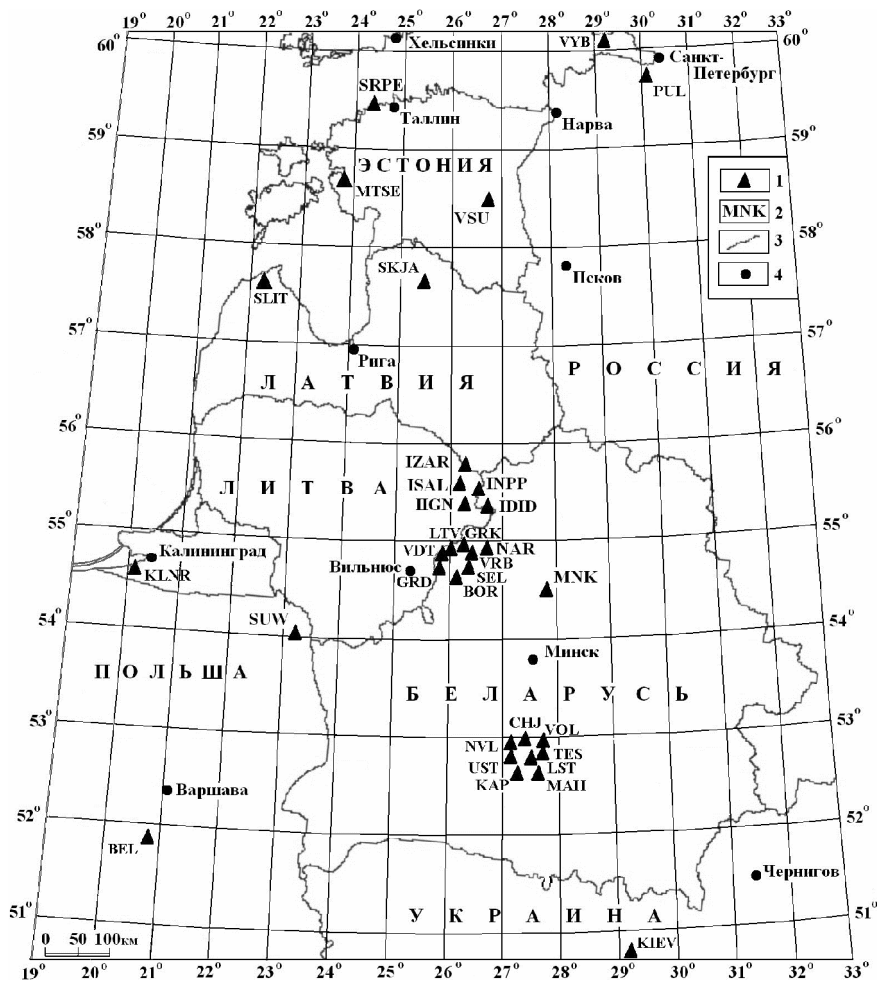


Рис. 1. Сеть сейсмических станций на территории западной части Восточно-Европейской платформы: 1 – сейсмические станции; 2 – код станций; 3 – государственная граница; 4 – города

ций: «Бояры» (BOR), «Градовщица» (GRD), «Вадатишки» (VDT), «Селище» (SEL), «Горная Каймина» (GRK), «Воробы» (VRB), «Литвяны» (LTV). Со всеми пунктами наблюдений установлена связь по каналам мобильной телефонной сети (GSM/GPRS), по которым осуществляется передача цифровой информации в реальном времени в г. Минск.

Сейсмологические наблюдения в Литве стали проводить с 1970 года, когда в Вильнюсе была оборудована сейсмическая станция. В 1999 году ее деятельность была прекращена. В 1999 году в районе Игналинской атомной электростанции были установлены пять сейсмических станций (сейсмические станции в Диджясалисе «Didziasalio» (IDID), Игналине «Ignalinos» (IGN), Салакасе «Salako» (ISAL), Зарасае «Zarasu» (IZAR) и на самом реакторе «Ignalinos AE» (INPP)). С этого времени в Литве проводится постоянный сейсмический мониторинг.

Изучать природу сейсмических явлений на территории Латвии начали с 1994 года в Валмиерском районе, Ренценской волости, был основан постоянный пункт сейсмических наблюдений «Skujas» (первоначальное название «Ciekuri», а затем «Valmiera»). Здесь была установлена короткопериодная станция, которая работала вплоть до 2002 года. С 2006 года на северо-западе Латвии работает сейсмостанция «Skujas» в Дундагской волости на территории Слитерского маяка. Сейсмостанция «Skujas» входит в европейскую программу «Геофон» с центром в Потсдаме.

В Эстонии сейсмологическую ситуацию отслеживают три станции. Первая цифровая сейсмическая станция Эстонии была основана в Тарту (TRTE) и начала действовать в 1999 году. В 2003 году она была перемещена и получила новое название «Vasula» (VSU), которая расположена в восточной части страны. С 2005 года на западе и северо-западе в Эстонии открыты две широкополосные сейсмические станции «MTSE» и «SRPE», которые свои данные передают в Потсдам в рамках участия в программе «Геофон».

Ближайшие к ВЕП сейсмические станции в России – «Пулково» (PUL), «Выборг» (VYB) и «Калининград» (KLNR). Пулковская станция является одной из старейших сейсмических станций России открытой в 1906 году, расположена на территории Государственной астрономической обсерватории РАН. В 2005 году были начаты наблюдения на сейсмостанции «Выборг» (VYB), которая расположена к северо-западу от Санкт-Петербурга. В этом же году была открыта новая сейсмостанция «Калининград» (KLNR) на территории учебной базы Калининградского университета в пригороде Светлогорска.

В восточной части Польши расположены две сейсмические станции «Suwalki» (SUW) и «Belsk» (BEL). Сейсмическая станция «Suwalki» (SUW) находится к северо-востоку от Варшавы в пограничной зоне с Беларусью и Литвой. Сейсмическая станция «Belsk» (BEL) расположена к юго-западу от Варшавы.

В условиях слабой сейсмичности, а также учитывая позднее развитие инструментальных сейсмометрических наблюдений, большая роль

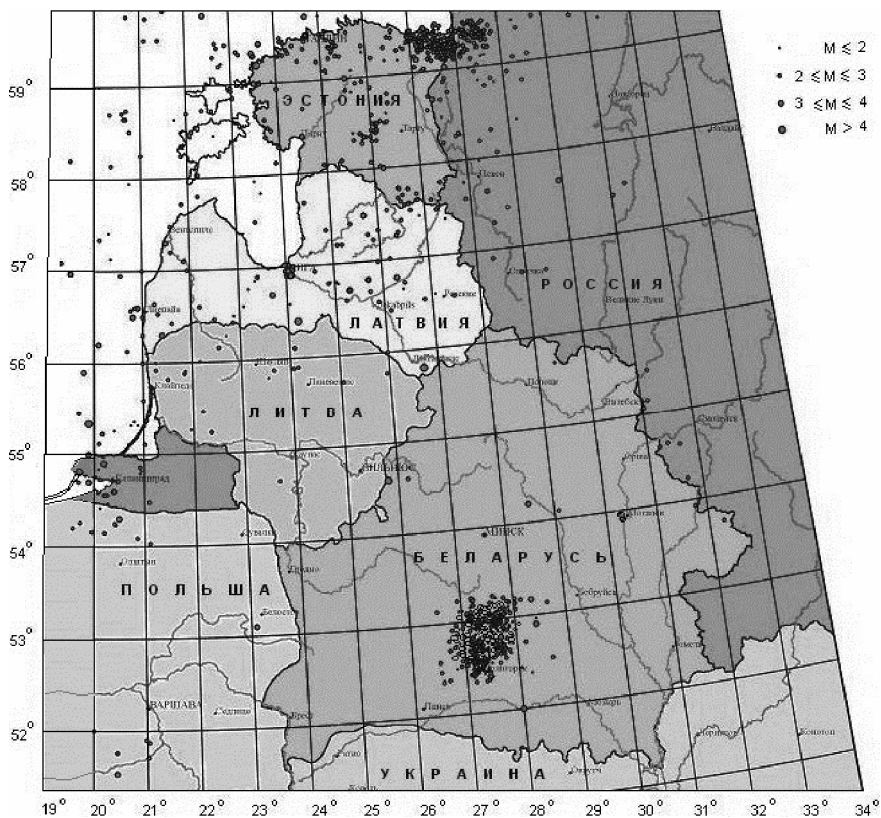


Рис. 2. Карта сейсмичности западной части Восточно-Европейской платформы

в изучении региональной сейсмичности запада Восточно-Европейской платформы относится к историческим землетрясениям, которых выявлено в количестве 52 событий [1, 2]. В инструментальный период сейсмологических наблюдений на этой территории зарегистрированы землетрясения разного магнитудного уровня. Из них инструментально зарегистрирован ряд ощутимых землетрясений, в частности, Осмуссарское землетрясение ($M=4.7$) в Эстонии в 1976 г. Ощутимые землетрясения в Беларуси, произошли в 1978, 1983, 1985, 1998 (2) гг. в районе Солигорского месторождения калийных солей ($M=0.8-3.5$). В 2004 году в Калининградской области (Россия) произошла серия ощутимых землетрясений, из них самое сильное с магнитудой 5.1.

Изучение сейсмических процессов на территории ВЕП показало, что максимальная интенсивность землетрясений связана с северной и северо-восточной частью Эстонии, включая и ее западные прибрежные острова, с северо-западной частью Латвии и Польши, западными территориями России и Литвы, южной территорией Беларуси (рис. 2). В регионе главными сейсмогенерирующими тектоническими элементами являются активные разломные зоны Белорусско-Балтийского региона и Припятско-Донецкого авлакогена. Оказывают влияние на сейсмическую активность изучаемой территории процессы, происходящие в зонах сочленения древнего Восточно-Европейского кратона с молодой Западно-Европейской платформой (зона Тейссейра-Торнквиста); Русской плиты с Балтийским щитом.

Литература

1. *Аронова Т.И.* Исторические и современные ощутимые землетрясения // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 342–350.

Е.В. Артюшков¹, Ю.Б. Барабанова², П.А. Чехович^{1,3}

Природа земной коры и механизмы ее погружения в глубоководных котловинах Подводников и Макарова в Центральной Арктике

В Центральной Арктике расположена система крупных глубоководных впадин. С помощью глубоководного бурения существование континентальной коры установлено только для хребта Ломоносова [1 и др.]. Природа коры к востоку от хребта остается дискуссионной. Большинство зарубежных исследователей кору в котловинах Подводников и Макарова относят к океаническому типу [2 и мн. др.]. Чтобы объяснить отсутствие полосовых магнитных аномалий с чередующейся полярностью, предполагают, что океаническая кора формировалась там в эпоху мелового суперхрона 83–125 млн лет назад.

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; arty-evgenij@yandex.ru

² Морская арктическая геологоразведочная экспедиция – МАГЭ, Москва, Россия; barabanova.ub@mage.ru

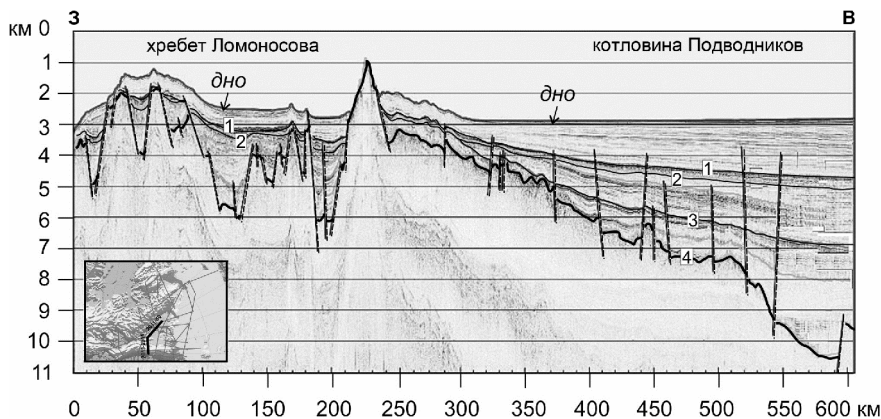
³ Музей земледования МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; p.chekhovich@gmail.com

Природа коры, подстилающей котловины, может быть определена по истории развития ее погружения. Бурение на хребте Ломоносова [1 и др.] показало, что глубоководные обстановки, приблизительно отвечающие современным батиметрическим отметкам дна в его осевой части (1000 м), установились 18 млн лет назад в раннем миоцене. До этого в течение около 26 млн лет осадконакопление на хребте не происходило. В результате сформировалось так называемое «региональное несогласие» RU (рисунок, рефлектор 1). Оно отделяет глубоководные осадки раннего миоцена с малым количеством биогенных остатков от залегающих под ними прибрежных отложений среднего и раннего эоцена, богатых органическим материалом. Ниже в разрезе прослеживается еще один перерыв в осадконакоплении в палеоцене и в конце верхнего мела. В самой нижней части одной из скважин залегает трехметровый слой рыхлых отложений с фауной кампанского возраста. Его кровлю ассоциируют с «посткампанским несогласием» pCU (рефлектор 2 на рисунке), которое датируется возрастом 72 млн лет. Более древние осадки при бурении на хребте Ломоносова достигнуты не были. Мощность интервала между несогласиями RU и pCU составляет около 200 м.

Как показывают буровые данные, с позднего кампана до раннего миоцена в течение, по крайней мере, 56 млн лет поверхность коры на оси хребта Ломоносова располагалась вблизи уровня моря. Несогласия RU и pCU, ограничивающие сверху и снизу документированные слои континентальных и крайне мелководных отложений на хребте Ломоносова четко прослеживаются в прилегающие котловины Подводников и Макарова (см. рисунок). Интервал между этими датированными рефлекторами имеет мощность несколько сотен метров. Это означает, что на указанном отрезке времени в течение ~60 млн лет средняя скорость осадконакопления во впадинах была очень низкой, ~5 м/млн лет.

На большинстве профилей мощность морских осадков, отложившихся за последние 18 млн лет, составляет ≥ 1000 –1500 м, что соответствует на порядок более высоким скоростям осадконакопления ~50–70 млн лет. В таких условиях крайне медленное осадконакопление в глубоководном морском бассейне в палеогене в течение 60 млн лет продолжаться не могло. Следовательно, все это время кора на оси хребта располагалась вблизи уровня моря.

Для океанической коры такая ситуация невозможна. После образования на оси спрединга в результате охлаждения коры и подстилающей мантии кора начинает быстро погружаться. Если спрединг происходил вблизи уровня моря, то через 56 млн лет глубина воды должна превысить 4000 м. Оставаться вблизи уровня моря в течение более 50 млн лет



Сводный профиль МОВ ОГТ 2011-2011-50 через хребт Ломоносова и котловину Подводников [3, с изменениями]. Местоположение профиля показано на врезке слева. Основные рефлекторы в чехле (1–3): 1 – предмиоценовое («региональное», RU) несогласие, 2 – посткампанское несогласие (pCU), 3 – раннемеловое несогласие (LCU). 4 – поверхность акустического фундамента

кора может только над горячим пятном в мантии. Интенсивный магматизм на хребте Ломоносова и в прилегающих впадинах в эту эпоху не проявлялся. Отсюда следует, что кора в рассматриваемых областях относится к континентальному типу, и для хребта Ломоносова это подтверждается результатами глубоководного бурения.

Как показывают глубинные сейсмические зондирования, в верхней части консолидированной коры котловин существует слой толщиной 1–5 км со скоростями продольных волн, характерными для гранитного слоя континентальной коры. Поэтому большинство российских ученых предполагают, что эти структуры подстилаются корой континентального типа [3]. Ее крупные погружения, сформировавшие глубоководные впадины, объясняют растяжением литосферы, о чем свидетельствуют сбросы в осадочном чехле и фундаменте [4 и др.]. Сам факт существования сбросов указывает, однако, лишь на то, что погружение происходило в условиях растяжения коры. Возникает, однако, вопрос, было ли это растяжение достаточным для наблюдаемого погружения коры.

Рефлекторы, отвечающие указанным несогласиям, пересечены рядом разломов, но значительных смещений на них не наблюдается. На всех рефлекторах крупные наклонные блоки, типичные для областей сильного растяжения, не выделяются. Вплоть до нижнемелового несо-

гласия LCU (3) рефлекторы являются плавными. На более глубоких рефлекторах появляются значительные вертикальные смещения, обусловленные движениями фундамента.

На профиле, представленном на рисунке, глубина моря в котловине Подводников составляет 2800 м. Для компенсации такой впадины с учетом изостатического погружения под нагрузкой осадков их потребовалось бы около 7000 м. Региональное несогласие *I* на профиле перекрыто 1000–1500 м осадков. При сохранении изостатического равновесия для образования за счет растяжения заполненной осадками впадины глубиной ~8000 м потребовалось бы растянуть на 20 % кору, перекрывавшуюся до растяжения региональным несогласием *I*. На профиле этот рефлектор является, однако, непрерывным. Такая же картина характерна и для многих других профилей, пересекающих котловины Подводников и Макарова в разных направлениях. Это исключает растяжение коры как причину образования глубоководных впадин в раннем миоцене.

На рассматриваемом разрезе, как и на ряде других профилей через котловины Подводников и Макарова в фундаменте наблюдаются значительные деформации, которые могут свидетельствовать о растяжении коры на ранней стадии формирования впадин [3, 4 и др.]. Так, например, непосредственное измерение растяжения на сбросах в фундаменте котловины Подводников, показанных на рис. 18 в последней из процитированных работ, дает растяжение коры на 13%. Такое растяжение могло обеспечить накопление до 2400 м осадков. В то же время для полной компенсации впадины потребовалось бы 10 км осадков. Это означает, что основная часть погружения была обусловлена другим механизмом.

Анализ истории погружений в глубоководных впадинах, лежащих к востоку от хребта Ломоносова, показывает, что подстилающая их кора имеет континентальную природу и не испытывала сильного растяжения. Основной вклад в образование котловин Центральной Арктики внесло быстрое погружение в начале миоцена, в результате которого современные батиметрические отметки во впадинах достигли глубин от 3 до 4 км. В качестве механизма их образования можно предположить уплотнение пород в литосферном слое вследствие метаморфизма. Ранее этот механизм был обоснован нами по отношению к другим сверхглубоким впадинам – Прикаспийской, Южно-Каспийской, Северо-Баренцевской и Северо-Чукотской [5 и др.]. Геодинамическая обстановка, в которой возможно проявление такого механизма погружений, будет рассмотрена в отдельной работе.

Проведенные исследования поддержаны грантом РФФИ № 18-05-00424.

Литература

1. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. PA1S03, doi:10.1029/2007PA001476, 15 p.

2. Grantz A., Hart P., Childers V. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sørensen, K. (eds.). *Arctic Petroleum Geology* // *Geol. Soc. London Memoirs*. Vol.35. P.771–799.

3. Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Глебовский В.Ю., Гусев Е.А., Жолондз С.М., Каминский В.Д., Киреев А.А., Смирнов О.Е., Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г., Савин В.А., Черных А.А., Элькина Д.В. Арктический бассейн (геология и морфология) / Гл. ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2016. 291 с.

4. Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep-water basins: link between geological history and geodynamics // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. Vol.8. N 1. P.11–43. doi:10.5800/GT-2017-8-1-0231.

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

**Е.В. Архипова¹, А.Д. Жигалин², И.С. Гусева¹,
Е.Э. Тормышева¹**

Анализ вариаций сейсмичности как инструмент для выявления современных тенденций геодинамического развития Земли

Пространственная приуроченность землетрясений Земли к определенным поясам конвергенции литосферных плит, сейсмическая активность отдельных уровней литосферы, наличие глобальных периодов сейсмической активизации свидетельствуют о том, что сейсмическая активность Земли является закономерным проявлением геодинамиче-

¹ Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия; olenageo@mail.ru, gusewa.irin2011@yandex.ru, tormysheva.katya@mail.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; zhigalin.alek@yandex.ru

ской жизни планеты. Сравнительный анализ временных вариаций числа землетрясений позволяет выявлять закономерности сейсмогеодинамической активизации в пределах отдельных сейсмических поясов, таких как Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский, объемов литосферы меньшего порядка, различных уровней земной коры и верхней мантии высокоактивных регионов [1–5]. Увеличение плотности сети наблюдений за сейсмичностью, увеличение точности данных по определению пространственного положения землетрясений и их магнитуды, в целом повышает точность сейсмических наблюдений и позволяет более уверенно использовать такие данные для количественных и качественных обобщений.

Методика проведения сравнительного анализа вариаций сейсмичности включает несколько этапов. На предварительном этапе в сейсмически активных поясах выделяются кластеры с высокой плотностью эпицентров землетрясений, затем в пределах таких кластеров выполняется анализ распределения гипоцентров по глубинам, и выделяются уровни максимальной сейсмической активности. Для каждой выборки проводится анализ представительности каталога путем построения графиков повторяемости, производится выбор минимальной магнитуды выборки для построения временных рядов. Как правило, представительная выборка включает события средней силы, начиная с магнитуд 4–4,5. Такие события в сейсмоактивных регионах происходят достаточно часто, уверенно регистрируются и могут использоваться в качестве индикатора, отражающего вариации современной геодинамической активности. На следующем этапе для активных кластеров в целом и для отдельных сейсмоактивных уровней строятся временные ряды, отражающие вариации числа землетрясений. Для получения сглаженных графиков, отражающих относительно долговременные тенденции современной активности, строятся временные ряды со скользящим осреднением по пяти, десяти годам и сдвигом в один год, проводится их парная перекрестная корреляция. По существу, полученные данные по долговременным вариациям отражают основные тенденции и ритм активизации современных геодинамических процессов. Итоговые результаты сопоставляются с информацией по геологическому строению, особенностям современного геодинамического развития активных территорий, проводится геодинамическая интерпретация полученных данных.

С помощью метода сравнительного анализа временных вариаций исследованы сейсмоактивные регионы с принципиально разным стилем современного геодинамического развития. Исследования проводились для отдельных районов остоводужной Западно-Тихоокеанской окраины,

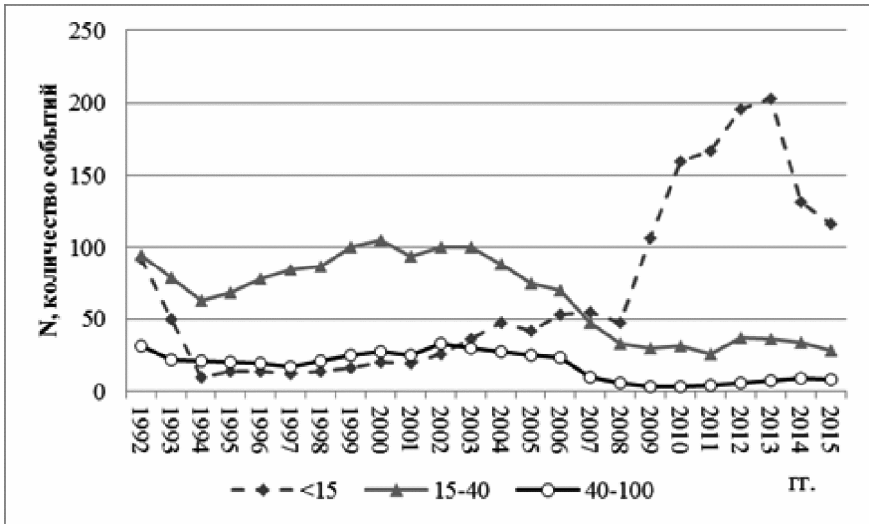


Рисунок. Кавказско-Загросский фланг зоны коллизии Евразии и Аравии: вариации количества землетрясений с $M > 4.5$ в период с 1990 по 2017 гг. со скользящим осреднением по 5 годам, сдвиг 1 год, надписи по горизонтальной оси указывают середину 5-летнего интервала (по данным [6])

различных сегментов в пределах коллизионных зон Альпийско-Гималайского пояса с отличающимися стилями геодинамического развития, включая процессы поперечного сжатия и укорочения АГП и процессы сдвигового характера, обеспечивающие отток горных масс из областей максимального сжатия. Рассматривались вариации сейсмичности в обстановке растяжения и сдвига - в пределах Байкальской рифтовой зоны и ее северо-восточного продолжения – Олекмо-Становой зоны разломов.

В результате выявлен ряд общих особенностей, характерных для вариаций сейсмичности в различных геодинамических обстановках. Отмечена согласованность в изменении числа землетрясений смежных горизонтов литосферы на одинаковых глубинных уровнях, в особенности очевидная для глубокофокусных событий. Для большинства исследованных регионов обнаружена противофазность для вариаций активности землетрясений верхней коры и более глубоких горизонтов (рисунок). Важной особенностью является также, в основном, согласованное изменение сейсмичности для регионов, в современном геодинамическом развитии которых доминирует единый процесс, будь то обстановка коллизии, субдукции или рифтогенеза. По-видимому, долговре-

менные вариации сейсмичности можно рассматривать как результат влияния этого управляющего процесса и по ним оценивать ослабление или усиление его интенсивности.

Анализом временных вариаций установлено, что верхнекоровые, нижнекоровые и мантийные землетрясения в различных геодинамических обстановках чаще всего ведут себя относительно обособленно или противофазно по отношению к соседним активным уровням и, в то же время, в большинстве случаев выступают согласованно по латерали. Близкое совпадение временных вариаций для определенных уровней позволяет говорить об их согласованном автономном развитии, что, возможно, объясняется различиями вещественного состава и физико-механических свойств отдельных геосфер.

Литература

1. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С.* Временные вариации сейсмичности как индикатор системного сейсмогеодинамического развития регионов Восточной Сибири и Дальнего Востока // Вестник Международного университета природы, общества и человека «Дубна». 2016. №1 (33). С. 3–11.
2. *Архипова Е.В., Анисимова О.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С.* Сейсмичность как индикатор системного геодинамического взаимодействия тектонических структур литосферы // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. г. Воронеж, 25–30 сентября 2016 г. / Под ред. Н.М. Чернышова, Л.И. Надежка. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2016. С. 59–62.
3. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С.* Современный сейсмогеодинамический режим островодужной окраины Тихого океана // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 22–28.
4. *Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Архипова Е.В., Анисимова О.В.* Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность Иранского региона // Бюлл. МО-ИП. Отд. геол. 2017. Т.92. № 3. С. 12–22.
5. *Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Архипова Е.В., Анисимова О.В.* Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность Афганского региона // Бюлл. МО-ИП. Отд. геол. 2017. Т.92. № 3. С. 21–31.
6. Earthquake Data Base USGS <http://earthquake.usgs.gov>

Новые особенности глубинного строения осадочных бассейнов и возможности уточнения перспектив нефтегазоносности

Глубинное строение осадочных и нефтегазоносных бассейнов (ОБ и НГБ) даже к настоящему времени после выполнения многих программ регионального и глубинного изучения (Углеводороды литосферы – 2010 и др.) недоизучено в связи с большой глубиной залегания нижних интервалов осадочного чехла, пород переходного комплекса и фундамента, а также ограниченными возможностями бурения сверхглубоких скважин, сохраняющейся проблематичностью экономически обоснованной целесообразности освоения углеводородных (УВ) ресурсов больших и сверхбольших – более 5–6 км, глубин. И это несмотря на то, что в мире в некоторых НГБ добыча нефти уже ведется с глубин более 10.5 км (бассейн Мексиканского залива, Сантос, Кампос, Южно-Каспийский и др.), а залежи УВ на глубинах свыше 5 км известны более чем в поло-вине НГБ. В этой связи активизируется полемика в отношении генезиса УВ – в результате преобразования рассеянного органического вещества (РОВ) в осадочном чехле, или глубинного, даже мантийного неорганического синтеза при высоких температурах и давлениях.

Новые геолого-геофизические данные, главным образом сейсмо-томографические, свидетельствуют о деструктивном строении консолидированной части коры и всей нижележащей мантии практически до слоя D'' под НГБ, расположенными в любых известных геодинамических обстановках [1, 2]. Этот вывод сделан на основании интерпретации сейсмо-томографических профильных разрезов, пересекающих окраины континентов различного геодинамического типа – активные, пассивные, трансформные, а также крупнейшие орогены. По этим данным радиальная структура всей подкоровой мантии вплоть до слоя D'' в пределах тектонически активных поясов и областей, включая внутри- и окраинно-континентальные рифты, связанные с ними ОБ и НГБ различного возраста, и орогены имеет столбчатый (колонно-образный) облик в виде чередования высоко-, средне- и низкоскоростных полос. Высокоскоростные полосы – это частично измененное вещество литосферных слэбов, погружение которых на различные глубины в мантийную оболочку обусловлено подплавлением

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия; D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru

нижнемантийного вещества под воздействием термоплюмов в слое D'' [3], захвата этого вещества в слой D'' и, вероятно в верхние слои жидкой оболочки ядра, а затем транзита его че-рез планетарную магмофлюидодинамическую систему на постоянно действующую подпитку апвеллинга в океанических поясах и областях апвеллинга–спрединга. В поясах и областях субдукции–дайвинга, под окраинно- и внутриконтинентальными рифтами, ОБ и НГБ, а также под орогенами этот процесс вызывает неравномерное по латерали, времени и скорости дискретное гравитационное погружение нижележащей под слобом мантийной толщи, что и вызывает ее деструкцию на условно столбчатые тела (в реальности они имеют более сложную форму, но главное – радиальную вытянутость [4]). В связи с вызванными пластическими деформациями аморфизованного мантийного вещества вплоть до подошвы хрупкой земной коры (поверхности «М») на условных границах столбчатых тел в связи с декомпрессией, даже незначительной, развивается очаг плавления мантийного вещества и развитие этого процесса радиально или субрадиально вверх, практически до поверхности «М». Так формируются низкоскоростные столбчатые тела, перемежающиеся с высоко- и среднескоростными столбчатыми телами в подслэбовой части мантийной оболочки. Более горячее расплавленное мантийное вещество, образующее в подкоровой области мантийной литосферы дайки, жилы, а также, судя по материалам ГСЗ, пластовые низкоскоростные интервалы, приводят к ассимиляции и возврату корового материала в мантию. В хрупкой коре происходят процессы разломообразования, сейсмичности, магматизма с внедрением магмы основного состава – базальтовый магматизм как интрузивного, так и эффузивного типа. В областях развития активных деструктивных процессов формируются рифты или целые рифтовые системы. На поверхности это выражается блоковой тектоникой, магматизмом, активной дегазацией и в целом активной флюидодинамикой, геофизическими, геохимическими и другими аномалиями, ускоренными вертикальными движениями с преобладанием нисходящих движений, развитием и быстрым изменением гидросети и ускоренной седиментации. В итоге формируются надрифтовые депрессии, заполняемые вулканогенно-осадочным и осадочным материалом.

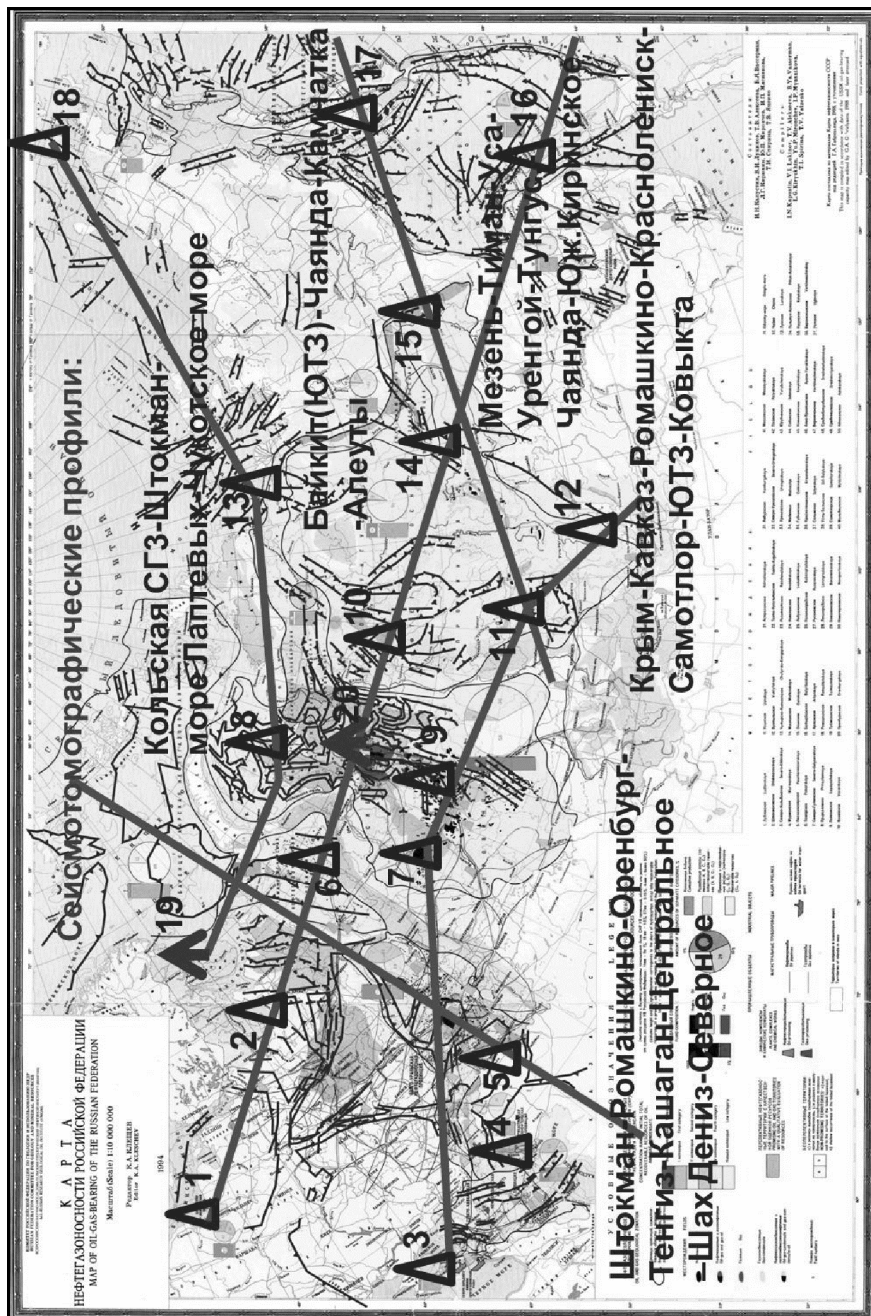
Восходящий к поверхности магматизм сопровождается выносом в растворенном состоянии глубинных газов и химических элементов, являющихся продуктами дифференциации вещества мантии и ядра Земли, а также ядерных, петрохимических, петрофизических и др. реакций. Среди выносимых магмой газов – водород, гелий, углекислый газ, азот, кислород и др., которые в верхних слоях литосферы, но

главное, в земной коре с уровнем появления нанопористости и гидросферы при снижении температуры и давления выпадают в свободное состояние, мигрируют в осадочный чехол, где взаимодействуют с вмещающими породами, флюидами, а также с РОВ и продуктами его преобразования. Водород, как один из составных элементов УВ, способен дополнительно гидрировать РОВ и кероген, вступать в реакции с уже образовавшимися УВ как газообразными, так и жидкими, тем самым изменяя их количественное содержание и качественный состав в осадочном чехле, в том числе и в уже сформированных залежах УВ. Роль глубинного водорода в земной коре и проникающего в осадочный чехол требует дополнительного изучения.

Таким образом, новейшие данные о глубинном строении тектонически активных поясов и областей Земли свидетельствуют о том, что ОБ и НГБ являются образованиями глобальной и планетарной масштабности, они являются следствием конвективного процесса в коромантийной оболочке Земли и планетарной магмофлюидодинамической системы, стимулирующей конвективный процесс [2]. Конвекция охватывает коромантийную оболочку на всю ее толщину, включая слой D'' и частично верхний жидкий слой ядра Земли. Восходящий к поверхности магматизм со временем снижает плотность мантийного вещества под ОБ и НГБ, что приводит к аккреционным процессам в ослабленные участки коромантийной оболочки. В земной коре и на поверхности это выражается развитием процессов латерального и вертикального выжимания пород с формированием орогенов. В этой связи рифтогенез, бассейно- и орогенез представляют собой эволюционный ряд единого дайвинг-деструктивно-конструктивного процесса континентогенеза, участвующего в глобальном конвективном процессе, обеспечивающем отвод тепловой эндогенной энергии Земли, дегазацию и полигенный нефтидогенез.

До настоящего времени эти особенности бассейно- и нефтидогенеза не учитывались в количественной оценке начальных суммарных ресурсов УВ, прогнозе фазового состояния УВ флюидов в месторождениях и конкретных залежах, а также в обосновании прогнозируемых новых зон нефтегазонакопления, в оценке нефтегазонаосности новых районов, малоизученных стратиграфических комплексов и конкретных лицензионных участков, предлагаемых для освоения недропользователям.

В этой связи впервые ставятся вопросы о целесообразности дополнительного изучения ОБ и НГБ глубинными сейсмотомографическими профилями высокого разрешения по некоторым линиям ранее обработанных профилей ГСЗ (рисунок), например, по линии Березово – Усть-Мая и далее через о. Сахалин и Курильские острова, а также через п-ов Камчатка. Актуальны были бы профили через Баренцево-Карский реги-



Сейсмотомографические профили:

КАРТА
НЕФТЕГАЗОВОСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
MAP OF OIL-GAS BEARINGS OF THE RUSSIAN FEDERATION
 Масштаб: 1:100 000 000
 Редактор: К.А. СЕДУХИН
 Автор: А.С. СЕДУХИН
 1994

Штокман-Ромашкино-Оренбург-Тенгиз-Кашаган-Центральное-Шах-Дениз-Северное

Крым-Кавказ-Ромашкино-Красноленинское-Самотлор-ЮТЗ-Ковыкта

Мезень-Тимань-Уса-Уренгой-Тунгус

Чайанда-Юж.-Киринское

Чайанда-Камчатка

Байкит (ЮТЗ)-Алеуты

Лопатевское море

Штокман-Кольская

Рисунок. Схема расположения сейсмотомографических профилей и скважин поисково-оценочного и научного бурения для глубинного изучения территории и морей России с целью оптимизации оценки ресурсов УВ и прогноза зон нефтегазонакопления (на основе карты нефтегазоносности Российской Федерации под ред. К.А. Клещева. 1994 г. с дополнением рифтовых систем в основании ОБ и НГБ). Скважины, местоположение, целесообразность бурения и задачи которых, будут определены после отработки сейсмотомографических профилей: 1 – Балтийская, 2 – Мезенская, 3 – Крымская, 4 – Северо-Астраханская, 5 – Оренбургская, 6 – Усинская, 7 – Краснolenинская, 8 – Гыданская, 9 – Самотлорская, 10 – Тунгусская, 11 – Байкитская, 12 – Восточно-Ковыктинская, 13 – Хастахская, 14 – Чаяндин-ская, 15 – Юдомо-Майская, 16 – Сахалинская, 17 – Камчатская, 18 – Чукот-ская. Пробуренные сверхглубокие скважины и их глубины: 19 – Кольская 12 262 м, 20 – Ен-Яхинская 8250 и Уренгойская 7800 м

он и далее через море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря; через Прикаспийскую впадину, далее через Южно-Каспийскую и бассейн Персидского залива. Важно, чтобы такие профили пересекали уже открытые гигантские месторождения УВ (Ромашкинское, Оренбургское, Карачаганак, Астраханское, Тенгиз, Кашаган, Шах-Дениз, Парс-Северное; в Арктике: Штокмановское, Русановское, Ленинградское, Тамбейское и др.). Также ставятся вопросы учета возможных глубинных УВ газов в оценке НСР и прогнозе новых областей (в т.ч. считавшихся ранее малоперспективными) масштабного газонефте-накопления. Здесь проблемными могут быть области типа Ковыктинского газоконденсатного месторождения, окрестности Байкала, бассейны активных окраин Евразии с гигантскими месторождениями Южно-Киринским, Белый Тигр и подобных по строению зон газонефте-накопления, некоторые переходные комплексы пород в низах НГБ, где возможна аккумуляция метана, синтез которого частично обусловлен водородной де-газацией Земли.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Новые представления о глубинном строении осадочных бассейнов и перспективы открытия уникальных и крупных месторождений углеводородов // Вести газовой науки: Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2013. № 5 (16). С. 15–31.

2. *Астафьев Д. А.* Осадочные и нефтегазоносные бассейны Земли в системе глобальных коромантийных структур и геодинамических процессов // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т.1. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 27–31.

3. Росс Эндрю, Тибо Нанс, Егоркин А.В. Вариации тонкой структуры границы ядро–мантия под Сибирью // 4-е геофизические чтения им. В.В. Федынского, 2002 г., М.: ГЕОН, 2002. С. 28.

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

Я.Г. Аухатов¹

Литогеодинамика нефтеносности доманиковых формаций и вопросы поисков сланцевых углеводородов

Доманиковая формация характеризуется парагенезисом пород пере-
слаивания темно-серых, темно-коричневых и черных тонкоплитчатых,
в различной степени битуминозных и окремнелых сланцев, мергелей,
аргиллитов и карбонатов. Отличительными чертами или признаками
этой формации является темная окраска за счет присутствия органиче-
ских веществ (ОВ), относительная глубоководность, глинистость, а
также ряд других геохимических признаков, указывающих на принад-
лежность пород к относительно глубоководным, аноксидным условиям
некомпенсированного осадконакопления. Доманиковые формации
контролируются областями опускания некомпенсированного типа
(ООНТ) и приурочены к участкам платформы, в которых опускание
значительно превышает скорость осадконакопления. Некоторые вопро-
сы классификации, формационного анализа и минерагении были рас-
смотрены в статье, опубликованной в [2].

В строении ООНТ участвуют формации трансгрессивно-регрессив-
ного цикла (углеродисто-кремнистая, доманиковая, рифовая, карбонат-
но-сульфатная, галогенная, угленосная и т.д.). Тектоническое развитие
краевых прогибов четко зафиксировано в размещении на их террито-
рии различных по составу формаций, объединяемых в единый лате-
ральный ряд: рифовую – депрессионную – молассовую.

Вертикальный ряд формаций ООНТ платформенного (Камско-Ки-
нельская система прогибов, Прикаспийская синеклиза, Западно-Сибир-
ская мегасинеклиза), орогенного (Предуральская система прогибов), ак-
тивизационного (Днепровско-Донецкий авлокоген) классов представ-
ляет нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая) – неф-

¹ ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань, Россия; uan-89178823520@yandex.ru

тегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная) – нефтеэкранирующая (галогенная и др.).

Возникновение углеродисто-кремнистой формации сопряжено с некоторым запозданием осадконакопления по отношению к циклам и фазам спилит-кератофирового (эвгеосинклинали), доманиковой – андезитового (островные дуги), кульма – липаритового (вулканогенные пояса) вулканизма, что определяет их минерагеническую специализацию. Многие исследователи считают, что накопление органического ОВ в доманиковой формации происходило в условиях тектонической и вулканической активизации.

Причины накопления повышенных концентраций ОВ и образование доманиковых формаций дискуссионны. В качестве основных факторов, благоприятно влияющих на формирование повышенного нефтематеринского потенциала ОВ и пород, рассматривается два: высокая биопродуктивность бассейна и геохимические условия (в частности, сероводородного заражения вод) для консервации и сохранений ОВ.

Доманикоидные формации нефтеносны во многих регионах мира. Несмотря на большой объем исследований, выполненных по этому вопросу, прогноз коллекторских зон по-прежнему представляет значительные трудности [1]. Сложность прогнозирования коллекторов в доманикоидных формациях заключается в геодинамической обстановке ее образования и развития в условиях геотектонического сжатия с развитием надвиговых движений. На этапе компенсированного осадконакопления в бортовых и шельфовых зонах формировались нефтегазорезервуарные литоклиноциклиты, которые в настоящее время являются теоретической и практической основой при поиске и разведке месторождений углеводородов в Волго-Уральской области и Западной Сибири.

Несмотря на то, что нефтеносность доманиковых формаций была давно известна [6], небольшое количество открытых месторождений и залежей ограничивало поисковые работы в этих отложениях. Открытие нефтяных месторождений Салымской группы (Западная Сибирь) в баженовских отложениях в свое время резко повысило интерес к поиску углеводородов в доманиковых формациях, но ненадолго. Сегодня в связи возрастанием интереса к доманиковым формациям как источнику сланцевой нефти в России были созданы научные полигоны «Баженовский» (Западная Сибирь) и «Доманик» (Волго-Уральская область) по отработке концепции проведения геологоразведочных работ и по отработке технологии добычи нефти из сланцевых отложений.

Согласно представлениям М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой [7, 8] образование трещин и нефтегазообразование

происходило во время скольжения жестких массивов пород (песчаников) по пластичным тонкослоистым породам (аргиллитам, доманикоидам). Чередование компрессии и декомпрессии во время скольжения жестких массивов пород (песчаников, карбонатов) по пластичным тонкослоистым породам (аргиллитам, доманикоидам) влияли на условия нефтеобразования и нефтенакпления. Итак, следует полагать, что происхождение углеводородов в любой геологический период определяется преимущественно характером геодинамической обстановки горизонтального сжатия [7]. При надвиговых движениях за счет дополнительной энергии происходит снижение энергетических барьеров химических превращений и массопереноса. Тектонодинамическое возбуждение систем порода-флюид достигается влиянием вибраций, электромагнитного поля и делатансии преобразования ОВ осадочных пород, нефтей, газов и пластовых вод.

Автором были установлены многочисленные срезы обсадных колонн в Западной Сибири и Волго-Уральской области, приуроченные к интервалам развития доманиковых отложений в результате тектонических подвижек надвигового характера [5]. Было показано, что «аномальные разрезы» баженовского горизонта Западной Сибири и кыновского горизонта Волго-Уральской области тесно связаны с надвиговыми движениями. Установлено также, что в пределах развития «аномальных» разрезов баженовской свиты и кыновского горизонта наблюдается аномальное повышение температуры. Коллекторы с горизонтальной трещиноватостью в баженовской свите типа баженинов, из которых идет добыча нефти в Салымском районе, характеризуются повышенными пластовыми температурами. Надвиговые подвижки сопровождаются повышенной микросейсмичностью, а иногда землетрясениями как в Нефтеюганске. При этом надо отметить, что эти подвижки работают как насосы для аккумуляции нефтяных углеводородов и можно полагать, что наблюдаемая сегодня подпитка нефтяных месторождений (Р.Х. Муслимов, В.А. Иктисанов, Н.П. Запивалов и др.) происходит при релаксации геодинамических напряжений, вызванных надвиговыми движениями.

Изучение тепловых аномалий горы Янгантау (Республика Башкортостан) и доманиковых отложений нефтегазоносных бассейнов показывает их связь с широким развитием надвиговых движений. Переход механических напряжений в тепловую энергию в пределах горы Янгантау был показан башкирскими учеными и были сделаны математические расчеты [8]. Можно считать, что гора Янгантау является моделью для изучения процессов нефтегазообразования в доманиковых отложениях [3].

Для оценки перспектив нефтегазоносности доманиковых формаций большое значение имеет применение аэрокосмических методов и, в частности, метода тепловизионной генерализации Р.Д. Мухамедярова (МВТГМ). Метод тепловизионной генерализации – это способ преобразования исходных тепловизионных изображений в цифровую модель поля теплового излучения. Объект исследования – тепловизионное изображение земной поверхности в инфракрасном диапазоне волн 8–12 мкм. Этот диапазон характеризуется как окно прозрачности для инфракрасного излучения. Метод позволяет создавать структурные объемные модели тепломассопереноса в геологической среде [1]. Проведенные работы в Пермской области показали, что Шалымский прогиб Камско-Кинеской системы некомпенсированных прогибов хорошо выделяются в интерпретированных материалах тепловизионной генерализации.

Литература

1. *Аминев И.М., Аухатов Я.Г., Мухамедяров Р.Д.* Объемные портреты Шиханов – Бельской впадины // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа: Дизайн Пресс, 2016. С. 3–5.
2. *Аухатов Я.Г.* Геодинамические условия возникновения областей опускания некомпенсированного типа на платформах и их минерагенические особенности // Материалы 50 (L) Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 37–40.
3. *Аухатов Я.Г.* Термогеодинамическая модель нефтяных месторождений в доманиковых отложениях // Материалы Международной научно-практической конференции. Казань: Изд-во «Слово», 2018. С. 127–128.
4. *Аухатов Я.Г., Ситдикова Л.М., Исаев Г.Д.* Визуальная оценка трещиноватости кернового материала с элементами геодинамической интерпретации (Западная Сибирь) // Георесурсы. 2014. № 1. С. 48–50.
5. *Аухатов Я.Г.* Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах // Тезисы докладов 15 Губкинских чтений. М., 1999. С. 9.
6. *Зайдельсон М.И., Вайнбаум С.Я., Копрова Н.А. и др.* Формирование и нефтегазоносность доманикоидных формаций. М.: Наука, 1990. 79 с.
7. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Современная геодинамика и нефтенакопление // Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии. 2008. № 12. С. 76–83.
8. *Нигъматуллин Р.И., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В.* Происхождение тепловых аномалий горы Янгантау на Южном Урале // Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии. 1998. № 3. С. 24–43.

Вторичные изменения палеопротерозойского Койкарско-Святнаволоцкого силла Онежской структуры Карельского кратона

Палеопротерозойская Онежская структура (2.5–1.7 млрд лет), расположенная в юго-восточной части Карельского кратона (сегмент Фенноскандинавского щита), представляет собой мульду, заполненную вулканогенно-осадочными отложениями с широким развитием интрузивных тел [1]. Многочисленными исследованиями установлено, что большинство докембрийских пород в пределах Онежской структуры подвержены метаморфическим и метасоматическим преобразованиям, которые проявляются в один или несколько этапов [1, 2], выделяемых по различным соотношениям *P-T*-условий и флюида [3–5]. В пределах Онежской структуры широко распространены людиковийские магматические тела, одним из которых является Койкарско-Святнаволоцкий силл, на примере которого будут рассмотрены проявления процессов преобразования пород, установлено их количество, последовательность и проведена их типизация.

Койкарско-Святнаволоцкий силл расположен в западной части Онежской структуры [1]. Возраст кристаллизации пород на основании U-Pb датировки циркона 1983 ± 6.3 млн лет [2, 6]. Силл имеет субмеридиональное простирание, падает под углами 45–50 градусов в восточном направлении [2]. Вмещающие породы представлены основными вулканитами, доломитами и терригенными породами среднего и верхнего ятулия [2].

Нами был изучен петрографический состав пород силла. Установлено, что он сложен габбро-долеритами, имеющими следующий средний минеральный состав: плагиоклаз (25%), клинопироксен (15%), хлорит (25%), актинолит (10%), биотит (5%), титаномагнетит (20%) (рисунок). Встречаются единичные зерна кварца и титанита. Из реликтовых минералов наилучшую сохранность имеют кристаллы плагиоклаза. Они преобразованы по границам зерен, а центральная часть сохранила первичный состав и структуру. Наиболее преобразованным из реликтовых минералов является пироксен, который почти полностью замещается амфиболами. Стоит отметить, что несмотря на существенную степень преобразования первичных минералов, породы силла все же везде со-

¹ Геологический факультет МГУ имени Ломоносова, Москва, Россия; tanya.bagdasaryan@yandex.ru

² Институт геологии Карельского научного центра РАН

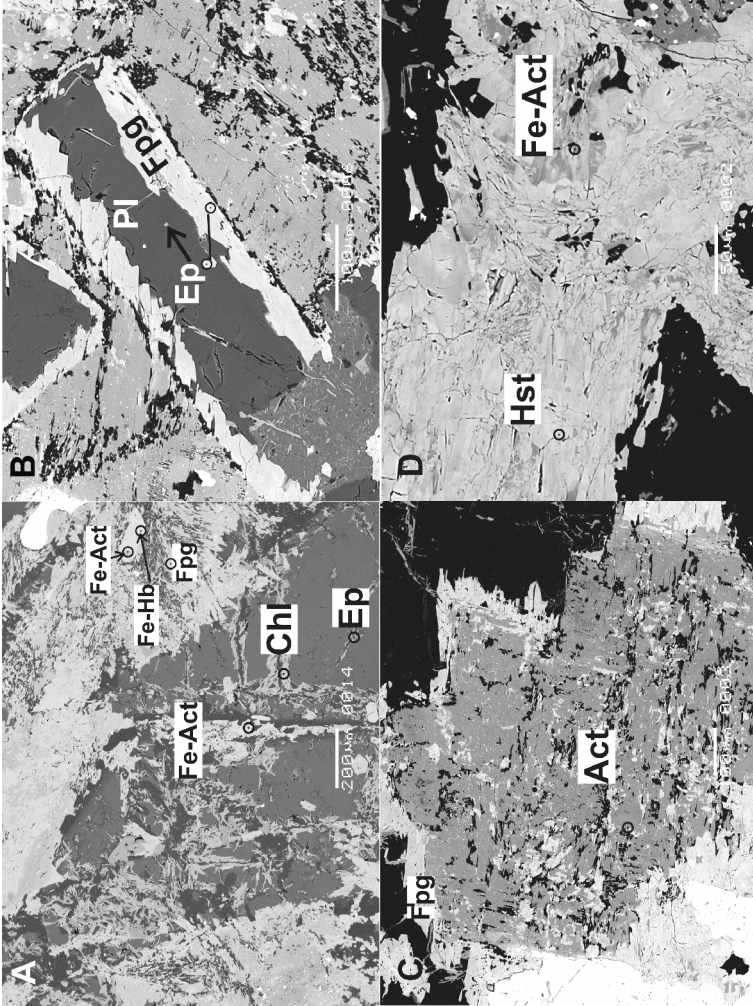


Рисунок. Габбро-долерит –Pl – плагиоклаз (лабрадор), Ep – эпидот, Chl – хлорит, Act – актинолит, Fe-Hb – железистая роговая обманка, Fpg – ферропаргасит, Hst - гастингсит

храняют реликты первичных магматических структур: в них почти нигде не установлена сланцеватость и другие директивные структуры.

В результате детальных микрозондовых исследований образцов габбро-долеритов выделены два этапа преобразований пород Койкарско-Святнаволоцкого силла.

Первый этап связан с зеленосланцевой фацией метаморфизма и устанавливается по минеральному парагенезису актинолит – хлорит – эпидот – плагиоклаз. В образцах габбро-долеритов тонкие удлиненные кристаллы хлорита, актинолита и эпидота выделены в межзерновом пространстве между плагиоклазом и пироксеном, при этом актинолит часто псевдоморфно замещает кристаллы клинопироксена (рисунок, А).

Второй этап тектонотермальных (гидротермальных) преобразований габбро-долеритов Койкарско-Святнаволоцкого силла установлен по развитию вторичного амфибола – ферропаргасита – на границах зерен плагиоклаза и темноцветных минералов (рисунок, В) или образованного в первую фазу актинолита (рисунок, В), наличию коррозионных структур, альбитизации пород, а также присутствию в малых количествах талька. Местами оценить соотношения актинолита и ферропаргасита (рисунок, С) и актинолита и гастингсита (рисунок, D) не представляется возможным.

Габбро-долериты Койкарско-Святнаволоцкого силла внедрялись в уже сформированную вулканогенно-осадочную толщину, которая могла быть источником флюида. Исходя из того, что ятулийские и людиковийские осадки, в которые внедрился силл, формировались в условиях мелководного морского бассейна, состав флюида, вероятно, был близок к морской воде [1]. Для оценки условий преобразований базитов было проведено термодинамическое моделирование взаимодействия морская вода – порода. В качестве исходных были взяты средний состав габбро-долеритов из работы М.В. Малашина с соавторами [7] и средний химический состав морской воды. Моделирование проводилось с помощью метода проточных реакторов при помощи программы NCh [8].

Термодинамическое моделирование взаимодействия морская вода – порода показало, что близкие к наблюдаемым в породах Койкарско-Святнаволоцкого силла минеральные парагенезисы могут образоваться при температурах от 250°C до 400°C.

Существенный объем вторичных минералов в породах Койкарско-Святнаволоцкого силла предполагает довольно интенсивные преобразования. Определение геодинамических режимов метаморфических

преобразований и их возраста требует дополнительных геохронологических исследований.

Авторы выражают благодарность проф. А.Ю. Бычкову и к.г.-м.н. Ю.А. Поповой (Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова) за помощь в проведении термодинамического моделирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 17-05-01270.

Литература

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

2. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Сергеев С.А., Хухма Х. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святонаволокскому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2007. № 10. С. 49–68.

3. Engvik A.K., Bingen B., Solli A. Localized occurrences of granulite: P - T modeling, U-Pb geochronology and distribution of early-Sveconorwegian high-grade metamorphism in Bamble, South Norway // Lithos. 2016. Vol. 240–243. P. 84–103.

4. Larson K.P., Gervais F., Kellett D.A. A P - T - D discontinuity in east-central Nepal: Implications for the evolution of the Himalayan mid-crust // Lithos. 2013. Vol. 179. P. 275–292.

5. Ding H.X., Zhang Z.M., Hu K., Dong X., Xiang H. P - T - D -paths of the North Himalayan metamorphic rocks: implications for the Himalayan orogeny // Tectonophysics. 2016. Vol. 683. P. 393–404.

6. Puchtel I.S., Brüggemann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 170. P. 447–461.

7. Малашин М.В., Голубев А.И., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Геохимия и петрология мафических вулканических комплексов нижнего протерозоя Карелии. I. ятулийский трапповый комплекс // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2003. Сер. 7. Вып. 1. № 7. С. 3–32.

8. Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 898–903.

Условия формирования Чагос-Лаккадивского хребта на основании геолого-геофизических данных и физического моделирования

Чагос-Лаккадивский хребет представляет собой узкую линейно-вытянутую структуру, протягивающуюся в меридиональном направлении. Погруженная северная часть хребта (Лаккадивское плато) примыкает к западной окраине Индии через Лаккадивский бассейн, а южная – про-стирается в пределы океанической литосферы Индийского океана, ограничивая с запада Центральную Индийскую котловину. По поводу происхождения хребта до сих пор нет однозначного мнения. Наиболее популярна точка зрения, что хребет является результатом деятельности горячей точки и сложен преимущественно вулканогенными породами. Действительно важную роль в формировании хребта сыграла горячая точка Реюньон, ответственная за образование крупной трапповой провинции Деккан в период разделения Индии и Мадагаскара около 64.7 млн лет назад. С другой стороны, существует точка зрения, что Чагос-Лаккадивский хребет (по крайней мере, его северная часть) сложен кон-тинентальной корой и представляет собой частично отторженный от Индии погруженный континентальный блок [1].

В настоящей работе на основании физического моделирования рассмотрена возможность отделения узкого фрагмента континентальной коры в условиях действия горячей точки.

Условия подобия, выполняемые при проведении экспериментов, и методика моделирования подробно описаны в работах [2–4]. Модельное вещество представляет собой сложную коллоидную систему, основой которой являются жидкие (минеральное масло) и твердые (церезин, парафин) углеводороды с различными поверхностно активными добавками. Модельный материал обладает упруго-вязкопластическими свойствами, зависящими в количественном и качественном отношении от состава, температуры и технологии приготовления моделей. Варьируя эти параметры и условия эксперимента, можно добиваться необходимых качественных и количественных свойств модельных материалов, удовлетворяющих критериям подобия [4].

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия; edubin08@rambler.ru, andregro@mail.ru

Опыты проводились на экспериментальной установке, представляющей собой текстолитовую ванну с поршнем, движущимся с помощью электромеханического привода. Обогреватели, расположенные внутри установки, поддерживали равномерное температурное поле модельного вещества в процессе проведения экспериментов. Электромеханический привод позволял проводить деформации модельной плиты с переменными скоростями растяжения, с разными направлениями растяжения (ортогональный, или косой спрединг) и разными значениями толщины модельной литосферы, отвечающими быстрым и медленным скоростям раздвижения [3].

При проведении экспериментов соблюдался критерий : $\Omega = \tau_s / \rho \cdot g \cdot H = \text{const}$ [4], где τ_s – предел прочности на сдвиг модельного материала, H – толщина модельной литосферы. Принимались следующие значения параметров в оригинале (природе) и в модели: $\tau_s^\circ = 5.6 \times 10^7 \text{ Pa}$; $\rho^\circ = 3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$; $H^\circ = 3 \times 10^3 \text{ m}$ ($\Omega = 0.187$); $\tau_s^m = 20 \text{ Pa}$; $\rho^m = 0.86 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$; $H^m = 3 \times 10^{-3} \text{ m}$ ($\Omega = 0.233$).

Важным элементом исследований являлось установление первоначальной геометрии формирующихся при расколе континента рифтовых трещин и выявлении структурно-вещественных неоднородностей в до-раскольной литосфере. Для этого были проанализированы геолого-геофизические данные по изучаемому природному объекту. Существенным фактором осложняющим процесс рифтинга в этом районе являлось наличие горячей точки. Учет влияния горячей точки потребовал отработки специальной методики создания термической аномалии.

Условия формирования Чагос-Лаккадивского хребта сходны с условиями формирования, расположенного чуть севернее, микроконтинента Лакшми, так как обе структуры формировались под влиянием горячей точки, о чем свидетельствуют геолого-геофизические данные. Отличаются упомянутые структуры размером и степенью влияния плюма на объект исследования. Для выявления закономерностей формирования этих и подобных им структур в экспериментах варьировались исходные параметры для приближения экспериментальной модели к реально существующей. В различных сериях экспериментов менялись различные параметры такие как расстояние плюма от уже сформировавшегося спредингового хребта, длина рифтовых трещин, время влияния плюма, время охлаждения вещества после формирования спредингового хребта. Всего было проведено 3 серии экспериментов.

В первой серии экспериментов, необходимо было понять при каких условиях формируются узкие линейно-вытянутые структуры с континентальной корой, которые могут быть полностью, или частично отделены от континента. Для этого, экспериментальным путём были выявлены

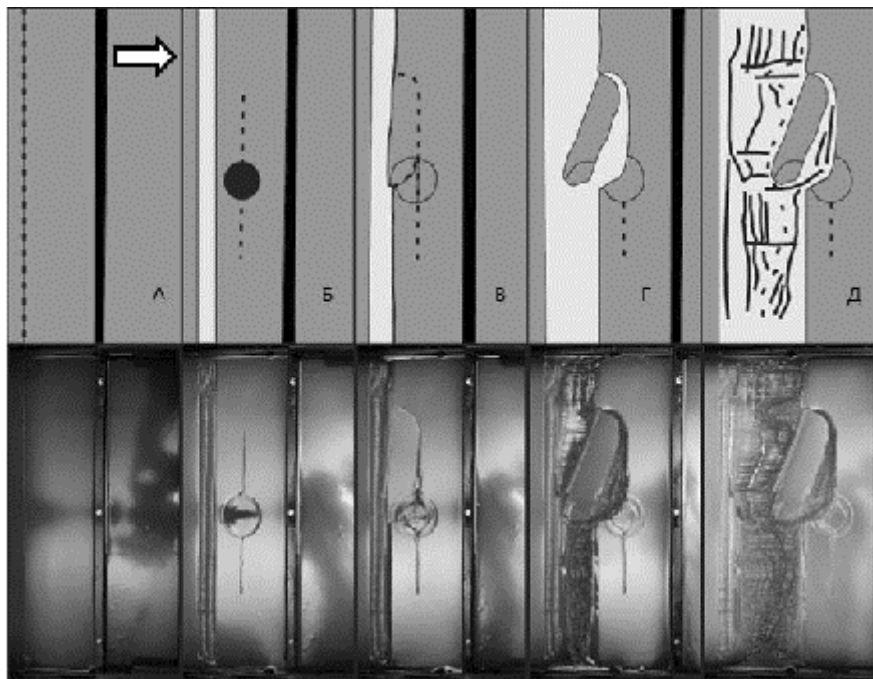


Рисунок. На примере эксперимента 1983 можно наблюдать развитие микроконтинента, сформировавшегося за счет перескока оси спрединга в «горячую» область. За счет длительного охлаждения сформировался ярко-выраженный рельеф. Черным показан поршень, светло-серым цветом показана поверхность вновь образованной модельной океанической литосферы. тёмно-серым – континентальная литосфера, чёрным – момент влияния горячей точки, пунктир-рифтовые трещины (на картинке д – установившаяся ось спрединга), стрелкой обозначено направление растяжения

исходные условия формирования данных структур. В эксперименте поочередно менялись различные параметры, такие как, длина задаваемой рифтовой трещины, расстояние от оси уже сформированного молодого спредингового хребта до горячей точки, или трещин вторичного раскола континентальной окраины, время охлаждения вещества. Также изучалось влияние горячей точки на модельный процесс. А именно влияние на структурообразование в модели времени ее функционирования и расстояния от края континентального блока. Эксперименты проводились при разных скоростях растяжения (спрединга) (рисунок).

Вторая серия экспериментов была нацелена на выявление структурообразующих деформаций. Геолого-геофизические данные свидетельствуют, что Чагос-Лаккадивский хребет имел небольшое вращение. С востока область Чагос-Лаккадивского плато имеет сложную блочную структуру фундамента, осложненную системой грабенов, полуграбенов и одиночных сбросов, которые четко группируются в рифтовую систему, которая носит название «Cannanore Rift System».

Неоднородность структуры Чагос-Лаккадивского хребта обусловлена сложной обстановкой формирования, включающей в себя термическую аномалию в виде горячей точки Реюньон и сложную дораскольную геометрию рифтовых трещин. Однако, опираясь на полученные экспериментальные результаты нам удалось получить структуры сходные с теми, что существуют в природе. Дальнейшие исследования позволят выявить закономерности формирования подобных структур.

На основании проведенных экспериментов можно сделать выводы о том, что, во-первых, при определенной геометрии рифтовых трещин возможно полное, или частичное отторжение узких линейно-вытянутых микроблоков от материнской плиты. Во-вторых, влияние горячей точки во многом объясняет перескок оси спрединга с активного участка в область плюма. Это происходит, в основном, за счет подплавленной утонённой литосферы, с более высоким температурным режимом. В месте влияния горячей точки преобладают более пластичные деформации, в то время как для более холодной области, например, в местах пропегейтинга рифтовых трещин характерны хрупкие деформации. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

Литература

1. *Bhattacharya G.C., Yateesh Vadakkeyakath.* Plate-Tectonic evolution of the deep ocean basins adjoining the Western continental margin of India // ResearchGate. May 2015. P. 1–89.
2. *Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И.* Физическое моделирование условий образования микроконтинентов и краевых плато континентальных окраин // Физика Земли. 2018. № 1. С. 94–107.
3. *Грохольский А.Л., Дубинин Е.П.* Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. №1. С. 76–94.
4. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. №10. С. 10–19.

Минерагеническая роль субдукции и сопровождающих ее процессов

Минерагеническое значение субдукции в литературе рассматривается главным образом в аспекте позиции месторождений в геологических обстановках. Явно недостаточно внимания уделяется минерагеническим процессам, обусловленным субдукцией, в сочетании с иными предшествующими и последующими геологическими явлениями. В значительной степени это обусловлено тем, что используется только одна модель, именуемая Б-субдукцией, связанной с зонами Бенъофа в трактовке концепции тектоники литосферных плит. Другая модель субдукции, предложенная автором этого термина А.Амштутцем на примере Пеннинских Альп, позже названная А-субдукцией, а потом уточненная с позиций краевых эффектов неустановившейся ячеистой конвекции, обычно игнорируется. Две модели различаются принципиально. Б-субдукция рассматривается в виде слэба океанической литосферы, погружающегося под островные дуги или активную окраину континента. При А-субдукции погружение толщ происходит в виде сжатой опрокинутой синклинали от края к центру конвективной ячеи, сопровождаясь региональным метаморфизмом пород [1]. При этом субдуцироваться могут толщи как океанической, так и континентальной литосферы. Эта модель является общей, применимой и к островным дугам, и к активным континентальным окраинам, и к внутриконтинентальным обстановкам в обрамлении ячеистых провинций.

В ячеистых конвективных системах субдукционные погружения имеют ограничения по глубине, с одной стороны, из-за встречи зоны субдукции с восходящей ветвью в центральной области (ядре) системы, а с другой, – из-за разного размера конвективных ячеек. Восходящие потоки блокируют зону субдукции. Выявленное сейсмоотографией выполаживание зон субдукции с глубиной является естественным. Далее субдуцированные толщи могут извлекаться вверх, т.е. подвергаться эдукции, приобретая субвертикальное залегание.

Декомпрессия, вызываемая подъемом субдуцированных толщ в области меньшего литостатического давления, приводит в одних случаях к ретроградному метаморфизму пород, а в других – к их плавлению, образованию магм. Последний случай приводит к формированию вул-

¹ Центральный научно-исследовательский геологический институт цветных и благородных металлов (ФГБУ ЦНИГРИ), Москва, Россия; khachatryan_g_k@mail.ru

кано-плутонических ассоциаций в вулканических островных дугах и активных континентальных окраинах, сопровождаясь определенной металлогенией. В других обстановках, особенно континентальных, извлечение обычно происходит без плавления.

Состав субдущированных толщ четко отражается на вещественном составе магм и надсубдукционной металлогении. Именно субдукция объясняет парадокс активных окраин, под которыми за счет участия погруженного материала земной коры андезитоидные магмы выплавляются на глубинах больших, чем в других случаях ювенильные базальтоидные.

Широкое развитие медно-порфировых месторождений в Андах, очевидно, обусловлено тем, что с запада субдущированы базальтоидные толщи тихоокеанской коры, вмещающие медноколчеданные месторождения. Огромные запасы меди в андийских надсубдукционных медно-порфировых месторождениях Эль Теньенте и Чикикамата (более 100 млн т меди в каждом из них) можно объяснить особенностями геологической структуры погруженных рудоносных толщ на глубине. Одной из причин может быть то, что субдущированные толщи при эдукции имели крутое залегание, обеспечивая заимствование значительных масс металла из источника, имеющего большой объем при относительно малом горизонтальном сечении.

Ничего подобного мы не встречаем при субдукции континентальной коры, например, в ситуации на западной окраине Яно-Колымской ячеистой провинции, граничащей с Сибирской платформой. Здесь нет ни медноколчеданных, ни медно-порфировых месторождений. То есть в противовес первой ситуации, субдукция континентальной литосферы определяет иную металлогению. В обрамлении Сибирской платформы на субконтинентальной коре формируются стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных (Горевское) и колчеданно-полиметаллические в терригено-сланцевых (Холодненское) толщах. При субдукции руды Холодненского месторождения подверглись региональному метаморфизму. В таких случаях субдукция, вероятно, не была столь глубинной. В результате толщи не достигали той геотермы, которая обеспечивала плавление масс при декомпрессии, приводящей к надсубдукционному магматизму, характерному для краевых вулкано-плутонических поясов.

Существенных корректив в представлениях об эндогенной металлогении требует учет наличия в мантии веществ, которые ранее находились в экзогенных условиях, где наиболее интенсивно проходила их механическая и химическая дифференциация. Это относится к осадочным и вулканогенным толщам как океанической, так и континенталь-

ной литосферы. После субдукции они принимают участие в формировании магматических очагов на уровне коры и мантии, существенно влияя на состав и рудную продуктивность магм.

Пласты осадочных руд, погруженные в глубины Земли и существенно нагретые, но не расплавленные, при извлечении к поверхности могут сопровождаться скарнированием. Такие тела воспринимаются обычно как сугубо метасоматические, связанные с магматизмом. К таковым относятся скарново-магнетитовые пластовые и секущие тела месторождений Турьинской группы, Магнитогорского, соответственно на Среднем и Южном Урале. Нерасплавленными остаются и первично осадочные метаморфизованные руды Кривого Рога. При плавлении стратиформных железных руд образуются рудоносные лавы. Примером служат магнетитовые лавы вулкана Лако, апатитсодержащие магнетитовые руды месторождений Кармен, Альгарробо, Магнетита Педерналес в Андах [4, 5]. Процессы биметасоматоза при формировании скарново-магнетитовых руд, детально охарактеризованные петрологами, несомненно, имеют место, однако могут отражать лишь частные явления, не определяя главные условия создания больших скоплений железа. Главным условием может быть накопление осадочных железных руд до субдукции. То есть, при рассмотрении генезиса скарново-магнетитовых месторождений необходимо исследовать и более древнюю седиментогенную дифференциацию вещества как предшествующую фазу металлогении.

Субдукция играет решающую роль в создании условий для регионального метаморфизма пород и руд, их регенерации и нового рудообразования. Естественно, что погружение в глубины Земли толщ создает для них высокотермальные и высокобарические условия. Но важно и другое. В отличие от пассивно погруженного слэба по модели Б-субдукции, интенсивный стресс в ядре сжатой субдукционной синклинали обеспечивает кристаллизационную сланцеватость, метаморфогенное перераспределение вещества с разной вязкостью, структуры пластического выжимания и нагнетания. Эти явления играют большую роль при образовании золоторудных месторождений в терригенно-сланцевых толщах (например, Сухой Лог). Первично осадочные концентрации золота образовались в потоках от размываемых золотосодержащих сульфидных тел, принадлежавших континентальным расслоенным базит-гипербазитовым массивам. Далее терригенные толщи, пройдя седиментогенную дифференциацию, были субдуцированы, претерпев региональный метаморфизм. Золото и сульфиды концентрировались в областях метаморфогенного нагнетания рассланцеванных толщ, а кремнезем с золотом образовал кварцевые жилы в трещинах [2].

Следует особо обратить внимание на то, что разные геологические обстановки отражают разные части конвективной систем и разные фазы процесса. Это относится и к субдукционной части конвективной системы. Одни части зоны субдукции могут извлекаться при конвекции, другие остаться надолго на глубине. К первому случаю относится рассмотренный пример поведения золотоносных толщ месторождения Сухой Лог.

Ко второму случаю относятся результаты древней субдукции, сопровождавшей конвективную геодинамику при формировании фундамента платформ. Они существенным образом влияют на минерагению чехла [3]. Субдуцированные толщи шельфовых карбонатсодержащих фаций древних бассейнов в платформенный этап развития территорий обеспечивают образование карбонатитов и УЩК с редкометалльной металлогенией по периферии конвективных систем доплатформенного этапа. Вещество карбонатных толщ, погруженных при субдукции в мантийную среду базит-ультрабазитового состава с повышенной щелочностью, при постсубдукционной адвекции приводит к образованию интрузивных массивов с концентрической зональностью в чехле платформ. Тип зональности массивов зависит от того, толщи какого крыла субдукционной лежачей синклинали (нижнего или верхнего) составляют адвективную колонну. В результате в одних случаях УЩК размещаются по периферии колонны, обрамляя карбонатиты, в других случаях в ее ядре.

При субдукции на значительные глубины к центру фундамента будущей платформы архей-протерозойские базитовые и ультрабазитовые толщи дна тех же континентальных и субконтинентальных бассейнов обеспечивали образование алмазов, благодаря реакции углеводородов биомассы, присутствовавшей на дне бассейнов, с оксидами углерода. При этом погруженные на разные глубины зоны субдукции, оставшиеся в фундаменте платформы, при значительно более позднем кимберлитовом вулканизме извлекают алмазы с наибольшей температурой роста в центре провинции и с наименьшей по периферии. Все отмеченное приводит к общей зональности минерагенических провинций платформ: в центре алмазоносные кимберлиты, которые к периферии сменяются лампроитами, а те – карбонатитами и УЩК [3].

Таким образом, субдукция играет исключительно важную роль в минерагении. К ее главным следствиям относится создание смешанного (корovo-мантийного) состава глубинного протолита, из которого выплавляются рудоносные магмы. Субдукция приводит к региональному метаморфизму, метаморфогенной вещественной дифференциации, создает особые глубинные геологические структуры, обеспечи-

вающие возможность регенерации руд в разных объемах геологического пространства. Субдукцию нельзя игнорировать. Она побуждает исследовать в эндогенной металлогении признаки возможного пространственного совмещения результатов эндогенной и экзогенной дифференциации вещества.

Литература

1. Барышев А.Н. Субдукция и проблемы ее палеорекопструкций // Отечественная геология. 2004. № 2. С. 50–62.
2. Барышев А.Н. Геологическая позиция и генезис золоторудных месторождений Байкало-Патомской территории в связи с геодинамикой Центральной Азии // Отечественная геология. 2017. № 4. С. 98–108.
3. Барышев А.Н., Хачатрян Г.К. Минералого-геохимический и геодинамический системный подход к анализу алмазности и минерагеническому районированию платформ // Отечественная геология. 2018. № 4. С. 90–103.
4. Grez E., Aguilar A., Henriques F., Nystrom O. Magnetita Pedernales: A new magmatic iron deposit in Northern Chile // Econ. Geol. 1991. Vol. 86. № 6. P. 1346–1349.
5. Stratabound ore deposits in the Andes. Spec. publ. № 8 of SGAMD. L.Fondote, G.C. Amstutz, M.Cardozo et al. (eds.). Springer Verlag, 1990. 815 p.

Г.В. Баскакова¹, А.М. Никишин²

Выделение основных тектонических событий по данным 2Д-3Д сейсморазведки в районе Туапсинского и Керченско-Таманского прогибов и прилегающих территорий

В Черноморском регионе геологоразведка ведется с конца XIX века. Несмотря на большое количество пробуренных скважин, в настоящее время ряд вопросов региональной геологии требует дальнейшей проработки. Для планирования и дальнейшего развития геологоразведочных работ важно понимание особенностей седиментологии и тектонических процессов в исследуемом регионе. Имеющиеся данные сейсморазведки 3Д и 2Д на шельфе и в глубоководной части Черного и Азовского морей позволили выделить и проследить региональные несогласия на большой площади. В совокупности со скважинной информацией и опубликованными данными по геологии Черноморского региона [1–12]

¹ ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия; gvbaskakova@rn-exp.rosneft.ru

² МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия; nikishin@geol.msu.ru

удалось определить время событий, отвечающих этим несогласиям. Тектоническая история Восточно-Черноморского региона в мезозойское время детально описана в работах [2, 6, 9–11]. Проведенный анализ позволил нам более детально рассмотреть основные тектонические события в кайнозойское время и выделить некоторые особенности седиментации отложений мел-четвертичного возраста. Территория работ охватывает следующие тектонические элементы: Туапсинский, Западно-Кубанский и Керченско-Таманский прогибы, Азовский вал, вал Шатского, поднятие Андрусова, Анапский выступ (погруженная часть Большого Кавказа). По результатам работ составлена тектоностратиграфическая схема, содержащая информацию об основных этапах тектонической эволюции в меловое–кайнозойское время и особенностях седиментогенеза для каждого рассмотренного тектонического элемента.

В полосе Большого Кавказа в келовее – поздней юре формировался рифтогенный глубоководный трог, подобные глубоководные условия сохранялись до эоцена. К югу и северу от глубоководного трога в поздней юре – раннем мелу формировались рифовые пояса. В северо-западной части вала Шатского для этого времени предполагается наличие более глубоководного бассейна с изолированными рифовыми постройками высотой до 500 м. Прогибы Туапсинский, Керченско-Таманский и Сорокина до эоцена не существовали как самостоятельные тектонические элементы. Отложения позднеюрского возраста на рассматриваемой территории представлены в основном карбонатно-глинистыми фациями.

В раннем мелу, с конца берриаса, начались тектонические движения, в результате которых верхнеюрские карбонатные постройки могли выходить на поверхность и подвергаться процессам карстообразования. В зоне развития рифовых построек меловые отложения заполняют межрифовые впадины. В районе карбонатной платформы юго-восточной части вала Шатского нижнемеловые отложения согласно лежат на верхнеюрских. Отложения нижнего мела Сочи-Адлеровской зоны представлены карбонатной и глинисто-карбонатной толщей берриаса–баррема. В Крыму и Предкавказье (Западно-Кубанский прогиб, Восточно-Кубанская впадина, Тимашевская ступень) отложения нижнего мела представлены в основном терригенными породами. В районе валов Андрусова и Шатского в раннемеловое время возможно развитие смешанного, терригенно-карбонатного осадконакопления.

В апте–альбе проявилась региональная фаза рифтинга с развитием вулканизма в районе поднятия Андрусова и вала Шатского. Вероятно, рифтинг в это время был и вдоль зоны будущего раскрытия Восточно-Черноморского бассейна. В сеномане–сантоне произошло рифтовое

раскрытие Западно- и Восточно-Черноморской впадин. Позднемеловой вулканизм был проявлен в виде Понтийско-Закавказского надсубдукционного вулканического пояса. На поднятии Андрусова вскрыты верхнемеловые вулканогенные породы [12]. Вулканические верхнемеловые породы на вале Шатского не прогнозируются. На Большом Кавказе в сеномане типичны фации с прослоями туфов, а также горизонты щелочных базальтов. На вале Шатского на некоторых локальных поднятиях отложения верхнего мела отсутствуют и отложения нижнего палеоцена залегают на нижнемеловых отложениях.

В конце палеоцена – начале эоцена происходила главная фаза орогении и надвигообразования в Понтидах [2, 9]. В Крыму также отмечены синкомпрессионные вертикальные движения с воздыманием Симферопольского поднятия. Несогласие наблюдается в районе горы Ак-Кая в Крыму, где нуммулитовые известняки среднего эоцена перекрывают карбонатные отложения верхнего мела, отложения палеоцена либо отсутствуют, либо имеют малые толщины (до 1 м). В северо-западной части вала Шатского также происходили дифференцированные вертикальные движения, в ряде мест сопровождаемые эрозией. Отложения палеоцена–эоцена в основном представлены мергелями и известняками. В районе Анапского выступа в палеоцене–эоцене были относительно глубоководные обстановки с преимущественно терригенным осадконакоплением. На поднятии Андрусова отложения палеоцена представлены карбонатами, эоцена – мергелями и глинистыми карбонатами. В районе прогиба Сорокина, Керченско-Таманского прогиба выделены известковистые глины, неизвестковистые аргилиты с тонкими прослоями алевролитов. В разрезах южного склона Северного Кавказа (Анапский, Джубгинский, Туапсинский, Сочинский районы) отложения палеоцена–эоцена - это флишевое чередование слоёв известковистых песчаников и известковистых аргиллитов [2].

В позднем эоцене в рассматриваемом регионе начались тектонические движения в связи с ростом орогена Большого Кавказа. На Анапском выступе они проявились в виде пологих подводных складок и накоплением конседиментационной толщи с изменяющимися мощностями [3]. В Крыму также выделяется эта фаза деформаций перед накоплением отложений майкопа, примерно на границе эоцена и олигоцена [9, 10]. В Азовском море в пределах Азовского вала отложения майкопа перекрывают более древние отложения с угловым несогласием, при этом отложения эоцена также характеризуются изменчивой мощностью и формировались синхронно со складчато-надвиговыми деформациями [2]. На рубеже эоцена–олигоцена началось быстрое флексурное погружение краевого Туапсинского прогиба. Разрез олиго-

цена – нижнего миоцена (майкопской серии) в этих бассейнах сложен глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Майкопские отложения налегают на поднятие Шатского со стороны Туапсинского прогиба. Только отложения верхнего майкопа (верхи нижнего миоцена) перекрывают единым чехлом эти два тектонических элемента.

В среднем сармате произошла основная фаза надвигообразования в краевых прогибах (Туапсинском и Сорокина) и Керченско-Таманском прогибе в связи с ростом орогена Большого Кавказа. Отложения майкопской серии и среднего миоцена в прогибах характеризуются сильной дислоцированностью. В Туапсинском прогибе происходило образование надвиговых структур с пологим detachmentом по глинистым отложениям нижнего майкопа, при этом эоцен-палеоценовые отложения не нарушены разломами. По сейсмическим данным выделено несколько стадий надвигообразования. В прогибе Сорокина характер деформаций отличается – разрывные нарушения затрагивают отложения мелпалео-ценового возраста.

Более поздние тектонические движения, которые отразились на сейсмических данных по наличию слоев роста в складчатых зонах Туапсинского прогиба, выделены на рубеже миоцена–плиоцена и плиоцена–плейстоцена.

Авторы выражают благодарность компании ПАО «НК «Роснефть» за предоставленную возможность использования и публикации материалов. Мы признательны Н.А. Малышеву и В.Е. Вержбицкому за полезные дискуссии.

Литература

1. *Альмендингер О.А., Митюков А.В., Мясоедов Н.К., Никишин А.М.* Современный рост складок, процессы эрозии и седиментации в глубоководной части Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3Д сейсморазведки // ДАН. 2011. Т. 439. №1. С.76–78.

2. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона. М.: Научный мир, 2007. 172 с.

3. *Баскакова Г.В., Никишин А.М.* История формирования района Керченско-Таманской зоны на основе реконструкции сбалансированного регионального разреза // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2018. № 4. С. 23–29.

4. *Митюков А.В., Никишин А. М., Альмендингер О.А.* Седиментационная модель майкопских отложений Туапсинского прогиба в Черном море по данным 3Д сейсморазведки и полевым работам на Западном Кавказе и в Крыму // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2012. Т. 4. № 2. С. 5–20.

5. *Туголесов Д.А. и др.* Тектоника мезозойских-кайнозойских отложений Черноморского бассейна. М.: Недра, 1985. 185 с.

6. *Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill // *Marine and Petroleum Geology*. 2015. Vol. 59. P. 638–655.
7. *Nikishin A.M., Okay A., Tüysüz O., Demirer A., Wannier M., Amelin N., Petrov E.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // *Marine and Petroleum Geology*. 2015. Vol. 59. P. 656–670.
8. *Okay A.I., Sahinturk O.* Geology of the Eastern Pontides / Ed. by A.G. Robinson. *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. Memoir 68 // AAPG*. 1997. P. 291–311.
9. *Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *International Geology Review*. 2015.
10. *Okay A.I., Tuysuz O.* Geology of the Eastern Pontides. A guide book. Istanbul, Turkey: Istanbul Technical University, 2003. 76 p.
11. *Starostenko V. et al.* Dobre-2 Warr profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2016. Vol. 428. P. 199–220.
12. *Tari G.C., Simmons M.D.* History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 2018. Vol. 464. P. 439–475.

С.В. Богданова¹

Восточно-Европейский кратон: ключевые этапы докембрийской эволюции

Лавина новых изотопно-геохронологических, структурных и геофизических данных, полученных за последние 25 лет, позволяет оценить или пересмотреть ранние представления и идеи о докембрийской тектонике и эволюции Восточно-Европейского кратона (ВЕК). Появилась возможность приложения различных типов геодинамики к реконструкции архейской и протерозойской истории кратона, его участие в суперконтинентальных циклах, и выделить ряд проблем, связанных с интерпретацией тектонического строения и формирования литосферы ВЕК, его трех сегментов Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии (рисунк, по [1, 2]).

Эо-палеоархей (3.8–3.2 млрд лет): рождение первых континентальных ядер. Эо-палеоархейская кора, образованная ТТГ гранитои-

¹ Геологический Институт Лундского Университета, Лунд, Швеция; Svetlana.Bogdanova@geol.lu.se

дами и эндербитами с редкими метаосадками (рисунок) сохранилась на значительных участках в Подольском и Курско-Азовском мегаблоках Сарматии [3–5], она подстилала мезо-неоархейскую (са. 3.2–2.70 млрд лет) кору в Средневожском мегаблоке Волго-Уралии и служила источником сноса для парагнейсов [6–8], известна в Водлозерском блоке и более мелких структурах в СВ Фенноскандии [9], которые представляют или останцы единой коры, или отдельные террейны раннего архея. Изотопно-геохронологические и термомеханические модели указывают на ограниченную возможность плейт-тектоники и ведущую роль мантийно-плюмовой геодинамики до 3.2–3.0 млрд лет [10, 11], что отражено в повышенной частоте встречаемости Крупных Магматических Провинций (рисунок, по [12]).

Мезо-неоархей (3.12–2.65 млрд лет): плейт- и мантийно-плюмовая геодинамика, массовый рост континентальной коры и кратонизация

Мезо-неоархейская кора (3.12–2.65 млрд лет) является главным компонентом всех трех сегментов. В северо-восточной Фенноскандии разнообразные зеленокаменные пояса и гранитоиды Карельской, Беломорской, Кольской и Мурманской провинций были образованы в течение почти непрерывного аккреционного роста коры от 3.1 до 2.7 млрд лет. [13–15]. Взаимодействие мантийно-плюмовой геодинамики и плейт-тектоники было особенно эффективным при ее формировании [16, 17]. Коллизионное сучивание в период 2.73–2.68 млрд лет (Беломорская орогения, БО на рисунке) привело к образованию единого протократона «Кола-Карелия» [18]. В Сарматии, Сумско-Среднеприднепровский блок (гранит-зеленокаменная провинция), образованный в 3.2–3.0 млрд лет под воздействием мантийного плюма, и прилегающий Курско-Азовский палео-мезоархейский блок сформировали единый протократон около 2.8–2.7 млрд., тогда как Подольско-Бугский протократон возможно оставался самостоятельным. Протократон Волго-Уралия образовался после коллизии Средневожского и Токмовского мегаблоков в 2.73–2.65 млрд лет [8, 19]. Постколлизионный рифтогенез, осадконакопление и разнообразный магматизм характеризуют период 2.7–2.6 млрд лет.

Кола-Карелия и Волго-Уралия вошли в состав суперкратона Сьюперия [18], тогда как Сарматские протократоны были родственны суперкратону Ваалбара [4, 18].

Палеопротерозой (2.5–2.0 млрд лет): распад неоархейских и образование раннепалеопротерозойских мегакратонов. В Фенноскандии □ рифтинг, базитовый и бимодальный магматизм, осадконакопление,

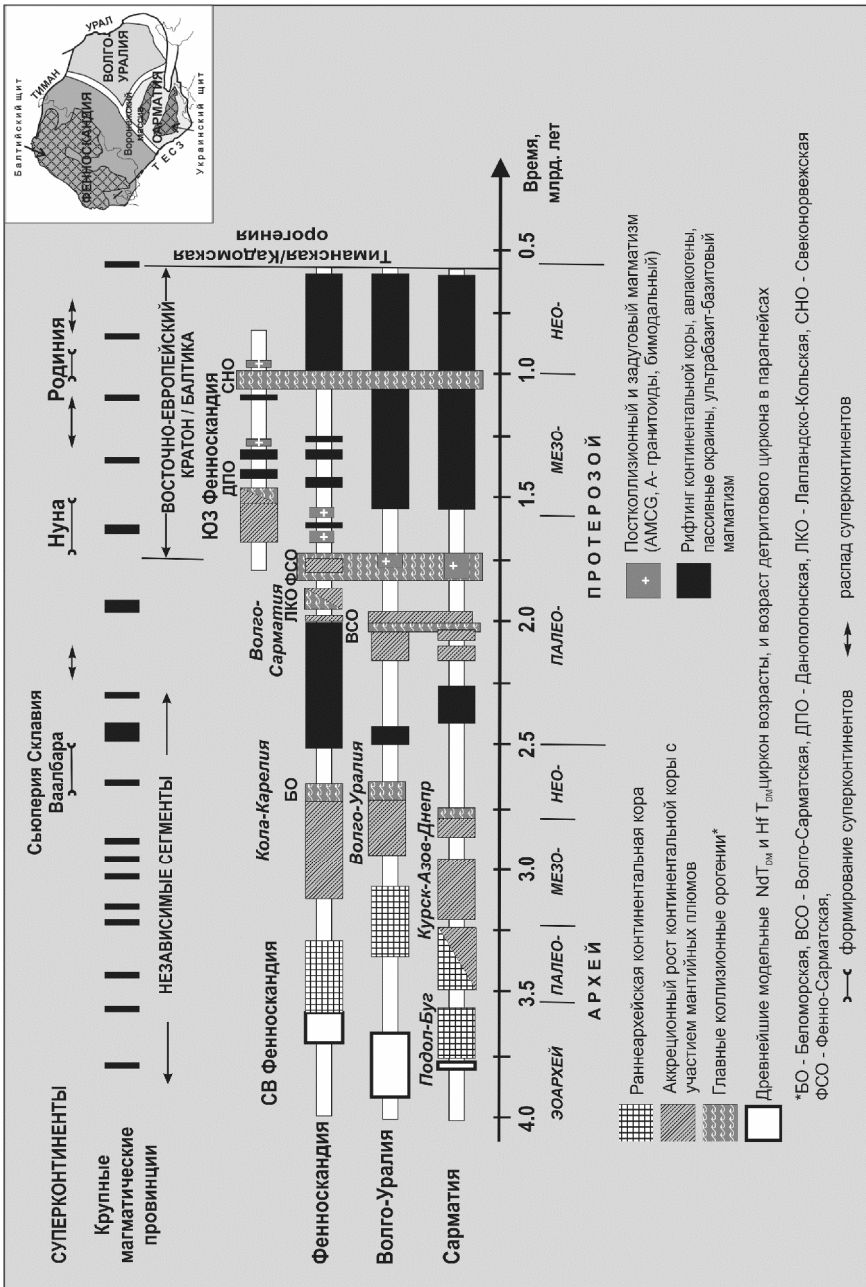


Рисунок. Эволюция Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии Восточно-Европейского кратона в докембрии. Периоды существования и распада суперконтинентов и Крупных Магматических Провинций по [12, 31].
Вставка по [1, 2]

менявшееся в соответствии с глобальными изменениями окружающей среды, открытие океанов (2.1–2.0 млрд лет) [13, 20]. В Волго-Уралии ограниченный базитовый (дайковый) магматизм с возрастом 2.5–2.45 млрд лет, а с 2.2–2.1 млрд лет □ общая тектоническая история с Сарматией. Магматические комплексы и осадки активных окраин архейских протократонов как в западной, так и в восточной Сарматии [21]; Волго-Сарматская коллизия (2.07–2.05 млрд лет), закрытие океанов, разделявших архейские мегаблоки, формирование коллизионных орогенов разного масштаба, среди которых Волго-Донской ороген шириной до 700 км развился между Волго-Уралией и Сарматией. Постколлизийная стадия отмечена ультрабазит-базитовым, кислым и щелочным магматизмом между 2.07 и 2.04 млрд лет [4, 7]. Создан новый мегакратон Волго-Сарматия [22].

Палеопротерозой (2.0–1.95 млрд лет): кратонизация Волго-Сарматии и начало аккреции новой коры в западной Фенноскандии.

СЗ активная окраина новообразованной Волго-Сарматии стала местом Осницко-Микашевичско-Московского магматического пояса, свидетельствующего о широком океане между Волго-Сарматией и СВ Фенноскандией (или совсем другим протократоном?). В западной Фенноскандии первые островные дуги аккретировали к Кольскому и Карельскому протократонам [15], в которых закрылись океаны периода распада Сьюперии.

Палеопротерозой (1.94–1.87 млрд лет): аккреция и коллизия в Фенноскандии

Свекофеннская аккреция на западе Фенноскандии и Лапландско-Кольская коллизия на ее северо-востоке, столкновения микроконтинентов и островных дуг привели к ороклинной тектонике и созданию прото-Свекофении [15]; интенсивная структурная переработка архейских Карельского и Кольского протократонов, и Беломорского пояса [23, 24].

Палеопротерозой (1.86–1.75 млрд лет): заключительная фаза Свекофеннской орогении – прирост коры с юго-запада и Фенносарматская коллизия.

ЮЮЗ аккреция микроконтинентов и образование их активных окраин, Фенносарматская коллизия и формирование Центрально-Русского транспрессионного пояса. Интенсивный постколлизионный

АМСГ (анортозит-мангерит-чарнокит-рапакиви гранит) и базитовый магматизм в Сарматии [4, 25, 26].

Палео-мезопротерозой (1.75–1.5 млрд лет): перескок аккреции с юго-запада на запад кратона и формирование готско-телемаркских террейнов. ВЕК/Балтика вошла в состав суперконтинента Нуна [27].

Мезопротерозой (1.53–1.42 млрд лет): Данополонская интраконтинентальная орогения vs рифтогенез ВЕК.

На западе ВЕК АМСГ интрузии и гранитоиды А-типа вовлечены в транспрессию, халландская (1.44–1.42 млрд лет) мигматизация распространена в готидах, тогда как на востоке ВЕК авлакогены формируются в транстенсионном режиме [19, 22]. Палеомагнетизм предполагает ротацию ВЕК/Балтики в этот период [28].

Мезопротерозой (1.38–1.14 млрд лет): повсеместный рифтогенез, базитовый и бимодальный магматизм и осадконакопление, формирование авлакогенов. Распад суперконтинента Нуна [27].

Мезопротерозой (1.1–0.95 млрд лет): ВЕК в суперконтиненте Родиния

Свеконорвежская коллизия между Балтикой и Амазонией завершила вхождение ВЕК в суперконтинент Родиния [22, 29].

Мезо-неопротерозой (0.80–0.70 млрд лет): распад Родинии

Формирование Вольно-Оршанской впадины, Среднерусского авлакогена и пассивной восточной окраины Балтики [22, 30, 32]. Денудация и пенеplanation коры.

Литература

1. *Bogdanova S.V.* The three-segment hypothesis for the East European Craton // *Terra Nova*. 1993. 5. Suppl 1. С. 313–314.

2. *Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic shield // *Precam. Res.* 1993. Vol.64. N 1. С. 3–21.

3. *Лобач-Жученко С.Б., Балаганский В.В., Балтыбаев Ш.К. и др.* Метаморфизованные осадочные породы днестровско-бугской серии палеоархея Украинского щита: состав, возраст, источники // *Литология и полезные ископаемые*. 2014. №5. С. 1–18.

4. *Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С.* Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // *Стратиграфия. Геологическая корр.* 2017. Т. 25. №2. С. 3–26.

5. *Claesson S., Artemenko G.V., Bogdanova S.V., Shumlyansky L.V.* Archean crustal evolution in the Ukrainian Shield / *M.J. Van Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann (eds.). Earth's Oldest Rocks.* Elsevier, 2018. P. 837–854.

6. *Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V. et al.* Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoarchean crust // *Amer. J. of Science.* 2010. Vol. 310. P. 1345–1383.

7. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др.* Ранняя кора Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: изотопно-геохронологическое изучение терригенного циркона из метаосадочных пород большечеремшанской серии и их Sm-Nd модельный возраст // *Стратиграфия. Геологическая корр.* 2015. Т. 23. № 1. С. 3–26.

8. *Самсонов А.В., Богданова С.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Ларионов А.Н., Застрожнова О.И., Кузьмин А.Н.* Главные этапы формирования архейской коры Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: геохронологические и изотопно-геохимические данные // *Проблемы тектоники континентов и океанов.* М., 2019.

9. *Holttä P., Hellimo E., Huhma H. et al.* Paleoarchean Rocks in the Fennoscandian Shield / M.J. Van Kranendonk, V.C. Bennett, J.E. Hoffmann (eds.). *Earth's Oldest Rocks.* Elsevier, 2018. P. 819–835.

10. *Dhuime B., Hawkesworth C.J., Cawood P.A., Storey C.D.* A change in the geodynamics of continental growth 3 billion years ago // *Science.* 2012. Vol. 335. N 6074. P. 1334–1336.

11. *Sizova E., Gerya T., Stüwe K., Brown M.* Generation of felsic crust in the Archean: A geodynamic modeling perspective // *Precam. Res.* 2015. Vol. 271. P. 198–224.

12. *Condie K.C., Puetz S.J., Davaille A.* Episodic crustal production before 2.7 Ga // *Precam. Res.* 2018. Vol. 312. P. 16–22.

13. *Глебовицкий В.А.* (ред.) Ранний докембрий Балтийского щита, Санкт-Петербург: Наука, 2005. 711 с.

14. *Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В. и др.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // *Геотектоника.* 2006. № 6. С. 3–32.

15. *Nironen M.* (Ed.). Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 – Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution // *Geological Survey of Finland, Special Paper* 2017. Vol. 60. 128 p.

16. *Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 155. P. 57–74.

17. *Щипанский А. А.* Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: URSS, 2008. 560 с.

18. *Bleeker W.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // *Lithos.* 2003. Vol. 71. N 2–4. P. 99–134.

19. *Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE|East Euro-pean craton / Ed. by E. Scott. Reference module in Earth systems and environmental sciences. Elsevier, 2016.

20. *Melezhik V.A., Kump L.R., Hanski E.J. et al.* Tectonic evolution and major global Earth-surface Palaeoenvironmental events in the Palaeoproterozoic / V.A.

Melezhik, A.R. Prave, E.J. Hanski, A.E. Fallick, A. Lepland, L.R. Kump, H. Strauss Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. P. 3–21.

21. Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеoproтерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

22. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precambrian Research. 2008. Vol. 160. N 1–2. С. 23–45.

23. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-восточной части Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.

24. Колodяжний С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеoproтерозое. М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

25. Bogdanova S., Gorbatshev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L.D.K. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of super-continent Columbia/Nuna // Precam. Res. 2015. Vol. 259. P. 5–33.

26. Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K. et al. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // Precam. Res. 2017. Vol. 292. P. 216–239.

27. Pisarevsky S.A., Elming S.-Å., Pesonen L.J., Li Z.-X. Mesoproterozoic paleogeography: supercontinent and beyond // Precam. Res. 2014. Vol. 244. P. 207–225.

28. Bogdanova S.V., Lubnina N.V. Baltica at 1.55-1.40 Ga: Contrasting tectonics vs rotations // Abstracts. 35-th International Geological Congress. 2016. Cape Town, South Africa. С. 3944.

29. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precam. Res. 2008. Vol. 160. N 1–2. P. 179–210.

30. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И. Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 1. С. 77–92.

31. Condie K., Pisarevsky S.A., Korenaga J., Gardoll S. Is the rate of super-continent assembly changing with time? // Precam. Res. 2015. Vol. 259. P. 278–289.

32. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неoproтерозое. Тр. ГИН РАН, 2016. Вып. 609. 233 с.

Тектоническая унаследованность и предопределенность в ходе суперконтинентальной цикличности

Результаты последних мировых исследований суперконтинентальной цикличности, определяющей ключевые события истории Земли – сборку и разборку суперконтинентов, свидетельствуют о том, что эти процессы происходят со значительным влиянием тектонической унаследованности и предопределенности [3, 5, 7, 9, 10].

Примеры тектонической унаследованности:

а) неоднократное проявление нескольких циклов Вильсона, ответственных за сборку и разборку суперконтинентов вдоль определенных глобальных зон. Яркий пример такой унаследованности – восточная континентальная окраина Северной Америки, где в одной и той же полосе субмеридионального направления прошли два полных цикла Вильсона, завершившихся формированием Гренвилевского и Аппалачского орогенических поясов, связанных с формированием суперконтинентов Родиния и Пангея, и произошло раскрытие Атлантического океана, начинающее третий цикл. [5, 7, 9, 10]. Раскрытиям современной Южной Атлантики и Индийского океана предшествовало существование в рифее–венде океанов Адаматор и Мозамбикского, завершившихся формированием позднедокембрийских подвижных поясов. В истории Средиземноморского межконтинентального подвижного пояса можно выделить два повторных океанических раскрытия, разделенных периодом существования Пангеи – в позднем протерозое – палеозое и мезозое–кайнозое. При этом процесс повторных раскрытий не приводил к полному восстановлению конфигурации предыдущего пояса, обнаруживая тенденцию смещения, что находит отражение в поперечной зональности рассматриваемых зон, где каждый пояс расположен на периферии предыдущего.

б) полицикличность высокобарических гранулитогнейсовых поясов (ГПП), природа которых связана с межконтинентальными коллизиями, завершающими цикл Вильсона [3]. Для образования этих поясов наибольшей популярностью пользуется коллизионная модель Гималайского типа. Она предполагает тектоническое скучивание и переутолщение коры вплоть до сдваивания ее мощности (60–80 км) в ходе межконтинентальной коллизии, сопровождающееся гранулитовым метаморфизмом. В свете этой модели высокобарические гранулитовые

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bozhko@yandex.ru

пояса выступают как индикаторы древних межконтинентальных коллизий, а, следовательно, и предшествующих им океанических раскрытий. Из этого следует, что, если в одном и том же поясе устанавливается несколько этапов гранулитового метаморфизма, разделенных длительными интервалами в сотни млн лет, то можно предполагать, что эволюция этого пояса отмечена неоднократными межконтинентальными коллизиями и циклами Вильсона. Именно такая картина вырисовывается в результате анализа эволюции крупных гранулитогнейсовых поясов, важной отличительной особенностью которых является полицикличность и полиметаморфизм. Следовательно, эволюция гранулитогнейсовых поясов фиксирует тектоническую унаследованность межконтинентальных коллизий, приведших к сборке суперконтинентов. Приуроченность ГПП к современным окраинам подтверждает этот вывод, показывая то, что распад Пангеи проходил вдоль этих поясов.

в) между реконструкциями суперконтинентов разного возраста по палеомагнитным данным обнаруживаются значительные аналогии. Такой подход содержится уже в работах британского палеомагнитолога Дж. Пайпера [8] и отражен в названии Палеопангея, которое он дал неопротерозойскому суперконтиненту, указывая на то, что суперконтиненты не являются хаотическими агломератами континентальной коры и предполагая определенную упорядоченность при их сборке. В статье палеомагнитолога Дж. Мирта [7] отмечается значительное сходство между суперконтинентами Колумбия, Родиния и Пангея. При этом, особенную выраженную идентичность и устойчивость во времени обнаруживают сочленения Северной Америки, Балтики и Сибири, а также Австралии. Восточной Антарктиды, Индии и Мадагаскара. Непредсказуемые положения в реконструкциях занимают лишь относительно небольшие континентальные фрагменты.

Унаследованность в ходе суперконтинентальной цикличности обусловлена и контролируется особенностями анизотропии литосферной мантии. Сравнительно давно установлено, что локализация континентальных рифтов происходит не произвольно, но четко приурочена к определенным структурам, избегая стабильные тектонические элементы, такие как архейские кратоны [1]. К настоящему времени появились работы, детально исследующие факторы, контролирующие унаследованность рифтов и пассивных окраин, начинающих цикл Вильсона. Так, А. Томмасы и А. Вочез [10] выявили роль крупных трансформных разломов унаследованно активизирующихся в различных суперконтинентального циклах и установили глубинный контроль этих событий с ослабленными зонами в литосферной мантии, отмеченными определенной ориентировкой в кристаллической решетке оливи-

на, что вызывает крупномасштабную механическую и сейсмическую анизотропию. Последующие детальные исследования [9] по реконструкции континентальных окраин подтвердили фундаментальную роль трансформных разломов в их тектонической унаследованности и показали особенности ориентировок сейсмической анизотропии в литосферной мантии, параллельных трансформным разломам и соответствующих ослабленным долгоживущим зонам. В близкой по содержанию статье [7] отражено значение унаследованности в эволюции континентальных рифтов и пассивных окраин и контроль ее реологией литосферы.

Данные картирования толщины упругой литосферы на континентах [5] показали, что ее распределение унаследованно контролируется ранее существующей структурой, и что в течение суперконтинентального цикла напряжение концентрируется в существующих ослабленных зонах.

За рамками доклада остаются еще малоисследованные космические факторы, очевидно также влияющие на рассматриваемую тектоническую унаследованность. Отмечается устойчивое расположение центров суперконтинентов в экваториальной зоне, что по [4] объясняется влиянием «горячего пояса», обусловленного ротационным фактором – вращением Земли вокруг ее оси, возникновением суперплюмов при появлении в этом поясе суперконтинента. Отметим, что стадии и фазы суперконтинентального цикла в 400 млн лет [2] коррелируются с галактическими и геомагнитными циклами.

Отмеченные данные, далеко не исчерпывающие ход сложнейшего суперконтинентального процесса, свидетельствуют о том, что суперконтинентальная цикличность развивалась на фоне тектонической унаследованности, детерминированной глубинными факторами, что исключает хаотическую перетасовку континентальных блоков в процессе формирования и распада суперконтинентов.

Литература

1. Божко Н.А. Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и предопределенность рифтогенеза // Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975. С. 32–33.
2. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. Ун-та. 2009. Сер. 4. Геол. № 2. С. 13–27.
3. Божко Н.А. О пространственной упорядоченности и унаследованности в ходе глобальных тектонических процессов // Современное состояние наук о Земле: Тез. докл. М.: Изд-во Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, 2011. С. 251–255.
4. Хаин В.Е., Гончаров М. А. Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли // Геотектоника. 2006. № 5. С. 3–24.

5. *Audet P., Bürgmann R.* Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles // *Nature Geoscience*. 2011. Vol. 4. P. 184–187.
6. *Meert J.G.* Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents // *Geoscience Frontiers*. 2014. № 5. P. 155–166.
7. *Misra A.A., Mukherjee S.* Tectonic inheritance in continental rifts and passive margins. *Springer Briefs in Earth Sciences*. Springer, 2015. 88 p.
8. *Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent: Rodinia or Paleopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 176. P. 131–146.
9. *Thomas W.A.* Tectonic inheritance at a continental margin // *GSA Today*. 2006. Vol. 16. № 2. P. 4–11.
10. *Tommasi A., Vauchez A.* Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 185. Is. 1-2. P. 199–210.

И.В. Бондарь¹, А.В. Маринин¹, Н.А. Гордеев¹, П.А. Каменев²

Сравнительная характеристика напряженно-деформированного состояния Хибинского массива и его обрамления

Район исследования расположен в центральной части Кольского полуострова, в районе Хибинских и Мончегорских тундр. Помимо известных на весь мир месторождений апатита, в этой части Мурманской области находятся также крупные месторождения меди, никеля, платины, железа, строительных материалов. Некоторые из этих месторождений находятся еще в нераспределенном фонде [8], другие же разрабатываются открытым и подземным способами. Одной из серьезнейших проблем, с которой сталкиваются горные геологи при разработке карьеров и шахт, является проблема избыточных горизонтальных напряжений. Такие напряжения существенно повышают вероятность обрушения стенок карьеров и возникновения горных ударов в подземных выработках [1]. В связи с этим проблему избыточных горизонтальных напряжений следует кропотливо и глубоко изучать, особенно при такой многочисленности месторождений. Причем не только для предотвращения чрезвычайных ситуаций и несчастных случаев на разрабатываемых участках месторождений, а также для прогноза рисков и правильного проектирования шахт и карьеров будущих месторождений.

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; bond@ifz.ru

² Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук, Южно-Сахалинск, Россия

Вопрос происхождения избыточных горизонтальных напряжений в верхней части земной коры на сегодняшний день остаётся дискуссионным. Одни авторы связывают их с вращением Земли, другие – с проявлением дальнедействующего давления от границ литосферных плит. В 70–80-х годах прошлого века ряд авторов связывал их с остаточными напряжениями прошлых эпох. В совсем недавних работах горизонтальные напряжения связывают с возможностью длительного существования в породах остаточных напряжений гравитационного напряженного состояния [6] и с изменениями климата после четвертичных оледенений [3].

Реконструкция напряженно-деформированного состояния проводится по данным полевых замеров пространственной ориентировки трещиноватости, жил, отрывов, даек и зеркал скольжения, причем замеры проводятся в разновозрастных образованиях, сложенных различными породами. Для реконструкции используется программа *STRESSgeol*, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН и использующая алгоритмы вышеуказанного метода [5]. Метод катакластического анализа позволяет определить количественные характеристики реконструируемых локальных стресс-состояний: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде-Надаи. При анализе систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов с их объединением в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) применен структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева [2]. Малые разрывные нарушения, зеркала скольжения, отрывы, жилы и другие используемые в данном методе геологические стресс-индикаторы несут информацию о разных этапах деформирования.

В центральной части Кольского полуострова были проведены реконструкции напряженного состояния в пределах Хибинского массива (Кировский рудник, Расвумчоррский рудник, карьеры «Центральный», «Восточный» и «Олений Ручей»), в районе Мончегорска, у поселка Африканда, у Кольской АЭС и у Экостровского пролива (рисунок).

Всего удалось провести расчет для 25 локальных стресс-состояний. В основном для каждого локального стресс-состояния выделяется один этап деформации, для трех стресс-состояний – два этапа, а восточнее города Мончегорск нами предположительно выделено три этапа деформации с различным направлением оси максимального сжатия, а именно меридиональным, субширотным и северо-восточным.

В целом по данному району преобладает направление оси максимального сжатия запад-северо-западное. Причем такое направление максимального сжатия фиксируется как в пределах Хибинского массива,

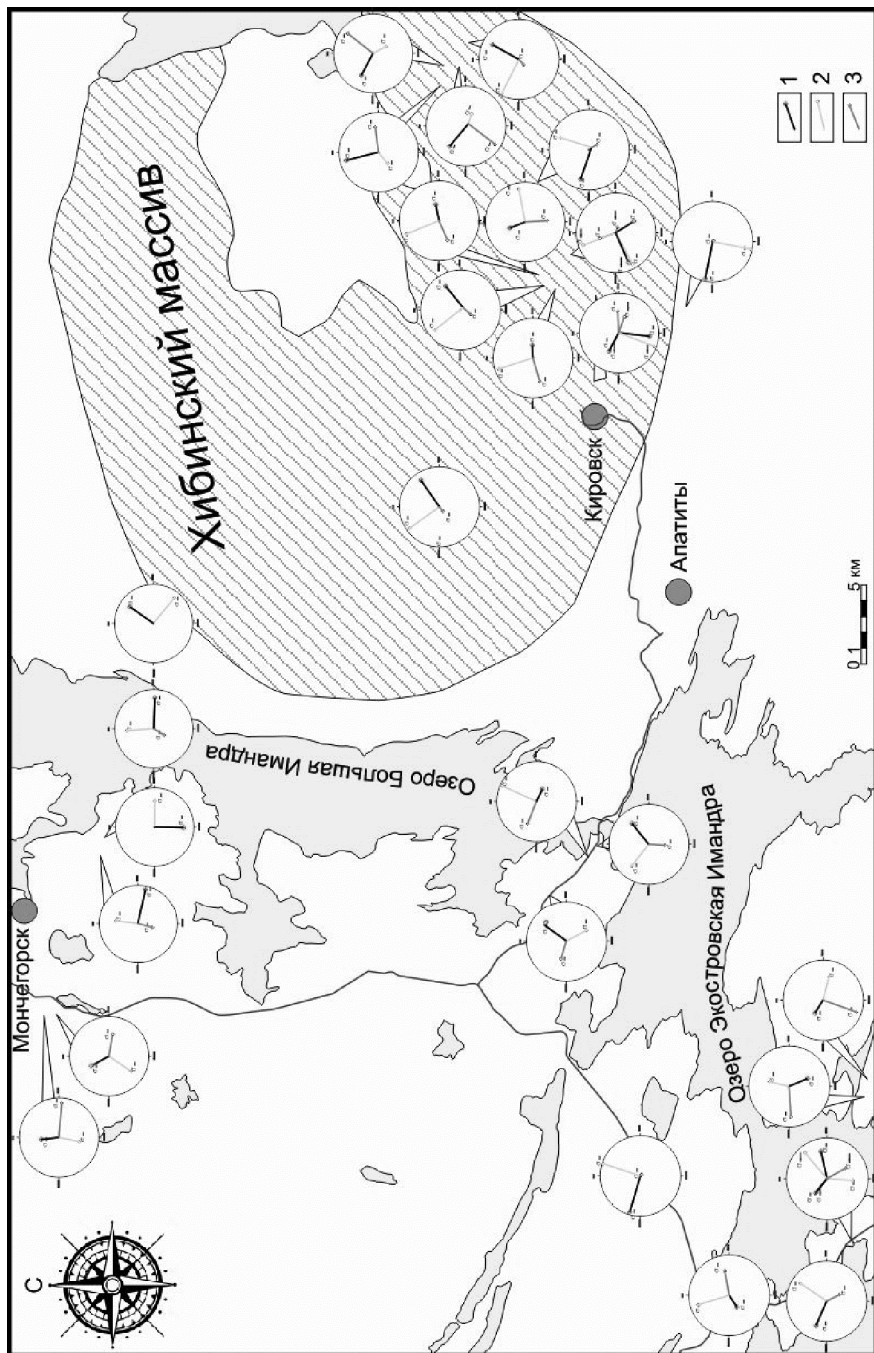


Рисунок. Расположение рассчитанных локальных стресс-состояний центральной части Кольского полуострова. Каждое рассчитанное стресс-состояние представлено в виде стереограммы. На стереограмме показаны ось максимального сжатия (σ_3), минимального сжатия (σ_1) и промежуточная ось (σ_2).

1 – ось максимального сжатия (σ_3); 2 – ось минимального сжатия (σ_1); 3 – промежуточная ось (σ_2)

ва, так и его обрамления. Вполне возможно, что в центральной части Кольского полуострова действует - или действовало – единое поле тектонического напряжения северо-западного сжатия. При этом напряжения действовали одинаково и в Хибинском массиве, и в окружающих его геологических образованиях, несмотря на резкое и значительное отличие геологического и геоморфологического строения Хибинского массива от центральной части Кольского полуострова в целом.

В то же время северо-восточное направление оси максимального сжатия встречается в основном в пределах Хибинского массива, что, вероятно, может говорить о локальном, присущем исключительно массиву, поле напряжений, что подтверждается, например, в статье [7].

Выводы. Методами катакластического и структурно-парагенетического анализа в центральной части Кольского полуострова уверенно фиксируются избыточные горизонтальные напряжения. Преобладает запад-северо-западное направление оси максимального сжатия. Стоит отметить, что такое направление оси сжатия преобладает над другими, как в Хибинском массиве, так и вообще в исследуемом районе. Северо-восточное направление оси максимального сжатия фиксируется в границе Хибинского массива, тогда как за пределами массива такое направление оси сжатия практически не встречается.

Все это свидетельствует, во-первых, о едином поле напряжений в Хибинах и центральной части Кольского полуострова, во-вторых, о том, что Хибинский массив обладает своим собственным локальным напряженным состоянием.

Литература

1. Ловчиков А.В. Горно-тектонические удары на Ловозерском редкометальном месторождении // Вестник МГТУ. 2008. Т. 11. № 3. С. 385–392.
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. *Сергин С.Я., Сергеев С.В.* Избыточные горизонтальные напряжения сжатия в верхней коре континентов: климатическая причина возникновения // Научные ведомости. Серия Естественные науки. 2013. № 7 (160). Вып. 24. С. 135–139.

4. *Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В.* Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 3. С. 219–243.

5. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука, 2007. 406 с.

6. *Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Козырев А.А.* О возможном механизме генерации избыточного горизонтального сжатия рудных узлов Кольского полуострова (Хибины Ловозеро, Ковдор) // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 4. С. 263–280.

7. *Sim L.A., Zhiron D.V., Marinin A.V.* Stress and strain reconstruction for the eastern segment of the baltic shield // Geodynamics & Tectonophysics. 2011. Vol. 2. № 3. P. 219–243.

8. atlaspacket.vsegei.ru

В.С. Бочкарев, И.В. Касьянов, Д.А. Огнев¹

Тектонические и геодинамические аспекты нефтегазоносности Западно-Сибирской геосинеклизы

Роль геодинамических аспектов в нефтегазоносности Западной Сибири начала проясняться после того, как выяснилось, что залежи нефти тяготеют к более жестким пластовым термодинамическим условиям, чем залежи газа [1] и что катагенетические преобразования пород чехла выше у приподошвенной части независимо от возраста стратонов по П.И. Трушкову. Приподошвенные термальные активизации (рис. 1) дают основание считать, что прогибание фундамента обусловлено его разогреванием. С развитием тонких методов исследований, в частности, применение ионно-лазерного масс-спектрометра SHRIMP-II позволило выявить в породах доюрского фундамента признаки особых тектоно-гидротермальных активизаций, которые периодически проявлялись 180–12 млн лет назад [2]. При этом местами содержание урана в цирконах подсказывало до 74000 г/т. Выяснилось эндогенное «дыхание» недр.

¹ Сибирский научно-аналитический центр (НАО СибНАЦ), Тюмень, Россия; nesterov_i_i@sibsac.ru, Ognev_D@sibsac.ru

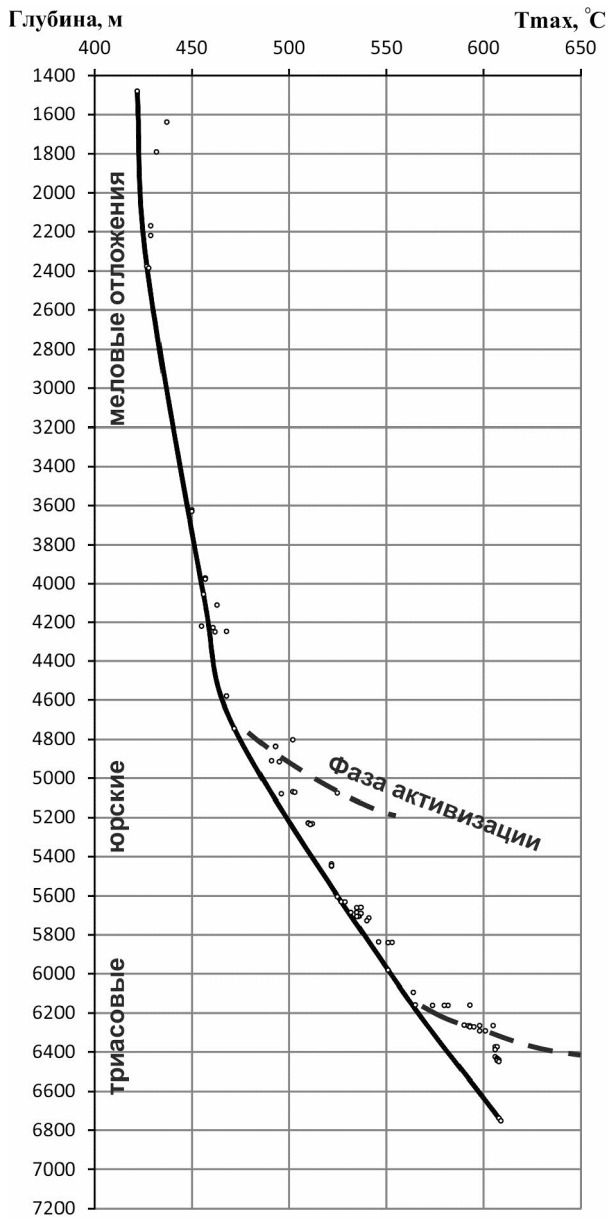


Рис. 1. Распределение T_{max} °C пород по глубине разреза скв. СГ-7 Ен-Яхинской (по материалам КАМНИИКИГС)

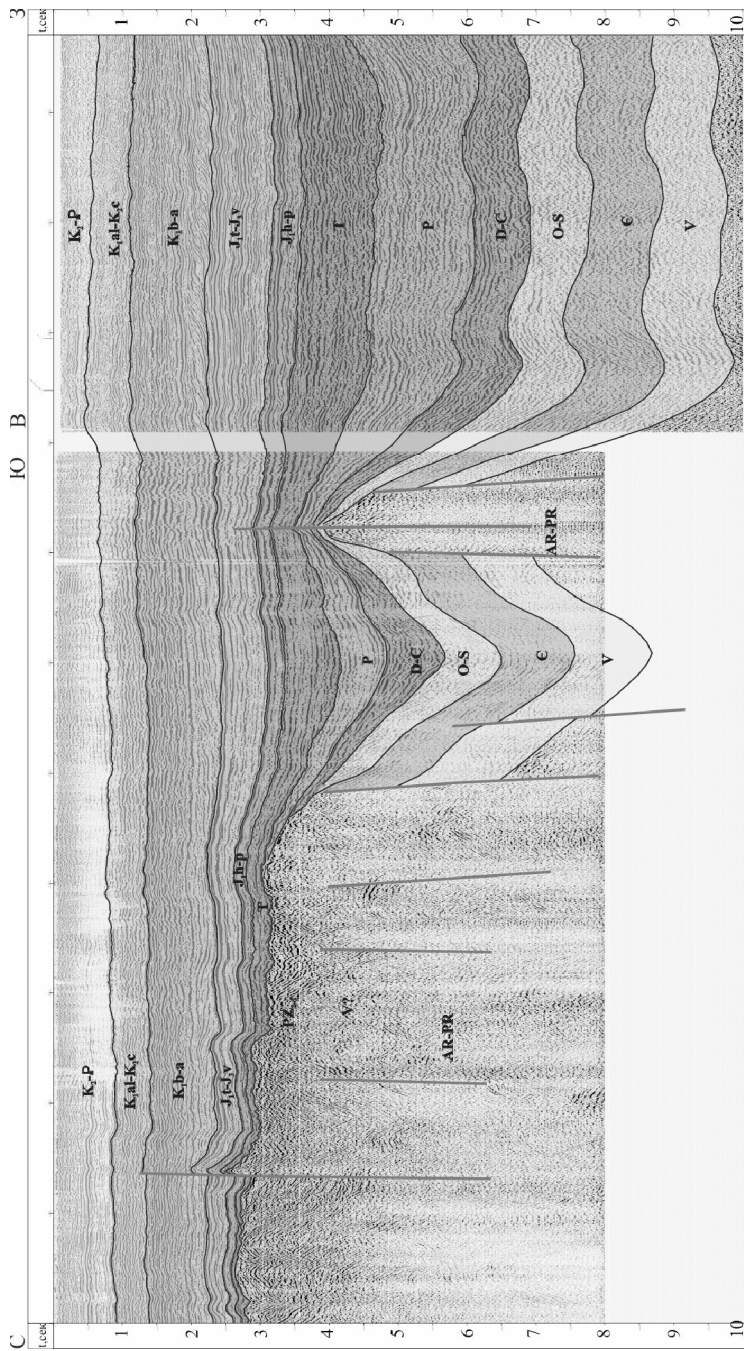


Рис. 2. Временной сейсмогеологический разрез по линии региональных профилей МОВ ОГТ № 109М и 10 D; Гыданский полуостров и юг Карского моря

Сопоставление этих данных показало, что область аномального содержания урана в цирконах совпадает с областью преимущественной нефтеносности, в то время как газоносные гиганты – Уренгойское, Медвежье, Ямбургское и другие месторождения, расположенные на севере Западной Сибири, характеризуются фоновым содержанием урана в цирконах до 500–600 г/т. Эти газоносные территории все же имели тектоно-гидротермальные активизации, четко отображаемые на графиках изменения температур и катагенеза с глубиной (см. рис. 1).

Неожиданным при этом оказалось то, что северная часть Западно-Сибирского бассейна имеет резко повышенную мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла до 8.0–10.0 км и триасовые отложения в виде четкого структурного звена, конформного юрско-меловым отложениям. Нефтеносное ядро обладает мощностью чехла в 2.5–4.0 км и начинается по стратиграфическому разрезу с тоарских слоев. Этот чехол в юго-западном направлении снижается по мощности до первых сотен метров в Тургайском прогибе, где широко распространены аркогенные грабены трех генераций, т.е. с выполнением впадин туринской, челябинской и убаганской (нижняя и средняя юра) серий.

Указанные типы разрезов чехла четко маркируют центробежный геодинамический тип развития Западно-Сибирского бассейна, которому соответствует и этажность нефтегазоносности: 1) в северной части Тургайского прогиба, где мощность чехла менее 1000–1200 м, она нулевая; 2) Центральные области обладают основной продуктивностью от тоарского яруса до альбского; 3) северные нефтегазоносные области, включая Карское море, этаж нефтегазоносности надстраивается аптальб-сеноманскими отложениями с повышенной газоносностью. Здесь на Гыданском полуострове параметрическая скважина 130 при забое 6126 м не вышла из терригенных отложений триаса, в которых оказался крупный валун плагиогранита с абсолютным конкордантным возрастом цирконов, датированных на SHRIMP-II, составляет 248.6 ± 0.7 млн лет. Детритовые цирконы из вмещающих валун аргиллитов оказались древними: от 1500 до 360 млн лет, но одно зерно датировано в 267 млн лет, что подтверждает уральский возраст фундамента северной части Гыданского полуострова (рис. 2). Добавим к этому, что отсутствие на севере триасовых рифтовых систем (см. рис. 2) теперь выступает со всей очевидностью, как и пликвативный характер всей Ямало-Тазовской мега-синеклизы.

Литература

1. *Бочкарев В.С.* Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. М.: Недра, 1973. 127 с.

А.М. Брехунцов, И.И. Нестеров (мл.)¹

Структурно-геодинамические аспекты распределения крупнейших месторождений нефти и газа в Западной Сибири

Западно-Сибирская геосинеклиза интенсивно изучается благодаря огромному объему глубокого бурения и сейсморазведки ОГТ. Около 30 скважин имеет забой от 5000 до 8250 м, сосредоточенных в основном в северной части геосинеклизы. В результате этих исследований закартировано около 100 сводов и мегавалов, которые по-разному контролируют локализацию крупных месторождений нефти и газа. Эти различия – многофакторные. Кроме истории формирования поднятий первого порядка, существенную роль играет развитие песчаных коллекторов и отдаленность от бортов геосинеклизы, что обусловлено промыванием коллекторов опресненными водами. В результате только Красноленинский свод имеет 100% заполнение ловушек нефтью в стратиграфическом диапазоне от нижней юры до альбского яруса [1].

Большое значение в нефтегазоносной локализации сводов и мегавалов имеет факт их концентрации не вдоль обрамления, а во внутренней области геосинеклизы (рис. 1). При этом Мессояхский порог – наиболее амплитудное широтное поднятие контролирует не очень крупные месторождения нефти и газа. Установлено, что мегавалы и своды, имеющие разломные осложнения, имеют лишь до 20–50% степени заполнения ловушек углеводородами. Прогнозное значение при этом оказала закономерность, что чем выше по гипсометрии структура, тем у нее высота залежей снижается до нулевого значения. В наиболее опущенной части Надым-Тазовской синеклизы находятся уникальные по запасам углеводородов месторождения – Уренгойское, Медвежье и Ямбургское. 100% заполнение сеноманского коллектора имеет Заполярное месторождение, запасы которого также перешагнули триллион м³. Подчеркнем, что на Гыданском полуострове разрез нижней

¹ Сибирский научно-аналитический центр (НАО СибНАЦ), Тюмень, Россия; nesterov_i_i@sibsac.ru

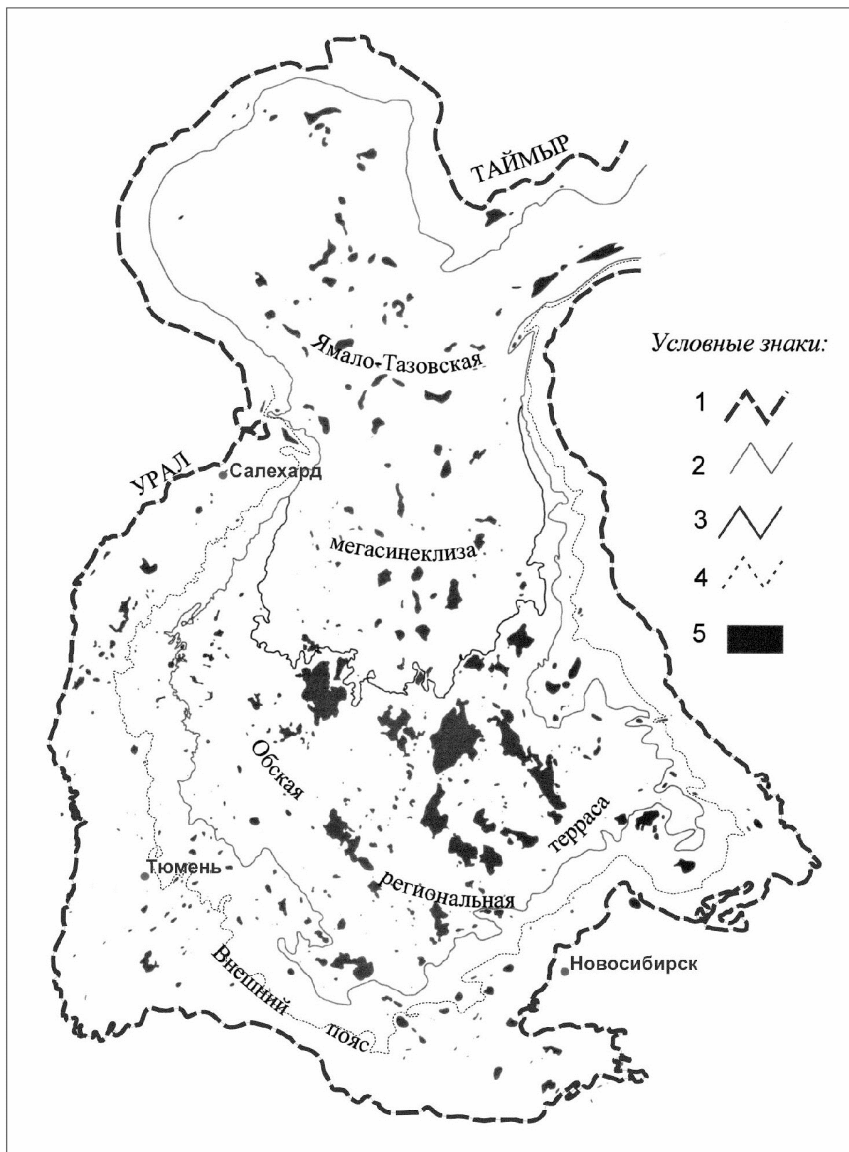


Рис. 1. Структурно-тектоническое районирование чехла Западно-Сибирской геосинеклизы

1 – изогипса 0 м ОГ «А», граница геосинеклизы; 2 – изогипса -2.5 км ОГ «А»; 3 – изогипса -3.2 км, граница Ямало-Тазовской мегасинеклизы; 4 – изогипса -1.6 км; 5 – положительные структуры

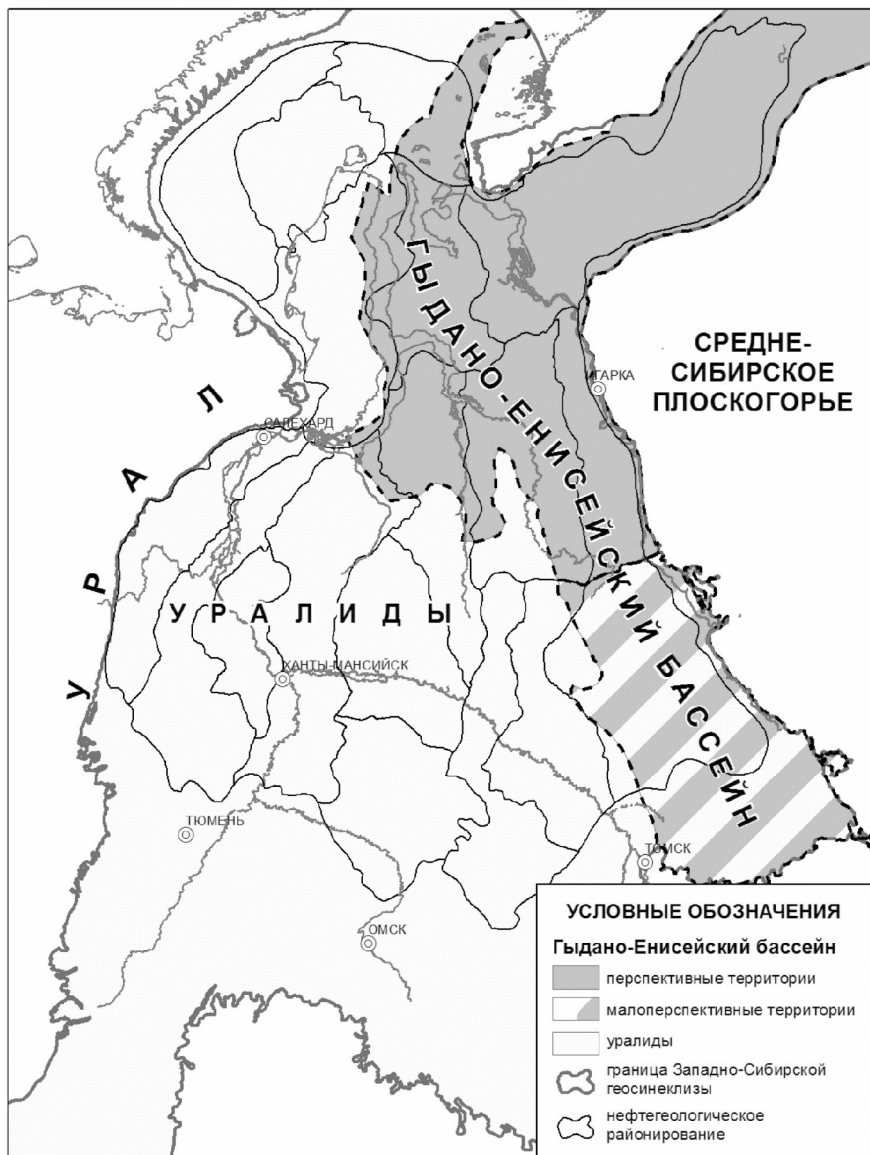


Рис. 2. Схема геотектонического районирования доюрского фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы

юры оказался и морским, и стратиграфически более полным по скв. 130 Гыданской [4]. Возможно эта толща (гыданская свита) окажется нефтегазоносной. Главное по нижнемезозойским отложениям, что принесло бурение скв. 130 Гыданской, это наличие морской фауны карнийского века и среднетриасовой эпохи, «приглаженной» как «возможно карнийские отложения» [4].

В Среднем Приобье, где расположено одно из крупнейших в мире месторождений нефти – Самотлорское, основной этап роста структур приходится на среднеюрскую эпоху с последующим затуханием, которое, однако, слабо выражено на Александровском мегавалу (Томская область), где неотектонические движения оказались интенсивными и сопровождалась формированием Колтогорско-Уренгойского прогиба.

Еще одной геодинамической особенностью Западно-Сибирской геосинеклизы явилось ее сжатие в неоген-четвертичное время, которое отобразилось в надвигах вдоль бортов геосинеклизы и в формировании специфической сдвиговой зоны дислокаций, которая пересекает регион диагонально [2, 3]. Отметим также, что нефтегазоносность палеозойских объектов четко подчиняется геотектоническим критериям (рис. 2). Это направление уже осуществляется путем бурения целевой скважины 118 на Гыданском полуострове. Палеозойский комплекс также отображает геодинамический контроль нефтегазоносности, т.к. палеозойские чехлы развиты только на блоках тиманской, байкальской и позд-неархейской (енгидиниды) консолидации.

Литература

1. *Бочкарев В.С., Тулубаев С.А.* Палеотектонический анализ и этажи нефтегазоносности крупных поднятий Надым-Тазовского междуречья (Западная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2003. № 4-5. С. 90–95.

2. *Бочкарев В.С., Монастырев Б.В., Нестеров И.И. (мл), Огнев Д.А.* Диагональная сдвиговая система Западно-Сибирской геосинеклизы // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 1. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 64–67.

3. *Брехунцов А.М., Бочкарев В.С.* Закономерности распространения многопластовых месторождений углеводородного сырья в Западной Сибири в плане перспектив применения спектрометрических ядерно-физических методов ГИС для поиска пропущенных залежей // Эффективность управления процессами разработки и доразведки залежей углеводородов на основе данных комплекса скважинных спектрометрических ядерно-физических методов исследований. ФБУ «Гос. Комиссия по запасам полезных ископаемых РФ». ЗАО «НГЦ ГЕОТЕХНОКИН», 2012. С. 56–58.

4. *Сапьяник В.В., Бочкарев В.С., Рыльков С.А., Торопова Т.Н.* Новые данные о триас-юрских отложениях, вскрытых параметрической Гыданской скв. 130 на се-

Е.А. Бродникова^{1,2}, Е.В.Ветров^{1,3}

Строение, состав и обстановки накопления пород кембрийской баянкольской свиты Систигхемского прогиба

На территории Тувы широко распространены тектонические блоки, в состав которых входят конгломератовые горизонты кембрийского возраста. В рамках решения вопроса об их возможном накоплении в пределах одной геологической структуры в результате единого тектонического события нами были изучены отложения баянкольской свиты Систигхемского прогиба в Центральной Туве на западе от г. Кызыл по берегу р. Баян-Кол. В ее строении выделяют туфы, порфириды, конгломераты и археоциатовые известняки. Горизонты туфов распространены в верхней и нижней частях разреза, в то время как конгломераты и археоциатовые известняки тяготеют к его середине [1]. Известняки подстилаются и перекрываются однотипными конгломератами. Между ними в разрезе располагаются вулканиты среднего и основного состава. В конгломератовом горизонте присутствуют галька и валуны размером от 10 до 30 см разной степени окатанности. Матрикс песчано-алевритовый. Было отобрано сто галек и валунов из конгломератового горизонта, из которых 70% обломков представлено гранитоидами.

При петрографическом изучении гранитоиды из гальки и валунов конгломератового горизонта были разделены на следующие группы: лейкоплагиограниты, плагиограниты, тоналиты. По геохимическим и изотопным характеристикам выделяются три группы гранитоидов, в которые в разных соотношениях входят лейкоплагиограниты, тоналиты и плагиограниты. Первая группа гранитов имеет наибольшие отличия от двух других групп. Для нее характерно преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($LP3Э/TP3Э=0.56$), а для двух других групп наблюдается обратная ситуация. У гранитоидов второй группы есть слабо выраженный Eu минимум, у третьей группы он отсутствует.

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; brodnikovaelizaveta@mail.ru

² Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия

³ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; Vetrovggdnsu@yandex.ru

Для гранитоидов первой группы, представленной лейкоплагиогранитами, $(La/Yb)_n$ отношение составляет 0.88, $(Eu/Eu^*)_n$ равняется 0.73, а $(Gd/Yb)_n = 0.7$. Отношение LREE/HREE второй группы изменяется в пределах от 0.46 до 0.49, $(La/Yb)_n$ от 0.52 до 0.67, $(Eu/Eu^*)_n$ от 0,69 до 0,75, $(Gd/Yb)_n = 0,76 \square 0,78$. Гранитоиды третьей группы характеризуются наименьшими значениями отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ относительно двух других групп. Оно варьирует от 0.3 до 0.37. $(La/Yb)_n = 0,29 \square 0,44$, $(Eu/Eu^*)_n$ отношение имеет близкие значения для всех проб от 0.85 до 0.9, $(Gd/Yb)_n = 0.55-0.7$.

Изотопно-геохимические исследования показали следующие значения для гранитоидных галек и валунов: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.7048-0.7057$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.5114-0.5123$. Наблюдаются различия в значении $\epsilon Nd(t)$. Для гранитоидов первой группы $\epsilon Nd(t) = -8,2$, а для гранитоидов второй $\epsilon Nd(t)$ меняется от +7.4 до +8.6. Проба, имеющая отрицательное значение $\epsilon Nd(t)$ характеризуется самым древним модельным возрастом, равным 2.4 млрд лет. Это подтверждает наше предположение о формировании этих гранитов в пределах древнего континентального блока, в данном случае, палеопротерозойского возраста. На присутствие среди источников сноса пород палеопротерозоя также указывают результаты датирования детритовых цирконов из вышележащей алаугской свиты. Для всех остальных проб гранитоидов, характерен мезо- и неопротерозойский возраст и ювенильное происхождение первоначальных магм.

В результате U-Pb датирования магматических цирконов методом LA-ICP-MS в университете Гонконга двух валунов лейкоплагиогранитов из конгломератового горизонта баянкольской свиты был установлен их возраст. Гранитоиды первой группы – континентальной принадлежности имеют возраст 588 млн лет, а гранитоиды ювенильной природы – 632 млн лет. Так, в пределах питающих провинций присутствует как минимум два разновозрастных гранитоидных комплекса.

Существующие на настоящий момент геохронологические данные для гранитоидных комплексов Тувы имеют в основном кембрийский или ордовикский возраст [2]. Выявлен лишь один гранитный массив с возрастом 562 млн лет. Гранитоидов в интервале 580–630 млн лет на данной территории не выявлено. Вероятнее всего источники крупных гранитоидных валунов или скрыты под палеозойскими и мезозойскими осадками и не выведены на поверхность, или полностью эродированы.

Таким образом, по геохимическим, изотопным характеристикам и геохронологическим определениям возраста можно выделить как минимум две группы гранитоидов в источниках сноса обломочного материала баянкольской свиты:

1. Гранитоиды с возрастом 590 млн лет древнего континентального блока.

2. Гранитоиды с ювенильными характеристиками с возрастом 630 млн лет.

Возрастных аналогов среди изученных гранитоидных комплексов в пределах Тувы не выявлено.

Вулканические породы из гальки и валунов конгломератового горизонта на TAS-диаграмме попадают в поля распространения базальтов, андезитов и андезибазальтов, а также тефритов-базанитов. По диаграмме, построенной по содержанию немобильных элементов, исследуемые образцы относятся к базальтам, андезитам и субщелочным базальтам. Сумма РЗЭ варьирует от 31.9 до 36.4 г/т. Для вулканитов из гальки характерно преобладание ЛРЗЭ над ТРЗЭ с негативной (Eu/Eu^*) аномалией от 0.73 до 0.89. Отношение $(La/Yb)_n$ в них меньше единицы (от 0.28 до 0.69). Это указывает на то, что они могли образоваться за счет расплавов деплетированной мантии типа N-MORB [3].

Следует отметить значительное сходство в распределении РЗЭ в изученных вулканитах и гранитах II и III групп из валунов и галек конгломератов баянкольской свиты и цементирующего их матрикса. Все это предполагает наличие продуктов вулканической деятельности в связи с формированием юной океанической коры в пределах питающих провинций Систигхемского прогиба. Не исключена генетическая связь этих вулканитов с гранитоидным магматизмом на рубеже 630 млн лет и существование единой магматической провинции.

Изученная по р. Баян-Кол последовательность вулканических пород, представленная дацитами, андезитами, андезибазальтами, трахиандезитами, андезибазальтами, залегает на валунных конгломератах и перекрывается горизонтом археоциатовых известняков. Все вулканические породы из разреза были классифицированы на основе петрографического изучения и их петрохимических характеристиках. Породы соответствуют натриевой ($Na_2O/K_2O > 4$) серии. В исследуемых образцах вулканитов из разреза свиты наблюдается высокое содержание TiO_2 , равное 3.1 мас. % и близкое к ОИВ (K88/15), для которого оно составляет 2.57 мас. %. Для пробы с повышенным содержанием TiO_2 характерно повышенное содержание P_2O_5 – 1.2 мас. %, которое в несколько раз превышает значение, характерное для ОИВ (0,25 мас. %). Резким отличием в распределении элементов от вулканитов из валунов и галек в вулканитах из разреза является отсутствие Nb-Ta минимума. К тому же, для вулканитов из разреза характерны высокие содержания Zr, Th, Ta, Nb, Ti, P. По индикаторным соотношениям несовместимых элементов, не зависящих от процессов фракционной кристаллизации и

частичного плавления, изученные вулканиты тяготеют к континентальной коре.

Для вулканитов из разреза отношение ЛРЗЭ/ТРЗЭ составляет 0.93, $(La/Yb)_n = 2.08$, $(Eu/Eu^*)_n = 0.81$, а $(Gd/Yb)_n = 1.53$. Сумма РЗЭ составляет более 200 г/т. По распределению редкоземельных элементов вулканические породы из разреза баянкольской свиты имеют близкие друг к другу спектры распределения, сильно отличающиеся от вулканитов из валунов и гальки конгломератов и тяготеют к тренду распределения РЗЭ в породах континентальной коры.

Изотопные характеристики для вулканитов из разреза имеют следующие значения: $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70552$, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_0 = 0.51232$. Модельный возраст субстрата вулканитов мезопротерозойский $T(DM1) = 1.1$ млрд лет при $\epsilon Nd(t) +8$.

Обобщив полученные данные по изучению обломочной части конгломератового горизонта и вулканических пород из разреза баянкольской свиты предложена модель докембрийской эволюции питающих провинций Систигхемского прогиба: 1. существование океанического блока коры с проявлением гранитоидного вулканизма на рубеже 630 млн лет 2. субдукция этого блока под блок палеопротерозойской континентальной коры с проявлением гранитоидного магматизма на рубеже 590 млн лет 3. проявление вулканической деятельности в обстановках растяжения в пределах континентального блока в раннем кембрии.

Исследования по изучению раннепалеозойских осадочно-вулканогенных комплексов Систигхемского прогиба в дальнейшем будут продолжены.

Работа выполнена при финансовой поддержки РФФИ, гранты 18-05-00604, 18-35-20025.

Литература

1. *Зубрилин Я.С.* Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200000. Западно-Саянская серия. Лист М-46-IV. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. М., 1963.
2. *Руднев С.Н.* Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. С.119–162.
3. *Туркина О.М.* Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов. Новосибирск: РИЦ НГУ, 2014.

Результаты U-Pb и Hf изотопных данных для обломочных цирконов из средне-верхнерифейских терригенных пород Среднего Тимана

Тимано-Печорская область расположена на северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы (ВЕР) [4] и включает в себя: Тиманский кряж, Печорский бассейн, прибрежные районы Баренцева, Печорского и Карского морей.

В пределах северо-восточного внешнего угла Русской платформы вдоль Тиманского кряжа и на п-ове Канин выступают на поверхность в разной степени метаморфизованные комплексы среднего и верхнего рифея.

В рамках нашего исследования, были изучены средне- и верхнерифейские терригенные породы Четласского камня и Вымской гряды. Данное исследование дополняет данные, полученные нами в 2017 году [9]. Были получены возрасты обломочных цирконов для проб визингской и лунвожской свит, также было проведено определение изотопного состава Hf. Полученные нами результаты U-Pb датирования коррелируются с данными предшествующих работ [7].

Докембрийские толщи Четласского Камня разделены по литологическому составу на две серии – четласскую и быстринскую. Породы, слагающие эти серии представлены как терригенными, так и карбонатными разностями. Терригенные породы (четласская серия) выходят на поверхность в юго-западной части Четласского камня и слагают большую часть выступа. С северо-востока их выходы ограничены Центральным Тиманским разломом, а на юго-западе перекрываются осадочными породами девона. К породам четласской серии отнесены: светлинская, новобобровская и визингская свиты.

Литологически породы четласской серии представляют собой пере-слаивающиеся кварциты, кварцитопесчаники, алевролиты, кварц-сланцевые и хлорит-сланцевые сланцы.

Быстринская серия, выделяемая тонкой полосой вдоль северо-восточной границы Четласского выступа, сложена преимущественно кар-

¹ Всероссийский Научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; Ekaterina_Brusnitsyna@vsegei.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия; v.ershova@spbu.ru, akhudoley@gmail.com

³ Университет Осло, Осло, Норвегия; tom.andersen@ibv.uio.no

бонатными разностями. К быстринской серии относятся: аныюгская (под вопросом?), ворыквинская, павьюская и паунская свиты.

В целом для пород быстринской серии характерно переслаивание доломитов, мергелей, известковых сланцев, строматолитовых известняков; в верхней части разреза (паунская свита) породы представлены сланцами кварц-серицит-хлоритового состава, песчаниками, кварцитопесчаниками.

В пределах Вымской гряды в средне-верхнерифейском разрезе выделяются пижемская, покьюская, лунвожская и кыввожская свиты, объединенные в вымскую серию. По литологическому составу породы вымской серии, в основном, представлены металавролитами и сланцами, в подчиненном количестве находятся кварциты и кварцитопесчаники.

Для изучения возможных источников сноса посредством U-Pb датирования обломочных цирконов методом LA-ICP-MS были отобраны шесть проб из среднерифейских светлинской, новобобровской, визингской и лунвожской свит и верхнерифейской паунской свиты. Для тех же проб проводилось определение изотопного состава Hf. Лабораторные исследования были произведены в изотопной лаборатории университета г. Осло (Норвегия).

Распределение U-Pb возраста обломочных цирконов приведено на рис. 1. На всех графиках наблюдается сходное распределение возрастов, однако, можно выделить ряд различий. Цирконы светлинской, новобобровской и визингской свит характеризуются примерно равным количеством возрастных пиков как с рифейским, так и с раннепротерозойским возрастом. Архейские зерна, как и зерна, возраст которых близок к возрасту седиментации, единичны. В метапесчаниках паунской свиты наблюдается несколько иное распределение возрастных пиков, доминирующие возраста – 1880 и 1480 млн лет. В двух пробах из лунвожской свиты, наблюдаются возрастные пики 1550 и 1200 млн лет. Пики с возрастом древнее 2100 млн лет отсутствуют.

Отмеченные пики в распределении обломочных цирконов из средне- и верхнерифейских отложений можно подразделить на три группы: архей-раннепротерозойские, раннерифейские и среднерифейские. К первой (самой древней) группе возрастных пиков относятся около 45% всех датировок. Большинство возрастных пиков первой группы относятся к раннепротерозойскому возрасту, архейские пики единичны. Вторая группа с интервалом возрастов от границы раннего и позднего протерозоя до нижней границы среднего рифея, включает 34% всех пиков. Среднерифейская группа цирконов составляет 21% от всех датировок зерен. Первая и вторая группы возрастных пиков хорошо коррелируются с известными возрастными магматических или метаморфических пород, обнажающихся в пределах фундамента ВЕП [2]. Архей-нижне-протерозойские магматические

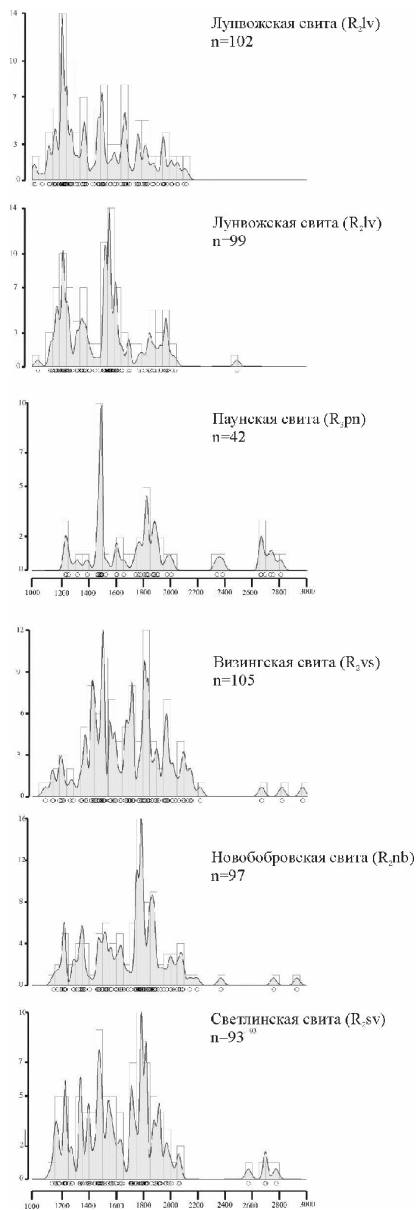


Рис. 1. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения изотопных U-Pb возрастов обломочных цирконов из пород среднего и верхнего рифея Четласского камня и Вымской гряды

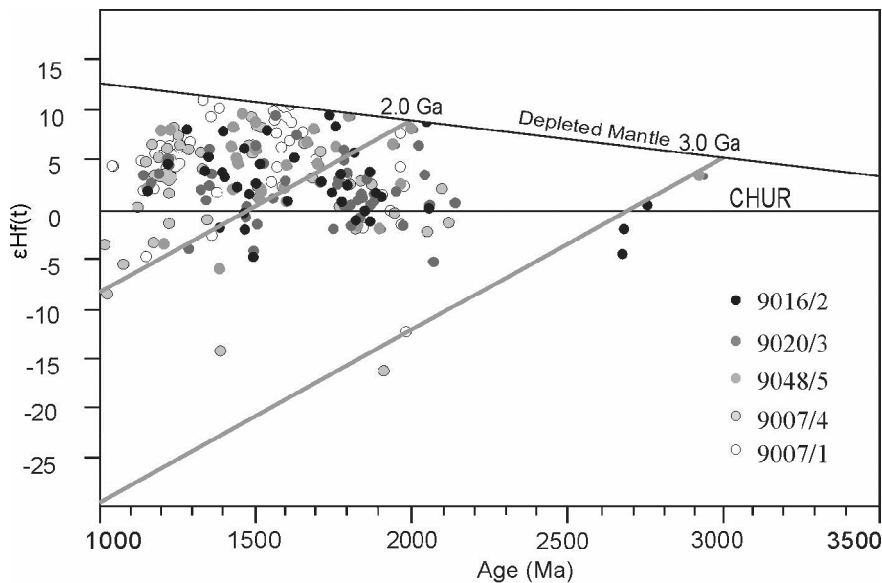


Рис. 2. Lu-Hf изотопные характеристики обломочных цирконов из средне-верхнерифейских терригенных толщ Среднего Тимана

и метаморфические комплексы, являющиеся реликтами аккреционных орогенов [2], широко распространены в северо-западной части ВЕП (в современных координатах) и являлись, вероятно, источником, для большинства обломочных цирконов Тиманской гряды.

Среднерифейскую группу цирконов связать с магматизмом в пределах ВЕП, довольно трудно. Возрастные пики в интервале от 1.35 до 1.0 млрд лет известны [1, 8] в области свеконорвежского орогена. По многочисленным литературным данным известно, что свеконорвежский ороген является продолжением гренвильского, а возрасты магматических и метаморфических пород 1.2–1.5 млрд лет хорошо известны в Лаврентийской части орогена [1, 8].

Полученные нами аналитические данные, отражающие Lu-Hf изотопно-геохимические характеристики приведены на рис.2. На диаграмме большинство точек попадают между линиями эволюции деплезированной мантии (DM) и хондритового однородного резервуара (CHUR). Несколько точек располагаются вплотную к DM, это может означать, что образование «материнских» пород для этих цирконов, произошло преимущественно из ювенильного материала. Часть точек попадает ниже линии изотопной эволюции хондритового резервуара

(CHUR), что указывает на участие древнего корового материала в субстрате, «материнского» для изученных цирконов.

Распределение фигуративных точек на рис. 2, имеет сходное распределение точек изотопного состава Lu-Hf для пород, относимых к этапу седиментации, синхронной с гренвильской орогенцией [1]. В пользу того, что гренвилиты являлись одним из источников обломочного материала для рифейских пород Тимана, говорит и тот факт, что около 20% всех возрастных пиков, полученных при U-Pb датировании, попадают в возрастной интервал 1.0–1.35 млрд лет.

При формировании средне-верхнерифейских пород Среднего Тимана, обломочный материал поступал из нескольких провинций. Основным источником сноса выступали поднятия фундамента ВЕП и гренвильский ороген.

Исследование поддержано грантом РФФИ 17-05-00858.

Литература

1. *Spencer C.J., Cawood P.A., Hawkesworth C.J. et al. EIMF Generation and preservation of continental crust in the Grenville Orogeny // Geoscience Frontiers. 2015. Vol. 6. P. 357–372.*
2. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precam. Res. 2008. Vol. 160. P. 23–45.*
3. *Vervoort J.D., Kemp A.I.S. Clarifying the zircon Hf isotope record of crust-mantle evolution // Chem. Geol. 2016. Vol. 425. P. 65–75.*
4. *Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. УрО РАН, 1998. 194 с.*
5. *Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. Vol. 17. P. 583–601.*
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист Q–39 – Нарьян-Мар. Объясн. записка / Под ред. К.Э. Якобсон. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016.
7. *Удоротина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б. Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.*
8. *Lorenz H., Gee D.G., Larionov A.N., Majka J. The Grenville–Sveconorwegian orogen in the high Arctic // Geol. Mag. 2012. Vol. 149. N 5. P. 875–891.*
9. *Брусицына Е.А., Еришова В.Б., Худoley А.К., Андерсен Т. Результаты исследований U-Pb изотопного возраста обломочных цирконов из средне-верхнерифейских отложений Четласского камня (Тиманская гряда) // Материалы 50(L) тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2018. С. 384–388.*

Новейшие структуры западной части Таймырского полуострова

Таймырский полуостров является частью Западно-Арктической континентальной пассивной окраины Евразийского бассейна. Новейший этап развития окраины начался в олигоцене и продолжается до настоящего времени [5]. К этому периоду относится и формирование рельефа Западного Таймыра. В палеогене происходило общее поднятие Сибирской платформы, Таймыра и образование денудационного плато [6]. С неогена начинается возрождение горного сооружения. Фрагменты ранее образованной поверхности выравнивания в настоящее время располагаются на различных высотах, а в пределах Енисей-Хатангской впадины опущены и перекрыты молодыми отложениями.

В составе Таймырского горного сооружения выделяются три тектонические зоны – Северо-, Центрально- и Южно-Таймырские, различающиеся геологическим строением, составом слагающих осадочных, метаморфических и магматических комплексов, историей геологического развития. Их границами служат крупные надвиги: Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский [1].

Выявление новейших структур региона проводилось на основании результатов дешифрирования топографических карт по методике Н.П. Костенко [4]. Особенностью этого метода является трехмерный анализ орографических форм в плане и в двух вертикальных сечениях – продольном и поперечном. Основным содержанием полученных карт являются суммарные, дифференцированные по площади результаты вертикальных движений приповерхностных горизонтов земной коры за конэрозионный этап развития. Тектонически обусловленные линейные зоны могут представлять собой как молодые (или обновленные) разрывные нарушения и смещения, так и зоны повышенной трещиноватости. Для сравнения выявленных с помощью структурно-геоморфологического метода новейших структур и опубликованных материалов предшественников был создан ГИС-проект, который позволил провести комплексный анализ собранных материалов в единой картографической системе и получить результирующие карты.

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия; bryan.bryan@yandex.ru, lidem06@rambler.ru, mary.promyslova@gmail.com, nkosevich@gmail.com

Для анализа рельефа Таймырского полуострова использовалась топографическая карта масштаба 1: 2500000, а для детальных исследований отдельных участков Западного Таймыра карты масштаба 1:1000000 и 1:200000. Проверка положения установленных при дешифрировании дизъюнктивных зон проводилась по данным анализа комплексных геолого-геоморфологических профилей.

Неотектонический анализ Западного Таймыра позволяет выделить (здесь и далее новейшим структурам даны условные названия) Северо-Сибирскую равнину, Быррангское горное сооружение, Северо-Таймырское горное сооружение, Прибрежную равнину.

Северо-Сибирская равнина в тектоническом отношении соответствует Енисей-Хатангскому прогибу. Ее северная граница имеет неровные очертания, средние высоты не превышают 100–150 м, а поверхность осложнена многочисленными, образовавшимися в муруктинское время, полого-увалистыми грядами высотой в 180–200 м, которые представляют собой конечно-моренные (лопастные) холмы, чередующиеся с заболоченными котловинами [6]. Хорошо выделяются протяженные линеаменты СЗ и СВ простираний. В настоящее время Северо-Сибирская равнина испытывает устойчивое опускание, на фоне которого наблюдаются локальные поднятия.

Быррангское горное сооружение в целом совпадает с Южно-Таймырской тектонической зоной. В его пределах выделяются несколько параллельных и кулисообразно расположенных хребтов и подразделяющих их впадин, границами которых являются преимущественно продольные системы надвигов. Прерывистость хребтов, а местами и смещение систем поднятий в плане связана с секущими разрывами, преимущественно сдвигами СЗ и ССЗ простирания, большая часть которых является новообразованными. Суммарные поднятия за конэрозийный этап развития в пределах данной структуры редко превышают 500 м. К западу высота хребтов понижается и составляет 200–300 м. К югу от Пясинского залива располагается впадина, представляющая собой секущую грабеннообразную структуру практически субмеридионального простирания, осложняющую горное сооружение. Высота днища постепенно повышается от берега моря вглубь территории. Впадина имеет сложное строение и ограничена системой разломов СЗ и ССЗ простирания. Разрыв, ограничивающий впадину с запада, который разрабатывается рекой Пясина, по-видимому, имеет продолжение также в Енисей-Хатангском прогибе. Можно также предположить продолжение разрывов, ограничивающих впадину на север в пределы Карского моря.

Северо-Таймырское горное сооружение соответствует Центрально-Таймырской тектонической зоне и отличается от Быррангского отсутствием крупных впадин. Ширина его меняется по простиранию, постепенно сужаясь к северо-востоку. Средние высоты составляют около 250–200 м. Небольшие отдельные вершины, возвышающиеся над денудационной равниной на 100–300 м, сложены разнообразными гранитоидами.

Прибрежная равнина развита в пределах Северо-Таймырской тектонической зоны. Южная граница равнины на отдельных участках совпадает с Главным Таймырским и Диабазовым надвигами, которые хорошо выражены в рельефе. Большие площади занимают низкие (20–40 м) морские террасы верхнеплейстоцен-голоценового возраста [6]. Поверхности с высотами до 100–150 м распространяются вглубь территории на расстояние до 10–15 км. Они также могут представлять собой террасовые уровни [3]. Многочисленные массивы гранитного состава разного размера и возраста образуют в рельефе небольшие возвышенности и купола. Долины рек Ленивая, Тревожная, Гусиная заложены по ССЗ и СЗ разрывам и смещаются разрывами СВ и ВСВ простираний.

На Западном Таймыре наблюдаются неотектонические поднятия сводово-блокового типа. Границы древних тектонических структур не всегда совпадают с современными. Надвиги, имеющие преимущественно СВ простирание имеют большую рельефообразующую роль, чем СЗ сдвиговые зоны.

Формирование орогенной структуры Таймыра по данным А.Е. Голдырева и О.С. Юрченко [2] происходило в условиях субмеридионального сжатия, которое на современном этапе является региональным полем напряжений для Таймыра. Следует отметить, что структурный план Северо-Сибирской равнины, соответствующей в тектоническом плане Енисей-Хатангскому прогибу, не совпадает с таковым для Таймырской складчатой области. Это может свидетельствовать о различных тектонических режимах развития этих структур в новейшее время.

Начиная с олигоцена неотектоническое развитие Арктики определялось последовательным проникновением срединно-океанических хребтов из Северной Атлантики в Норвежско-Гренландский и Евразийский бассейны [5]. В изученном районе это привело к активизации СВ разрывов, имеющих те же простирания, что и трансформные разломы зоны спрединга хребта Гаккеля, находящейся в непосредственной близости от Таймыра.

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

2. *Голдырев А.Е., Юрченко О.С.* Новейшая разломная и блоковая тектоника Хутундинской площади Мининского района (Северо-Западный Таймыр) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. геол. 2002. № 6. С. 54–57.

3. *Качурина Н.В. Макарьев А.А., Макарьева Е. М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Северо-земельская. Лист Т-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 568 с.

4. *Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский Н.Н.* Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. М.: МПР РФ. ГЕОКАРТ. МГА, 2001. 212 с.

5. *Мусатов Е.Е.* Неотектоника Западно-Арктической континентальной окраины. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. С-Пб, 1995. 54 с.

6. *Проскурин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 – Тарей. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 534 с.

М.М. Буслов, А.В. Куликова¹

Аккреционный тип орогенов в северной части Алтае-Саянской складчатой области в неопротерозое–палеозое: ранние этапы формирования Палеопацифики

Северная часть Алтае-Саянской складчатой области характеризуется развитием разнообразных по геодинамической природе окраино-континентальных образований Сибирского континента возрастного интервала от неопротерозоя до раннего девона (от 800 до 400 млн лет). Они относятся к аккреционному типу орогенов и характеризуют эволюцию океанической плиты Палеопацифики. С юга, через среднепалеозойскую Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонскую структурно-сдвиговую зону, аккреционный ороген граничит с образованиями составного Казахстанско-Байкальского континента, которые широко распространены в южной части Алтае-Саянской складчатой области, Туве, Монголии, Китае, и характеризуются коллизионным типом окраин Индо-Австралийской плиты. Отличительной особенностью составного континента (коллизионного орогена) является наличие в складчатых поясах докембрийских блоков континентальной коры (Тувинско-Монгольский, Дзэбханский, Центрально Тянь-Шаньский, Кокчетавский и др. микроконтиненты) с характерным гренвилевским возрастом магматических пород (0.9–1.4 млрд лет) [1, 2].

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия; misha@igm.nsc.ru, buslov@igm.nsc.ru, ak_cool@mail.ru

К числу самых древних окраино-континентальных образований западной части Сибирского континента относятся геодинамические комплексы неопротерозойско-раннеордовикской (тремадокской) Кузнецко-Алтайской островодужной системы [1–4]. Комплексы пород островодужной системы протягиваются в субширотном направлении от границы с Монголией (Курайский и Северо-Чуйский хребты) до района г. Томска и далее на север скрываются под мезозойско-кайнозойскими осадками Западно-Сибирского бассейна. Считается, что для ранних стадий (поздний докембрий) формирования дуги характерен толеит-бонинитовый тип магматизма, для поздних стадий (венд – ранний ордовик) – толеитовый известково-щелочной. Характерно, что в аккреционных клиньях островодужной системы встречаются только фрагменты океанической коры, представленные офиолитами и палеосимаунтами [1–3, 5–7]. В последнее время [8, 9] в пределах Кузнецко-Алтайской островной дуги отмечается развитие среднекембрийско-раннеордовикских щелочных пород, которые могут быть рассмотрены как результат воздействия мантийной струи горячей точки. В современной структуре аккреционно-коллизийный комплекс и турбидиты преддугового прогиба островной дуги перекрыты мощными до многих километров раннеордовикско-раннедевонским осадочным чехлом пассивной окраины и вулканогенно-осадочными образованиями девонской активной окраины, и, совместно, интенсивно нарушены позднепалеозойскими сдвигами и надвигами [1, 2].

Фрагменты палеоокеанических островов, офиолиты, олистохромы, турбидиты глубоководного желоба и высокобарические породы (эклогиты, гранатовые амфиболиты) наиболее полно представлены на юго-востоке Горного Алтая в Курайском аккреционном клине [1, 2, 5–7]. Возраст субдукционных метаморфических пород (эклогитов, гранатовых амфиболитов) определен в пределах 635–600 млн лет, возраст карбонатных пород “шапки” Баратальского палеосимауна в 600–570 млн лет. В результате аккреции и последующей коллизии палеосимаунта с островной дугой произошло заклинивание зоны субдукции и эксгумация (600–540 млн лет) офиолитов и высокобарических комплексов. Геохронологическое датирование фенгитов, мусковитов, амфиболов, развивающихся по эклогитам, а также мусковитов из гранат-слюдистых бластомилонитов, трассирующих разломные зоны палеосубдукционного канала, соответствует интервалу 600–540 млн лет. Геохронологические возрасты цирконов из лав и туфов бонинитов, формирующих тектонические пластины в пределах Курайского хребта, соответствуют интервалу 800–780 млн лет, что характеризует самый ранний эпизод проявления надсубдукционного магматизма Палеопа-

цифики. Бониниты (оливин-пироксеновые порфириды) совместно с толеитовыми базальтами проявлены также в комплексе параллельных даек и участвуют в строении комплекса расслоенных пород, где чередуются с габбро и пироксенитами. В целом, в Курайском хребте в отдельных тектонических пластинах расположены все составные части надсубдукционных офиолитов примитивной островной дуги [2, 4]. Они чередуются с тектоническими пластинами турбидитов глубоководного желоба и с северо-востока граничат с тектоническими пластинами туфогенно-черносланцевых пород, которые можно рассматривать как образования задугового бассейна. Собственно, более поздние вендско-раннеордовикские образования известково-щелочных серий развитой магматической дуги расположены в следующем ряду геодинамической зональности ближе к Сибирскому континенту [3].

В ордовике – раннем девоне (прагий) в западной части Алтае-Саянской складчатой области формировалась пассивная окраина Сибирского континента. Карбонатно-терригенные флишевые отложения достигают мощности многих км [1, 2, 11]. Детритовые цирконы из песчаников различного стратиграфического уровня характеризуются схожим распределением возрастов цирконов (2, 11, 12), отвечающих диапазону 530–470 млн лет. Этот период времени характерен для формирования магматических пород зрелой стадии Кузнецко-Алтайской островной дуги. В силурийско-раннедевонских отложениях встречаются цирконы с возрастными 470–430 млн лет. Их источником сноса могли быть плюмовые магматические породы Батеневского кряжа и Хакасии (13, 14). На раннедевонском уровне появляется достаточно многочисленная популяция ранне-среднепротерозойских (904–772 млн. лет) и палеопротерозойских (2431–1879 млн лет) цирконов, источником сноса которых могли являться породы Сибирского кратона. В неопротерозойско-раннедевонских окраино-континентальных образованиях не встречены магматические цирконы с гренвилльскими возрастными (0.9–1.4 млрд лет).

Таким образом, к числу важных геолого-геодинамических закономерностей, выявленных в северной части Алтае-Саянской складчатой области, относятся следующие: 1) широкое развитие для ранних стадий (неопротерозой) толеит-бонинитового типа магматизма примитивных островных дуг (типа Бонинских островов, Марианской дуги, дуги Тонга), для поздних стадий (венд – ранний ордовик) – толеитового известково-щелочного магматизма зрелых дуг (типа Японской и Камчатской дуг), 2) пространственное расположение в аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островодужной системы фрагментов позднедокембрийской примитивной островной дуги и разновозрастных палеосима-

унтов, характеризующих эволюцию мантийных струй, прожигающих литосферу Палеопафики в венде – раннем ордовике, 3) смена геодинамического режима активной окраины на пассивную окраину в раннем ордовике, 4) проявление в среднем кембрии – раннем ордовике в пределах Кузнецко-Алтайской островной дуги и в позднем ордовике – раннем девоне в ее тыловой части на Батеневском крыже и Хакасии внутриплитного магматизма. Для объяснения перечисленных закономерностей хорошо подходит модель погружения зоны срединно-океанического спрединга и, возможно, мантийной струи, в зону субдукции. Данная геодинамическая обстановка характерна для восточной активной окраины Тихого океана.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН № 0330-2016-0014 и Проекта РФФИ № 17-05-00833).

Литература

1. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
2. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и со-предельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.
3. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 952–967.
4. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 182–199.
5. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 82–93.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.
7. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Y. Fragments of oceanic islands in accretion-collision areas of Gornyy Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian – Early Cambrian time // J. Asian Earth Sciences. 2004. Vol. 23. N 5. P. 673–690.
8. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Сорское Су-Мо-порфиговое месторождение (Кузнецкий Алатау): магматизм, влияние мантийного плюма на развитие рудно-магматической системы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1974–1986.

9. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Гутиерес-Алонсо Г. и др. Изотопная (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) геохронология щелочно-базитовых плутонов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1598–1614.

10. Kulikova A.V., Buslov M.M., Travin A.V. Geochronology of the meta-morphic rocks in the Kurai accretionary prism (South-Eastern Gorny Altai) // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8. N 4. P.1049–1063.

11. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С. и др. Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая и ее отображение в гравитационных данных // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. С. 1277–1283.

12. Chen Ming, Sun Min, Cai Keda et al. Detrital zircon record of the early Paleozoic metasedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane // Lithos. 2015. Vol. 233. P. 209–222.

13. Воронцов А.А., Перфилова О.Ю., Буслов М.М. и др. Плюмовый маг-матизм северо-восточной части Алтае-Саянской области: этапы, состав источников, геодинамика (на примере Минусинского прогиба) // ДАН. 2017. Т. 472. № 4. С. 449–455.

14. Перфилова О.Ю., Махлаев М.Л., Сидорас С.Д. Ордовикская вулканоплутоническая ассоциация в структурах горного обрамления Минусинских впадин // Литосфера. 2004. № 3. С. 137–152.

Е.В. Ватрушкина¹, В.В. Костылева

Развитие Чукотской континентальной окраины в рэтское время

Триасовые флишоидные отложения широко распространены в пределах Чукотского террейна. Их накопление происходило в условиях пассивной континентальной окраины с углублением бассейна и сносом материала с севера на юг в современных координатах [9, 16]. В строении разреза выделяются три основных стратиграфических интервала: нижний–средний триас, карнийский и норийский ярусы верхнего триаса [1, 5, 7, 9]. В отложениях ранне-среднетриасового возраста встречаются sill и мелкие пластовые интрузии, что свидетельствует о деструкции континентальной коры в это время [6]. Верхнетриасовые породы согласно надстраивают нижне-среднетриасовые, образуя непрерывный разрез, представленный преимущественно турбидитовыми толщами.

Начало крупной структурной перестройки в Арктическом регионе и связанный с ней перерыв в осадконакоплении датируется ранне-сред-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; evat_095@mail.ru

неюрским временным интервалом (195–160 млн лет) [14]. На этом этапе происходило утонение континентальной коры, что привело к образованию коры переходного типа в Канадском бассейне [14]. В пределах Чукотского террейна раннеюрский этап деформаций, установлен по возрасту новообразованных слюд (200 млн лет, K-Ar, Rb-Sr) развитых вдоль плоскостей кливажа в карнийских отложениях [10]. Таким образом, можно предполагать наличие рэтских отложений в строении верхнетриасового разреза.

В пределах Анюйского субтеррейна к рэтским отложениям относят верхнюю часть мачваамской толщи [4, 8], которую ранее датировали норием. Основанием послужило выделение нижнеюрских отложений, сложенных глинистыми сланцами, на узком участке левого берега р. Раучуа [2]. Литологическое сходство и согласный контакт низов нижнеюрской толщи и верхней части мачваамской предполагает постепенный переход между ними [1].

Тем не менее, в мачваамской толще найдена фауна только норийского возраста, а в результате датирования детритовых цирконов [11, 15] в песчаниках толщи не обнаружены зерна моложе 225 млн лет. Возможно, что на ограниченной территории в составе мачваамского разреза присутствуют рэтские отложения, однако все изученные в последние годы верхнетриасовые породы отнесены предшественниками к карнию и норию [11, 15, 16].

В ходе полевых работ 2011, 2014 гг. на территории западной части Чаунского субтеррейна изучена пырканайская свита, которая залегает на кувеемкайской свите норийского возраста, по-видимому, с незначительным локальным стратиграфическим несогласием. Контакт между свитами в коренном залегании не наблюдался. Смена флишоидного переслаивания тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов массивными песчаниками указывает на резкое изменение обстановки накопления. Перерыв в осадкообразовании подтверждается находками вдоль границы свит свалов и высыпок мелкогалечных конгломератов и гравелитов, содержащих гальку кварца и осадочных пород [3]. Пырканайская свита охарактеризована фауной *Tosapekten* cf. *efimovae* (Polub.) и после уточнения норийско-рэтской границы относится к рэту [4, 8].

В регионе не известны коренные обнажения свиты. Отложения были изучены по элювиальным развалам. Разрез пырканайской свиты повсеместно сложен разнозернистыми монотонными песчаниками, местами с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Однозначно определить обстановку осадконакопления не удалось, вследствие отсутствия характерных текстурных особенностей.

Песчаники свиты имеют среднюю степень сортированности, окатанность обломков плохая и средняя. Глинистый матрикс, количество которого достигает 20%, распределен неравномерно. Породообразующие компоненты представлены зернами кварца (70–82%) и плагиоклаза (10–20%), обломками вулканитов кислого состава (2–7%) и метаморфических кварцево-слюдистых пород (1–2%), а также чешуйками мусковита (1–3%) и биотита (2–9%).

В результате датирования детритовых цирконов и сравнения с данными по карнийским и норийским отложениям выявлены схожие параметры распределения возрастов. Отличительной особенностью пырканайских песчаников является присутствие самой молодой популяции из 7 цирконов с датировками от 200 до 240 млн лет, в том числе единичными зернами 202 ± 5 млн лет и 209 ± 5 млн лет, что подтверждает рэтский возраст свиты. Цирконы с докембрийскими возрастными не образуют значимых популяций, а их количество в целом меньше, чем в других верхнетриасовых песчаниках.

По геохимическим признакам породы пырканайской свиты также схожи с карнийскими и норийскими отложениями. Однако, они характеризуются более высокими содержаниями устойчивых компонентов, что является следствием вызревания и рециклинга. Петрографические и геохимические особенности свиты свидетельствуют о накоплении в условиях пассивной континентальной окраины.

Таким образом, можно сделать вывод, что в рэтское время в пределах Чукотского террейна резкой смены геодинамической обстановки и источников сноса не происходило. Необходимо отметить наличие локального перерыва в осадкообразовании на границе нория и рэта на территории Чаунского террейна. Одновозрастный перерыв установлен Э. Эмбри на о. Аксея-Хейберга (Арктическая Канада), где норийские морские песчаники и аргиллиты со стратиграфическим несогласием перекрыты рэтскими континентальными песчаниками и аргиллитами [12]. По данным канадских геологов в результате крупного поднятия в начале рэта большая часть Свердрупского бассейна была выведена на дневную поверхность [13].

Полученные данные по составу и строению разреза рэтского яруса на Чукотке хорошо сопоставимы с материалами по Арктической Канаде. Из этого может следовать, что крупная перестройка в Арктическом регионе началась в конце позднего триаса, что привело к поднятию обширной территории и смене условий осадконакопления.

Работа подготовлена по гранту РФФИ 17-05-00795. Полевые и аналитические работы частично выполнены за счет средств договора с ЗАО «РН-Шельф-Дальний Восток» № 0441414/0112Д.

Литература

1. *Белик Г.Я.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-58-XXIX, XXX. Магадан, 1979. 101 с.
2. *Городинский М.Е.* Геологический очерк центральных районов Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1963. № 16. С. 56–66.
3. *Громыко Г.И.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-59-XXI, XXII, XV, XVI. Магадан, 1979. 77 с.
4. Решения Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Корень Т.Н., Котляр Г.В. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.
5. *Садовский А.И.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-58-XXVII, XXVIII. М., 1970. 75 с.
6. *Соколов С.Д., Леднева Г.В., Пиш В.Л.* Новые данные о возрасте и происхождении магматических образований Колочинской губы // ДАН. 2009. Т. 425. № 6. С. 785–789.
7. *Сосунов Г.М.* Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-58-XXXV, XXXVI. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 66 с.
8. *Тиболов И.В., Черепанова И.Ю.* Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
9. *Тучкова М.И.* Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России) М.: LAP, 2011. 365 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 600).
10. *Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И. и др.* Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.
11. *Amato J.M., Toro J., Akinin V.V. 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. Vol. 11. №. 5. P. 1–35.
12. *Embry A.F.* Crockerland – the source area for the Triassic to Middle Jurassic strata of Northern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Islands // Bull. Canadian Petroleum Geology. 2009. Vol. 57. №. 2. P. 129–140.
13. *Embry A.F., Beauchamp B.* Sverdrup basin / Ed. Miall A.D. The sedimentary basins of the United States and Canada. Amsterdam: Elsevier, 2008. P. 451–471.
14. *Grantz A., Hart P.E., Childers V.A.* Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean / Spencer A., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.F., Srenson K. (eds.). Arctic Petroleum Geology // Geol. Soc. London Memoir. 2011. Vol. 35. P. 700–771.
15. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // Tectonics. 2006. Vol. 25. P. 1–19.
16. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Provenance analysis and tectonic setting of the Triassic clastic deposits in Western Chukotka, Northeast Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 177–200.

Тектонические и геодинамические характеристики нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции

Тектонические и геодинамические критерии нефтегазоносности оказывают значительное влияние на формирование месторождений углеводородов на севере Тимано-Печорской провинции (ТПП). Большую роль при этом играют разломы и разломная тектоника различного характера. Всю территорию севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции можно разделить на несколько нефтегазоносных районов и нефтегазоносных областей.

В тектоническом отношении Тимано-Печорская нефтегазоносная провинция расположена в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и прилегает к Предуральскому и Предпайхойскому краевым прогибам. Она ограничена на западе и юго-западе поднятиями Тимана, на востоке и северо-востоке – Уралом и Пай-Хоем, на севере уходит в Баренцево море. В платформенной части ТПП можно выделить: Ижма-Печорскую и Хорейверскую впадины, Печоро-Колвинский авлакоген, Варандей-Адзвинскую структурную зону и Восточно-Тиманский мегавал; в области прогибов – Верхнепечорскую, Большесынинскую, Косью-Роговскую и Коротаихинскую впадины.

Малоземельско-Колгуевская моноклираль располагается на северо-западе Печорской плиты, имеет размеры порядка 200*100*130 км и ограничена Шапкина Юрьяхинским и Колоколморским валом и Денисовским прогибом. В пределах данной моноклинали происходит погружение в северо-восточном направлении [1]. На фоне общего северного погружения проявляется погружение верхнепалеозойского комплекса на северо-восток. На шельфе печорского моря можно выделить Восточно-Колгуевскую структурную область. Для данной области типичен в основном северо-западный уклон, и этот район характеризуется большим количеством осложняющих ее форму структур.

Наиболее обширной структурой первого порядка в Малоземельско-Колгуевской моноклинали является Бугринская моноклираль. В ней мощность верхнего и среднего палеозоя увеличивается с 1400 м на юге до 4100 метров на севере. При изучении тектонического строения и геодинамических особенностей осадочного чехла была выбрана структурная карта по кровле карбонатов карбона и нижней перми, так как она наиболее полно отображает структуру осадочного чехла. На ней

¹ Институт геологии Коми НЦ, Уро РАН, Сыктывкар, Россия; misha2006@gmail.com

наиболее выражены перспективные объекты месторождения и скопления углеводородов по всей территории Тимано-Печорской нефтегазодобывающей провинции.

Ижма-Печорская синеклиза представляет собой огромную пологую структуру порядка 200*800 км северо-западного простирания с достаточно сильно нарушенными разломами по восточным бортам. В её пределах можно выделить следующие структуры меньшего порядка: Кипиевская и Янгытская ступени, Седухинский вал, Нерицкая ступень, Тобышский вал, Ерсинская впадина, Омра Лыжская седловина, Соттчемьюаресский выступ, Мичаю Пашнинский вал, Айювинский структурный нос, Ижемская ступень. В районе центральной части Ижма-Печорской синеклизы находится значительная по размерам Ерсинская впадина. Данная впадина отделяет Нерицкую ступень от Янгытской ступени. При этом она характеризуется наличием значительного количества разломов, расположенных по ее бортам. Можно выделить еще одну характерную структуру – Песчаноозерский вал с крупным тектоническим сбросом в северной части узкой Песчаноморской депрессии.

Одной из наиболее крупных структур является Печоро-Колвинский авлакоген со сложным внутренним строением. В его состав входят Печоро-Кожвинский мегавал, Денисовский прогиб и Колвинский мегавал. Денисовский прогиб с размерами 400*40*70 расположен на северо-западе Тимано-Печорской провинции и занимает центральную часть Печоро-Колвинского авлакогена. В северной части он уходит в Печорское море.

Колвинский мегавал [2] – крупная структура, которая имеет размер порядка 300*40 км и расположена в районе Печорской губы, в восточной системе краевых дислокаций авлакогена. При этом северная часть мегавала уходит в акваторию Печорского моря. Его можно разделить на Ходоварихинскую ступень, которая находится на печороморском шельфе и южную, расположенную на суше и ограниченную Ярейюским, Возейским валами. Хорейверская впадина ограничена хорошо выраженными положительными структурами: на западе – Колвинским мегавалом и валом Сорокина, а на востоке и юго-востоке – Поднятием Чернышева. Также на севере Хорейверская впадина уходит в Печорское море, при этом она хорошо выражена по отражающим горизонтам, начиная от мезозойских, верхнепалеозойских и нижележащих отложений. В пределах Хорейверской впадины можно выделить следующие тектонические элементы: Сандивинское поднятие, Клависовская ступень, Макариха – Салюкинская антиклинальная зона, Сыняндырская и Цыльегорская депрессия, Чернореченская ступень, Кошкинская седловина, Паханчская терраса.

Между Лайским валом и Колвинским мегавалом размещается Верхнелайская депрессия, хорошо выраженная начиная от девона до триаса. Особенностью данной депрессии является несовпадение структурных планов. Интерес также представляет Харьягинский вал, расположенный к югу от Ярейюсского вала. Он имеет асимметричное строение, при этом восточное крыло осложнено разломом с амплитудой до 800 метров. Ярейюский вал характеризуется размерами порядка 80*40 км. Данная структура выражена по всем горизонтам осадочного чехла, начиная от силура и кончая мезозоем. При этом западное крыло более крутое, чем восточное, и там фиксируется больше разломов.

Еще одна крупная структура на северо-востоке Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции – Варандей Адзьвинская структурная зона (ВАЗ), которая занимает территорию порядка 200*80 км. Она расположена на северо-востоке Тимано-Печорской плиты и уходит в акваторию Печорского моря. Данная структурная зона представляет собой систему дизъюнктивных валов и разделяющих их депрессий. В её состав входят: вал Сорокина, вал Гамбурцева, Сарембой – Леккейгинская зона, Морейююская и Верхнеадзьвинская депрессия. Структура ВАЗ имеет чешуйчато-горстовое строение, разбита на серию клиновидных блоков к приуроченным к ним локальным структурам.

На крайнем северо-востоке провинции находится такая крупная структура, как Коротаихинская впадина [3], имеющая размеры приблизительно 220*100*110 км. Это одна из наиболее сложно построенных структур перикратона. В состав Коротаихинской впадины входят структуры второго порядка, такие как Лабогейская моноклираль, Верхневоркутская зона дислокаций, Хейягинская депрессия, Васьягинско-Сабриягинская складчатая зона.

Составляющей тектонического строения Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции являются краевые мегапрогибы Тимано-Печорской плиты и Уральской складчатой области. Предуральский мегапрогиб – крупная тектоническая структура, протяженность которой составляет порядка 1000 км. В состав прогиба входят следующие структуры 1 порядка: Верхнепечорская, Большесынинская, Косью Роговская впадина, которые разграничены Среднепечорским поперечным поднятием и южной частью гряды Чернышева. На севере Предуральского краевого мегапрогиба выделяется Воркутское поперечное поднятие. Большой интерес представляет Гряда Чернышева, имеющая вытянутую дугообразную форму. Данная гряда представляет собой сложно построенную чешуйчато-надвиговую структуру и служит западным ограничением северной части Предуральского краевого прогиба. Она

имеет сложное тектоническое строение и разделена на дизъюнктивные блоки.

Одна из крупнейших впадин Предуральяского прогиба Косью Роговская впадина имеет размеры порядка 300*40*100 км. Данная структура вытянута в северо-восточном направлении. Среднепечорское поперечное поднятие разделяет Большесынинскую и Верхнепечорскую впадины. Верхнепечорская впадина протянулась на 450*70 км и располагается от Полюдова поднятия до Среднепечорского поперечного поднятия, которое находится на севере ТПП. Данное поднятие является продолжением структур Печоро-Кожвинского мегавала. В ее пределах можно выделить Югид-Кыртинскую, Худоель-Войскую и Аранец-Передор-скую антиклинальные зоны, Тимаизское складчато-блоковое поднятие, Даниловскую депрессию.

Нефтегазоносные комплексы в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции могут размещаться, начиная от рифея до триаса [4]. По количеству органического вещества породы разделяются на высокопродуктивные > 2%, среднепродуктивные порядка 2 % и низкопродуктивные < 1% органического вещества.

Аккумуляционная способность во многом зависит от способности накапливать залежи углеводородов в ловушках и сохранять их длительное время. Одна из них расположена на восточном борту Хорейверской впадины, где нижнедевонские карбонаты выклиниваются под тимано-саргаевскую региональную покрывку. Здесь открыты такие крупные месторождения нефти, как им. Р. Требса и им.А. Титова, а также Колвинское.

Литература

1. *Дедеев В.А. Запорожцева И.В.* Земная кора Европейского Северо-Востока СССР / Под ред. В.П. Якуцени. М.: Наука, 1985. 97 с.
2. *Кремс А.Я., Вассерман Б. Я., Матвиевская Н.Д.* Условия формирования закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974. 332 с.
3. *Никонов Н.И., Куранов А.В.* К вопросу о выделении новой Предпайхойско-Новоземельской области в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Материалы XV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2009. Т. 3. С. 102–103.
4. *Прищепа О.М., Богадский В.И.* Нефтегазоносный потенциал акваториальной части севера Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление, 2009. № 6. С. 2–9.

**Р.В. Веселовский^{1,2}, А.В. Самсонов³, Е.Б. Сальникова⁴,
А.В. Степанова⁵, А.А. Арзамасцев⁴, А.В. Травин⁶,
Ю.О. Ларионова³, С.В. Егорова⁵, К.Г. Ерофеева³,
М.В. Стифеева⁴, В.С. Захаров^{1,7}, В.П. Щербаков⁸,
В.В. Щербакова⁸, Г.В. Жидков⁸**

Первый ключевой палеомагнитный полюс Мурманского кратона СВ Фенноскандии с возрастом 1.86 млрд лет: палеотектонические и геодинамические следствия

Интрузивные комплексы, в особенности – рои долеритовых даек, являются главными объектами для палеомагнитных исследований раннего докембрия. Основными требованиями при этих исследованиях являются надежное определение не только времени кристаллизации пород интрузивных тел, но и возраста характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности, поскольку нередко более поздние метаморфические или гидротермальные процессы могут приводить к частичному или даже полному перемагничиванию пород. Надежное датирование маломощных базитовых интрузивов в настоящее время обеспечивается U-Pb изотопным датированием микронавесок бадделеита, для выделения которого применяется «водная» методика [3]. Для обоснования сохранности палеомагнитных характеристик породы привлекаются различные подходы, среди которых важное место занимают изотопно-геохронологические исследования нескольких минеральных фракций, выделенных из одной породы, – термохронология. В докладе будет показан пример тестирования сохранности пред-полагаемых для палеомагнитных исследований объектов – палепротерозойских долеритовых силлов и даек с возрастом 1860 млн лет на территории Мурманского блока.

Мурманский блок располагается на севере Фенноскандинавского щита, сложен тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами и гранитоидами с возрастaми от 2.84 до 2.73 млрд лет. С конца архея

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия;
roman.veselovskiy@ya.ru

² ИФЗ РАН, Москва, Россия

³ ИГЕМ РАН, Москва, Россия

⁴ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия

⁵ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

⁶ ИГиГ СО РАН, Новосибирск, Россия

⁷ Университет «Дубна», Дубна, Россия

⁸ ГО «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская область, Россия

(2.66 млрд лет) и на протяжении всего палеопротерозоя Мурманский блок претерпел несколько этапов внедрения базитовых интрузивов [4]. Наиболее поздний из этих этапов, около 1.86 млрд лет, представлен силлами и, значительно реже, дайками долеритов, которые широко представлены на территории Мурманского блока, но не известны за его пределами в других архейских блоках Фенноскандии. Силлы долеритов варьируют по мощности от <1 до 100 метров и имеют простое внутреннее строение. Маломощные тела и зоны подошвы мощных силлов сложены мелкозерными долеритами. Основной объем тел составляют пойкилоофитовые долериты, в которых многочисленные крупные (до 1 см) изометричные зерна клинопироксена, содержащие мелкие кристаллы плагиоклаза, придают породам характерную текстуру «в горошек», хорошо узнаваемую на выветрелых поверхностях. Среди пойкилоофитовых долеритов встречаются линзы крупнозернистых габбро-пегматитов, часто приуроченных к кровле мощных (> 20 м) силлов. По минеральному составу долериты в разных телах близки: клинопироксен + плагиоклаз + биотит + титаномагнетит ± оливин. Преобразования минерального состава долеритов, выраженные в амфиболизации клинопироксена и серицитизации плагиоклаза, проявлены локально и обычно приурочены к зонам контактов с вмещающими гнейсами и гранитоидами.

Комплексные исследования, включая U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные методы, были проведены для мощного (около 30 м) силла пойкилоофитовых долеритов на окраине поселка Дальние Зеленцы. Изотопные исследования выполнены по трем образцам, отобранным в разных частях силла: мелкозернистый долерит вблизи подошвы; среднезернистый пойкилоофитовый долерит из средней части; крупнозернистый габбро-пегматит из шлера в верхней части силла. U-Pb конкордантный возраст 1860 ± 4 млн лет, полученный методом ID-TIMS по бадделеиту из габбро-пегматита верхней части силла, фиксирует окончание процесса кристаллизации этого интрузива. Sm-Nd минеральная изохрона с возрастом 1886 ± 58 млн лет, $\text{СКВО} = 1.9$, рассчитанная по клинопироксену, плагиоклазу, биотиту и валовой навеске образца мелкозернистого долерита, сопоставима с U-Pb возрастом габбро-пегматита по бадделеиту. Rb-Sr модельные возрасты биотита $T_{\text{UR}} = 1849\text{--}1859$ млн лет из двух образцов долеритов близки к U-Pb возрасту бадделеита силла. Клинопироксен, плагиоклаз и валовая проба образца мелкозернистого долерита на Rb-Sr изохронной диаграмме демонстрируют сильный разброс и не дают изохроны. При этом наиболее радиогенный изотопный состав стронция, пересчитанный на возраст 1860 млн лет, имеют плагиоклаз и авгит, что может указывать на

присутствие в этих кальциевых минералах радиогенного стронция, захваченного при контаминации вмещающих архейских гранитоидов и не уравновешенного с валом долерита. Этот вывод подтверждается находкой в основном плагиоклазе долерита альбит-КПШ включений, вероятно, представляющих фрагменты вмещающих гранитоидов. Закономерный рост первичного изотопного состава стронция $Sr_{1860} = 0.7046 - 0.7062 - 0.7073$ в образцах долеритов от подошвы к кровле силла может указывать на добавку коровой контаминанты при обрушении пород кровли силла. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасты биотита 1857 ± 20 и 1865 ± 8 млн лет из долеритов нижней и средней части силла имеют близкие величины и неотличимы от U-Pb возраста бадделеита из габбро-пегматита верхней части силла. Для одной навески биотита устанавливается также плато с возрастом 1772 ± 11 млн лет, что, вероятно, связано с термальным событием при становлении лампрофиров и гранитов Урагубского комплекса в интервале времени 1.72–1.77 млрд лет назад [1].

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о близком времени закрытия четырех изотопных систем в разных магматических минералах палеопротерозойских (1860 млн лет) долеритовых силлов в Мурманском блоке. Это дает основание рассматривать изученные базитовые интрузии как перспективные объекты для получения надежного ключевого палеомагнитного полюса Фенноскандии для временного рубежа ~1.86 млрд лет. Палеомагнитные исследования проводились в палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН и включали в себя магнитные чистки и петромагнитные исследования представительной коллекции образцов долеритовых силлов Мурманского блока с возрастом 1.86 млрд лет. Общий объем коллекции составил 176 ориентированных образцов, отобранных из 16 сайтов (=13 интрузивных тел), расположенных в четырех районах (Дальние Зеленцы, Дворовая, Ивановка-Дроздовка, Савиха), на протяжении 200 км побережья Баренцева моря. Из каждого образца для лабораторных исследований подготавливалось 2 дубля: один для пошаговой температурной магнитной чистки, другой – для чистки переменным полем. Пилотная коллекция образцов прошла непрерывную температурную магнитную чистку с использованием трехкомпонентного вибромагнитометра конструкции Юрия Виноградова (ГО «Борок» ИФЗ РАН).

Результаты ступенчатых температурных магнитных чисток и чисток переменным магнитным полем (AF-чистка) свидетельствуют о наличии четкого палеомагнитного сигнала в большинстве из изученных образцов, ЕОН которых представлена, чаще всего, двумя компонентами: наименее стабильной, разрушающейся в диапазоне 20–180°C (0–10 мТл), и характеристической ChRM, полное размагничивание которой

достигается при 540–600°C (20–50 мТл). Направления менее стабильной компоненты характеризуются большим разбросом векторов на сфере, что, наиболее вероятно, является следствием вязкого перемagnetничивания образцов современным и/или лабораторным полем. Направления наиболее стабильной компоненты намагнитченности (ChRM) во всех результирующих сайтах образуют кучные группы одной полярности, при этом среднесайтовые палеомагнитные направления для упомянутых районов в отдельности статистически значимо различаются. Указанное различие направлений, вероятно, является следствием записи вековых вариаций магнитного поля и указывает на близкий, но, в то же время, несколько различный возраст магматизма в этих районах. Время приобретения ChRM в изученных интрузивных телах устанавливается по приведенным выше геохронологическим данным.

Для оценки продолжительности остывания наиболее крупных силлов, мы выполнили компьютерное моделирование процесса остывания цилиндрической пластовой интрузии долеритов мощностью 100 м, внедренной в граниты на глубине 8 км. Вычисления показали, что описанное интрузивное тело в своей наиболее горячей верхней части достигает температуры 580°C через 2800 лет после внедрения, а, например, температуры 500°C – через 10 000 лет. Таким образом, если предположить вполне естественную небольшую разницу во времени внедрения изученных силлов, составляющую порядка нескольких тысяч лет, то в их палеомагнитной записи выполняется условие для усреднения вековых вариаций и соответствующий среднему направлению ChRM полюс является палеомагнитным.

Полученный палеомагнитный полюс пойкилоофитовых силлов Мурманского блока Кольского полуострова (Slat=68.5°; Slong=37.9°; N=16 sites; Plat=54.4°; Plong=234.2°; dp/dm=4.3°/6.2°) имеет индекс надежности $Q_v=5$ и, таким образом, является первым палеомагнитным полюсом Мурманского блока, полученным согласно современной методике и ключевым палеомагнитным полюсом Фенноскандии для возраста 1.86 млрд лет.

Согласно палеотектонической реконструкции Фенноскандии на момент 1.86 Ga, выполненной на основе полученного палеомагнитного полюса, Кольский полуостров (район исследований) в то время располагался в северном полушарии на широте 34°, при этом Фенноскандия была повернута относительно современного ее положения на ~25° по часовой стрелке. Такое положение Фенноскандии находится в генеральном согласии с палеоконтинентальными реконструкциями начала формирования ядра суперконтинента Нуна, согласно которым современное баренцевоморское побережье Кольского полуострова находи-

лось практически на одной широте с современным восточным побережьем Гренландии.

Данные о напряженности магнитного поля Земли в докембрийское время имеют важное значение для решения ряда задач современной геодинамики, в том числе для оценки времени формирования внутреннего ядра, которое, согласно последним представлениям, находится в интервале с архея до раннего кембрия. Проблема получения надежных данных интенсивности геомагнитного поля в прошлом особенно актуальна для докембрийских объектов, поскольку лишь немногие из них удовлетворяют достаточно жестким критериям, выдвигаемым современными методиками оценки палеонапряженности. В этой связи, детально и всесторонне изученные, прекрасно сохранившиеся долеритовые силлы Мурманского блока Кольского полуострова являются уникальным объектом для получения надежных оценок палеонапряженности для момента 1.86 млрд лет назад. Соответствующие исследования, выполненные современными модификациями методов Телье-Коэ и Вильсона, были проведены в ГО «Борок» ИФЗ РАН. Полученный представительный набор оценок палеонапряженности позволяет утверждать, что магнитное поле Земли 1.86 млрд лет назад имело интенсивность в несколько раз меньшую, чем ее современная величина ($VDM_{S_{1860Ma}} = (1.22 \square 2.15) \times 10^{22} \text{ Am}^2$; $VDM_{\text{совр.}} \sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), тем самым поддерживая предложенную ранее [2] гипотезу о низкой интенсивности магнитного поля Земли в протерозое.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФ 16-17-10260 и Президента РФ МД-1116.2018.5.

Литература

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 2009. 379 с.
2. Biggin A.J., Strik G.H.M.A., Langeris C.G. The intensity of the geomagnetic field in the Late Archaean: new measurements and an analysis of the updated IAGA palaeointensity database // Earth. Planet. Space. 2009. N 61. P.9–22.
3. Söderlund U., Johansson L. A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂) // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. Vol. 3.
4. Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Larionova U.O., Arzamastsev A.A., Larionov A.N. U-Pb geochronology of Early Precambrian mafic rocks in Kola-Murmansk province, Eastern Fennoscandia: dyke "bar-code" as the basis of paleocontinental reconstructions // Methods and geological results of studying of geochronometric systems in rocks and minerals. 2018. P. 340–343.

Проявление ордовикского вулканизма в Таннуольском терреине (Тува) Алтае-Саянской складчатой области

Таннуольский терреин сложен раннекембрийскими вулканогенно-осадочными породами островодужной ассоциации (кадвойская, серлигская, ирбитейская свиты), которые интродуцированы разновозрастными (ранний кембрий – ранний девон) гранитоидами (таннуольский, арголикский, бреньский и другие комплексы). Раннепалеозойская история формирования террейна связана с заложением Алтае-Саянской островодужной системы в раннем кембрии и с поэтапной аккрецией островодужных террейнов к Сибирскому палеоконтиненту и коллизией с докембрийскими микроконтинентами в кембрии–ордовике. Аккреционно-коллизийным событиям соответствуют одни из самых мощных проявлений магматизма Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [1]. Считается, что на начальном этапе развития аккреционно-коллизийной системы Таннуольского террейна в большом объеме формировались гранитоиды средне-позднекембрийского таннуольского комплекса, на завершающих этапах в довольно ограниченном количестве – гранитоиды позднеордовикского арголикского комплекса [2]. В данном исследовании мы остановимся на рубеже позднего ордовика, когда, как выяснилось, наряду с гранитоидными массивами арголикского комплекса, формировались ассоциирующие с ними кислые вулканогенные толщи.

Нами изучен разрез ордовикских вулканогенных образований на южном склоне хребта Восточный Танну-Ола в долине р. Деспен. Ранее эти вулканические и сопутствующие им вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы относились к кендейской свите раннего девона. Эти вулканы с азимутальным несогласием залегают на раннекембрийской ирбитейской свите, представлены риолитами, риодацитами, дацитами, менее андезитами, вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами, сохранившимися в составе фрагмента вулканической постройки, в значительной степени уничтоженной позднеордовикскими мясо-красными биотитовыми лейкогранитами

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; Vetovggdnsu@yandex.ru, uvarov_an_1946@mail.ru

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

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Кызылдагского массива арголикского гранит-лейкогранитового комплекса с возрастом 451 ± 4 млн лет. В основании разреза конглобрекции, сложенные буровато-серыми, светло-серыми и темно-серыми, часто плохо окатанными и неокатанными (угловатыми) обломками (поперечник от 1 до 10 см) риолитов, риодацитов, менее андезитов и базальтов.

Деспенские эффузивы зеленовато-серые, лилово-серые, буровато-розовые флюидалные (до «ленточных») скрытозернистые порфиновые породы с микрофельзитовой, фельзитовой, микроаллотриоморфнозернистой, реже микропойкилитовой основной массой. При этом для основной массы нередки сочетания элементов фельзитовой и микропойкилитовой, фельзитовой и микроаллотриоморфнозернистой структур. Порфиновые выделения представлены кислым плагиоклазом (от единичных до 12%), калиевым полевым шпатом (от 0 до 5%), кварцем (от 0 до 5%). Такие разновидности пород не характерны для образований раннедевонской кендейской свиты, кроме того, среди них отсутствуют типичные кендейские базальты и микродолериты, составляющие основной объем свиты.

Кислые деспенские эффузивные образования характеризуются несколько повышенными содержаниями калия ($K_2O=2.5-4.4\%$) и натрия ($Na_2O=3-4.6\%$), повышенной глиноземистостью ($Al_2O_3=14-17\%$), широкими вариациями кальция ($CaO=0.2-6.3\%$), относятся к железистому типу, занимают промежуточное положение между известковыми и щелочными образованиями. Для рассматриваемых риодацитов, риолитов и дацитов свойственны асимметричные спектры распределения РЗЭ с существенным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, характерны «европиевые минимумы». На мультиэлементных спектрах отмечаются четкие отрицательные аномалии по Ta, Nb, P, Ti. На классификационных диаграммах породы попадают в поля островодужных образований.

Изотопные Sm-Nd исследования, проведенные по образцу риодацитов, свидетельствуют, что величина $\epsilon Nd(T)=+4.6$ близка к таковым, полученным для позднеордовикских арголикских гранитоидов $\epsilon Nd(T) = +5.5$ и $+4.7$. Модельный возраст протолита, также как у прорывающих вулканиты ордовикских гранитов арголикского комплекса, отвечает позднему рифею $TNd(DM-2st) = 0.79$ млрд лет. Таким образом, деспенские вулканиты образуют с гранитоидами ордовикского арголикского комплекса вулcano-плутоническую ассоциацию, о чем свидетельствуют не только их изотопно-геохимические и геохронологические данные, но и тесная пространственная совмещенность с этими гранитами.

Позднеордовикский возраст вулканитов определен по полученным геологическим и геохронологическим данным. Деспенские вулканиты несогласно налегают на ирбитейскую свиту раннего кембрия и прорываются позднеордовикскими лейкогранитами Кызылдагского массива, с которыми вулканиты имеют схожие геохимические особенности. В валунах и гальке позднеордовикских конгломератов адырташской свиты известны породы, имеющие макроскопические сходства с рассматриваемыми вулканитами. Изотопно-геохронологические измерения цирконов из риодацитов проведены U/Pb методом (SHRIMP-II) по 10 зернам, получен конкордантный возраст 453.1 ± 3.2 млн лет, который уверенно указывает на позднеордовикский возраст.

Таким образом, в пределах Таннуольского террейна нами установлено локальное проявление вулканической деятельности в позднем ордовике, которое имеет тесную генетическую связь с ордовикским гранитоидным магматизмом. Вулканизм имеет рифтогенную природу. Некоторые геохимические параметры проанализированных пород, характерные для островодужных образований, могли быть унаследованы от позднерифейского источника.

На данный момент в АССО известны неоднократные случаи проявления ордовикского вулканизма – на восточном склоне Кузнецкого Алатау [1, 3], в Северо-Минусинской впадине [4, 5], в Восточном Саяне [6], в Восточной Туве [7]. Соответственно, мы не исключаем вероятность масштабной вулканической деятельности в ордовике в пределах АССО на поздних стадиях аккреционно-коллизийного этапа развития.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-20025.

Литература

1. Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-45 □ Новокузнецк. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 377 с.
2. Ветров Е.В., Черных А.И. Эволюция гранитоидного магматизма Восточно-Таннуольского района Тывы в раннем палеозое: синтез геологических, геохимических, геохронологических и металлогенических данных // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы 50 (L) тектонического совещания. Т. 2. М: ГЕОС, 2018. С. 388–390.
3. Перфилова О.Ю., Михайленко В.В., Контев И.И., Сидорас С.Д. Кошкулакский эталон ордовикской вулканоплутонической ассоциации (Кузнецкий Алатау). Красноярск: РИЦ КНИИГиМС, 1999. 159 с.

4. Рублев А. Г., Шергина Ю. П. Ордовикский магматизм Восточного Саяна, Минусы и Кузнецкого Алатау // Геол. и полезн. ископ. Красноярск. края и республ. Хакасия. Вып. 3. Красноярск, ФГУП «Красноярскгеолсъемка», 1996. С. 59–63.

5. Крук Н.Н., Бабин Г.А., Владимирцов А.Г. и др. «Девонотипный» магматизм Восточного Саяна (по данным U-Pb изотопных исследований) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Т. 1. Томск, Изд-во ТПИ, 2002. С. 189–193.

6. Школьник С.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З., Летникова Е.Ф. и др. Среднеордовикские эффузивы Хамсаринского террейна (Тува) как индикаторный комплекс // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 9. С. 1298–1313.

7. Монгуш А.А., Сугоракова А.М. Бренский гранитоидный комплекс и «сайлыгская» – позднеордовикская вулcano-плутоническая ассоциация Восточной Тувы // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I Междунар. конф. Улан-Удэ, 2008. С. 254–256.

**В.В. Абашев^{1,2}, Д.В. Метелкин^{2,1}, В.А. Верниковский^{1,2},
А.Ю. Казанский³, Н.Э. Михальцов^{1,2}, Е.В. Виноградов^{2,1}**

Анизотропия магнитной восприимчивости базальтоидов о. Гукера (архипелаг Земля Франца-Иосифа)

Для восстановления эволюции магматизма крайне важны сведения о морфологии вулканических тел, расположении центров излияния и направлениях движения расплава. Одним из методов получения такой информации является изучение анизотропии магнитной восприимчивости (AMS), т.е. магнитной текстуры. В данной работе мы представляем результаты изучения AMS базальтоидов, слагающих северную половину одного из крупнейших островов архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) – о. Гукера (рисунок). Среди других островов ЗФИ, формирующих одно из ярких проявлений крупной изверженной провинции высокоширотной Арктики (HALIP) [1], о. Гукера отличается тем, что по результатам Ar-Ar изучения, его разрез формировался в результате нескольких дискретных эпизодов активизации магматизма,

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия; vinogradov@ipgg.sbras.ru

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Новосибирск, Россия

которые могли быть отделены друг от друга интервалами относительного затишья продолжительностью до 30 млн лет [2]. К примеру, в основании разреза на северном побережье бухты Тихой получена одна из наиболее древних датировок ~ 190 млн лет, соответствующая, как предполагается, наиболее раннему эпизоду магматизма на ЗФИ [2]. Также по этим данным возможно проявления позднеюрского (~ 150 млн лет назад) эпизода и, наконец, бронируют остров раннеюрские покровные фации, которые распространены наиболее широко [2]. Однако, полученные нами палеомагнитные данные, а также новые данные о возрасте базальтов ЗФИ указывают на исключительное преобладание продуктов только раннемелового эпизода магматизма [3, 4]. Поэтому одной из задач настоящего исследования был поиск возможных следов вертикальной неоднородности разреза, отличительных особенностей магнитной текстуры каждого из предполагаемых этапов активизации магматизма.

По результатам исследования можно констатировать, что все базальтоиды о. Гукера обладают низкой степенью AMS < 1.06 , что указывает на отсутствие наложенных стрессовых воздействий [5]. При этом более половины изученных магматических тел имеют обращенный тип магнитной текстуры, когда максимальная ось K_1 направлена перпендикулярно плоскости простираания. Такой тип AMS часто не отражает течение, а обусловлен присутствием однодоменных ферримагнитных зерен, образовавшихся в результате наложенных преобразований первичных титаномагнетитов. Однако первичная ориентировка эллипсоида AMS может быть восстановлена путем размагничивания [6]. Заметные изменения AMS установлены при нагреве до ~ 450°C, что соответствует деблокирующим температурам титаномагнетитов, идентифицируемых петромагнитными методами. По итогам проведенных экспериментов можно различить 4 типа первичной магнитной текстуры.

Нормальная горизонтальная магнитная текстура установлена только для нижних частей крупных покровов или силлов. Течение расплава было направлено вдоль максимальной оси K_1 , теоретически в любом из двух противоположных направлений [5]. Для средних и, главным образом, верхних частей покровных фаций, где генеральное течение лавы осложнено турбулентными струями, преобладающим является второй тип – нормальная наклонная магнитная текстура. В этом случае генеральное направление течения может быть оценено по азимуту наклона минимальной оси K_3 [5]. В целом, в пластовых телах о. Гукера преобладают СЗ–ЮВ направления течения (рисунки).

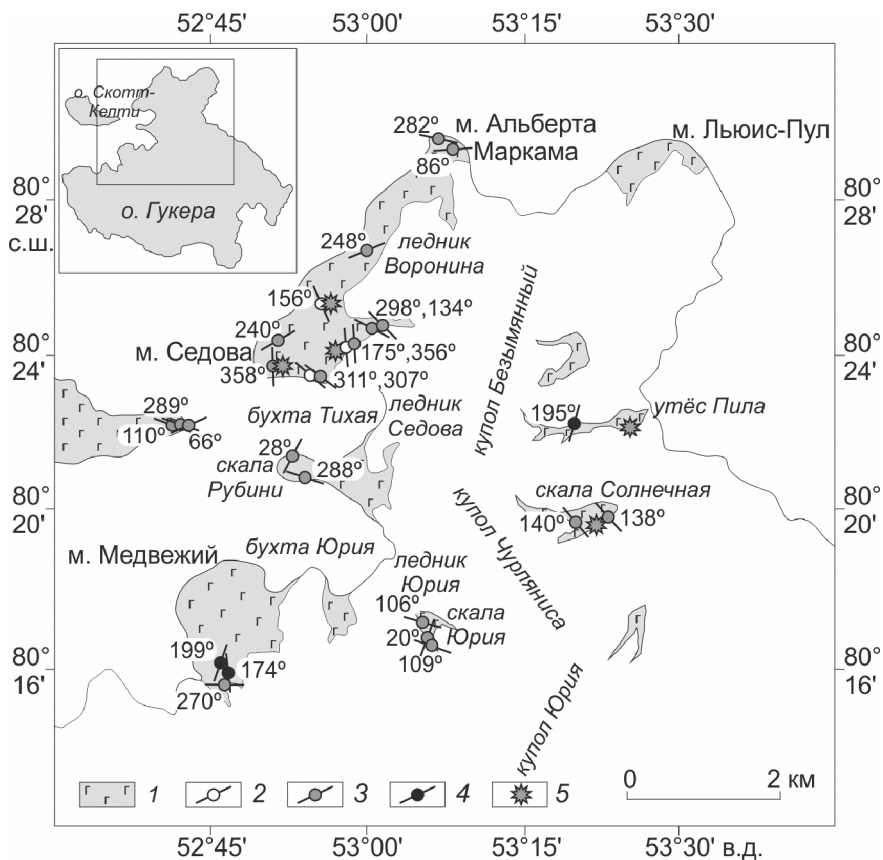


Рисунок. Распределения магнитной текстуры, различного типа на геологической схеме северной части о. Гукера: 1 – юрско-раннемеловые базальтоиды, нерасчлененные; 2 – ориентировка движения расплава в магматических телах с нормальной горизонтальной магнитной текстурой, характерной для покровов и силлов 3 – ориентировка движения расплава в магматических телах с нормальной наклонной магнитной текстурой, характерной для покровов и силлов, 4 – ориентировка горизонтального перемещения расплава в магматических телах с обращенной биполярной магнитной текстурой, характерной для даек, 5 – положение магматических тел с обращенной вертикальной магнитной текстурой, характерной для подводящих каналов. Цифры у значков – направлениями течений соответствует азимуту движения расплава, рассчитанному по ориентировке эллипсоида AMS

Третий тип магнитной текстуры – обращенная биполярная, обычно характерен для протяженных даек, где заметную роль играет горизонтальное перемещение расплава вдоль простирания. Его направление определяется по азимуту минимальной оси K_3 , которая в идеале параллельна “стенкам” дайки [4]. Данный тип магнитной текстуры установлен в трех точках в районе утёса Пила и к югу от м. Медвежий и указывает на преобладающее субмеридиональное направлении течения расплава (рисунок).

Наконец, четвертый тип, обращенная вертикальная магнитная текстура, отражает преимущественное вертикальное перемещение расплава и характерно для подводных каналов – штоков. Однако этот тип магнитной текстуры фрагментарно присутствует во многих покровах, в том числе, обнаружен в основании утеса Пила и скалы Солнечной, к северу от мыса Седова и в других районах (рисунок). Многократные случаи обнаружения внутри покровов магнитной текстуры, характерной для штоков, указывает на развитую сеть подводных каналов – мелких вертикальных струй, которые обеспечивали быстрое одновременное поступление значительного объема расплавленного базальтового вещества при образовании покровных фаций.

Анализ площадной картины распределения магнитной текстуры, различного типа, отражающей ориентировку направлений течения расплава (рисунок), позволяет предположить, что наиболее крупные центры извержения в северной части о. Гукера, находились к северу от бухты Тихой, а также между ледниковыми куполами Безымянный и Чурляниса, и, возможно, между куполами Чурляниса и Юрия. Наблюдаемое чередование различных направлений течения в последовательных потоках в пределах одного разреза, по-видимому, указывает на попеременное действие этих центров. Восстановленные в общем разрезе ориентировки эллипсоидов AMS не позволяют выявить значимой вертикальной неоднородности и следов длительной эпизодической активизации магматизма. Если такие эпизоды существовали, они не имеют специфических особенностей по характеру магнитной текстуры, т.е. не отличаются механизмами формирования вулканических тел.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-00273, 18-05-70035); Минобрнауки РФ (проекты 5.2324.2017/4.6 и 5.4786.2017/6.7).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.

2. *Карякин Ю.В., Шипилов Э.В.* Геохимическая специализация и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 1–5.

3. *Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Верниковский В.А., Брагин В.Ю.* Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1445–1468.

4. *Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Васюкова Е.А., Михальцов Н.Э., Чернова А.И.* Новые данные о возрасте базальтоидного магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Тезисы 51-го Тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов». 29 января – 2 февраля 2019. (в настоящем сборнике)

5. *Tarling D.H., Hrouda F.* The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman, Hall, 1993. 217 p.

6. *Schöbel S., De Wall H., Rolf C.* AMS in basalts: Is there a need for prior demagnetization? // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 195. P. 1509–1518.

**И.П. Войнова¹, А.Ю. Песков¹, М.В. Архипов¹,
А.В. Кудымов¹, А.Н. Диденко^{1,2}**

Тектоническое положение образований Удильского сегмента Киселевско-Маноминского террейна

Киселевско-Маноминский террейн входит в состав мезозойской Сихотэ-Алинской аккреционной системы, сформированной в ходе субдукционных процессов в юрско-меловое время на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеоокеана, причем его образования являются наиболее молодыми в аккреционной системе. Возраст образований аккреционного комплекса обычно определяется на основе биостратиграфических исследований как средняя юра – апт – ранний альб. Изначально единая Киселевско-Маноминская аккреционная призма в результате постааккреционных тектонических процессов была расчленена и ее части смещены левосторонними сдвигами и частично скрыты под перекрывающими более молодыми отложениями. В результате в современном виде образования террейна обнажаются в виде разобщенных сегментов, трассирующих узкую полосу северо-восточного простирания (с ЮЗ на СВ): При-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; ipvoynova@yandex.ru, peskov@itig.as.khb.ru, mishania186@mail.ru, Kadi77760@mail.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; didenko@itig.as.khb.ru

уссурийский, включающий 3 блока – районов п. Снарского, г. Придорожной и г. Известковой, Маноминский, Киселевский, Удыльский. Первые три сегмента достаточно детально изучены и описаны в ряде публикаций [1, 2, 5, 6 и др.], относительно образований Удыльского сегмента нет однозначного мнения [4]. Данная работа посвящена рассмотрению образований района оз. Удиль, преимущественно вулканических, и их сопоставлению с аккреционными комплексами других сегментов с целью выяснения их тектонической позиции на основе новых комплексных данных.

Удыльский сегмент имеет сложное строение, характеризующееся интенсивной деформированностью, преобладанием тектонических границ между толщами, что отражается в дискусионности стратиграфического расчленения вулканогенно-осадочных образований. В районе оз. Удиль обнажаются образования двух комплексов пород – терригенно-вулканогенно-кремнистого (валанжин–готерив–баррем) и вулканогенно-терригенного (готерив–апт–альб).

Вулканиды терригенно-вулканогенно-кремнистого комплекса представлены плотными и пористыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, их лавобрекчиями. Петрографически и петрогеохимически они разделяются на 2 группы: 1) трахибазальты более щелочные ($K_2O+Na_2O= 6-7.5\%$), с более высокими содержаниями K_2O (до высоко-К серии) и TiO_2 (3–4%), на мультидиаграммах они соответствуют базальтам типа OIB, 2) базальты менее щелочные ($K_2O+Na_2O = 4-5.5\%$), с более низкими содержаниями K_2O (толеитовая серия) и TiO_2 (2.5–3%), по содержаниям РЗЭ и редких элементов они близки к E-MORB (рисунок, в, г). Для всех базальтов характерны Ta-Nb максимумы, присущие океаническим базальтам (рисунок, г). По петрохимическим характеристикам они не отличаются от вулканидов остальных сегментов (рисунок, а, б). На мультиэлементных диаграммах форма кривых и степень обогащенности относительно содержаний в хондритах базальтов первой группы близки таковым вулканидов ближайших Маноминского и Киселевского сегментов, второй группы – наиболее обогащенным базальтам Снарского блока Приуссурийского сегмента (сравнить рисунок, а и в, б и г). На дискриминационных диаграммах, из которых для примера приведена диаграмма Th–Hf/3–Nb/16 (рисунок ж), удильские базальты вулканогенно-кремнистого комплекса первой группы соответствуют океаническим базальтам типа OIB, второй – базальтам типа E-MORB, как и базальты остальных сегментов, кроме предшественников Снарского блока Приуссурийского сегмента, которые более близки базальтам переходного типа между E-MORB и N-MORB. Геохимические типы источников, судя по соотношениям

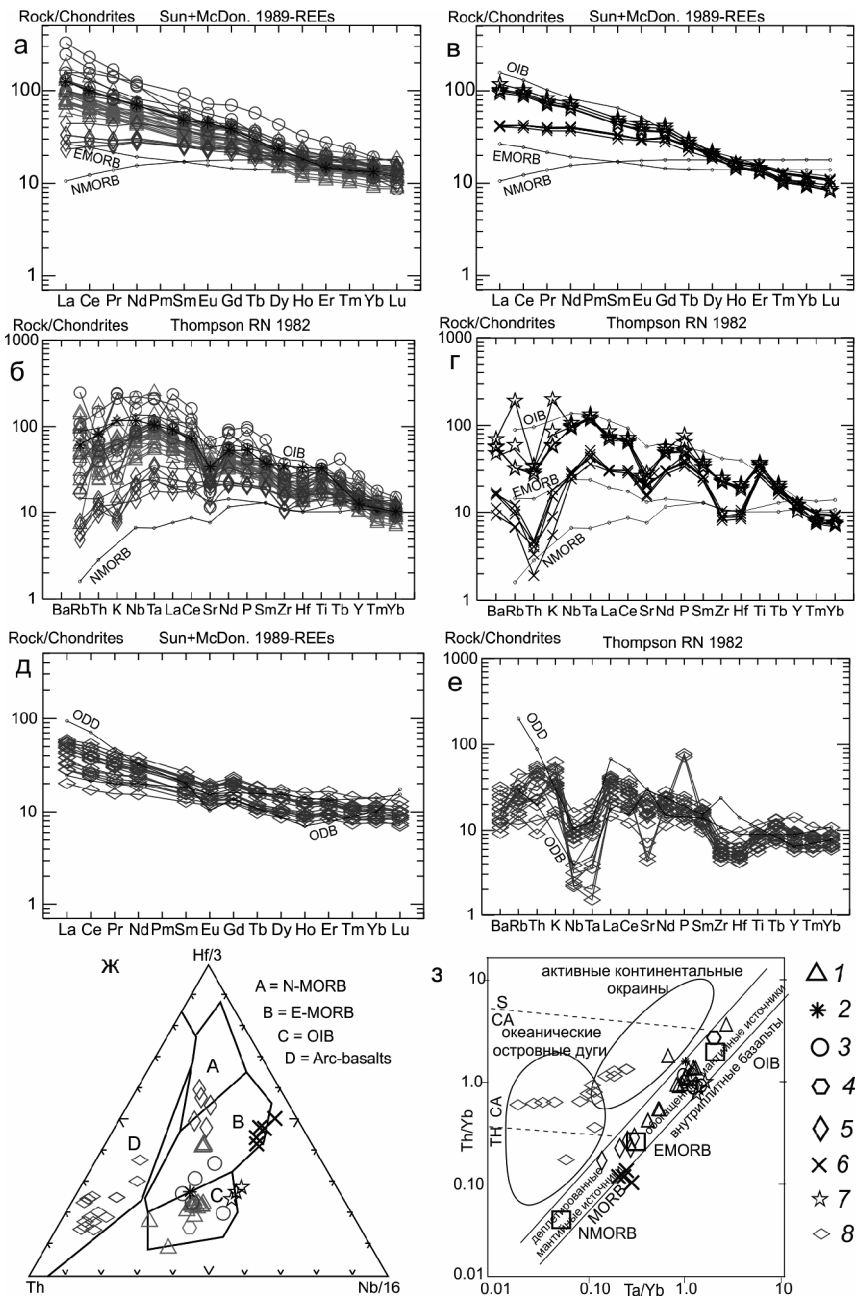


Рисунок. Геохимическая характеристика вулканитов.

Мультидиаграммы содержаний РЗЭ и РЭ в вулканитах Киселевско-Маноминского аккреционного террейна: а, б – Приуссурийского, Маноминского и Киселевского сегментов Киселевско-Маноминского аккреционного террейна, в–е – Удильского сегмента: в, г – вулканогенно-кремнистого океанического комплекса, д, е – вулканогенно-терригенного островодужного комплекса; ж-з – дискриминационные диаграммы Th-Hf/3-Nb/16 (ж), Ta/Yb-Th/Yb (з).

Вулканиты сегментов: 1 – Киселевского, 2 – Маноминского, 3–5 – Приуссурийского (районы: 3 – г. Придорожной, 4 – г. Глебова, 5 – п. Снарского); 6–8 – Удильского: 6, 7 – океанические вулканогенно-кремнистого комплекса: 6 – низкокальциевые, 7 – высококальциевые; 8 – островодужные вулканогенно-терригенного комплекса. На д, е: ODB – островодужные базальты, ODD – островодужные дациты

Th-Ta-Yb, соответствуют тренду эволюции океанических мантийных магм и имеют обогащенный в различной степени характер: удильские базальты второй группы, как и снарские, отличаются наименьшей обогащенностью и близки E-MORB, остальные базальты, в том числе и удильские первой группы, имеют большую степень обогащенности, доходящую до уровня в базальтах типа OIB (рисунок, з). Т.о. вулканиты кремнисто-вулканогенного комплекса имеют океаническое происхождение и могут параллелизоваться с аккреционными образованиями сегментов Киселевско-Маноминского террейна и считаться самой северной его частью.

Вулканиты вулканогенно-терригенного комплекса представлены базальтами, андезибазальтами ($K_2O+Na_2O=1.5-6\%$). Они характеризуются низкими содержаниями $K_2O < 1\%$, $(K_2O/ K_2O+Na_2O) < 0.2$, $TiO_2 \cong 1\%$. Содержания Al_2O_3 повышенные с достаточно большим разбросом: $13\% < Al_2O_3 < 17\%$. На дискриминационных петрогеохимических диаграммах, в т.ч. Th-Hf/3-Nb/16 (рисунок, ж), фигуративные точки вулканитов располагаются в полях известково-щелочных базальтов вулканических дуг и островодужных базальтов океанических дуг. На спайдер-диаграммах содержаний РЗЭ (рисунок, д), нормированных по хондриту, графики имеют очень небольшой минимум по Eu, отрицательный наклон с обогащением ЛРЗЭ в 20–70 раз. На мультидиаграммах содержаний редких элементов (рисунок, е), нормированных по хондриту, характерны четко выраженные, глубокие Ta-Nb минимумы, являющиеся признаком островодужных вулканитов, проявлены также минимумы по Sr, Zr, Hf. Соотношения Th и Ta с Yb свидетельствуют о надсубдукционных известково-щелочных источниках пород, фигуративные точки преимущественно располагаются в области составов пород океанических островных дуг (рисунок, з). Петрогеохимические характеристики свидетельствуют об надсубдукционном происхожде-

нии вулканитов вулканогенно-терригенного комплекса в островодужных условиях.

Т.о. в районе оз.Удиль тектонически совмещены комплексы различного генезиса: океанические (терригенно-вулканогенно-кремнистый комплекс) и островодужные (вулканогенно-терригенный комплекс). В других сегментах Киселевско-Маноминского террейна островодужных обазований нет. Для образований ближайшего Киселевского сегмента было установлено формирование во внутриплитной океанической обстановке в районе горячей точки на широте $\sim 19^\circ$ [2] . Для образцов из вулканогенно-кремнистого комплекса района оз. Удиль первичность намагниченности изученных пород доказать оказалось невозможным. Но можно предполагать, исходя из петрогеохимического сходства базальтов, близость условий формирования в валанжин-готерив-баррем-ское время вулканитов, представленных в вулканогенно-кремнистых комплексах районов села Киселевка и оз. Удиль. Формирование вулканитов вулканогенно-терригенной ассоциации происходило в надсубдукционных условиях на другой широте ($\sim 33^\circ$ с.ш.) и завершилось в раннем альбе (~ 11 млн лет назад), судя по новым палеомагнитным и геохронологическим данным [2, 3] . На основании петрогеохимических характеристик вулканитов и отсутствия в ассоциирующих терригенных породах влияния континентальных источников сноса можно полагать, что это была эпиокеаническая островная дуга.

В дальнейшем в результате процессов движения океанических плит, конвергенции, а также левосторонних трансформных и постаккреционных перемещений на различные расстояния изученные комплексы были совмещены и заняли современное положение с координатами 52° с.ш., 140° в.д. Из вышесказанного вытекает вывод о самостоятельности историй, изученных двух комплексов в районе оз. Удиль и совместном их нахождении в результате тектонического совмещения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А).

Литература

1. *Войнова И.П., С.В. Зябрев С.В.* Петрогеохимия и обстановки формирования вулканитов Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36. № 4. С. 52–64.
2. *Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В. и др.* Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138.
3. *Диденко А.Н., Отоп С., Голозубов В.В. и др.* Геохронология детритовых цирконов альбских песчаников силасинской и кемской свит Сихотэ-Алиньского орогена: геодинамические следствия // ДАН. 2018. Т. 481. № 4. С. 1–4.

4. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.

5. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (Северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла па-леоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20. № 1. С. 25–38.

6. Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чащин А.А., Пунина Т.А. Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 19–33.

А.В. Волков¹, К.В. Лобанов, А.Л. Галямов, В.В. Аристов

Геодинамические обстановки рудообразования в Арктической зоне России

Арктическая зона России (АЗР) полукольцом охватывает окраину Евразийского континента и многочисленные острова вокруг Северного Ледовитого океана. Недра АЗР богаты не только стратегическими металлами, но и другими ценными полезными ископаемыми. Литосфера АЗР, сформированная в ходе нескольких суперконтинентальных циклов, включает древние щиты (Балтийский, Анабарский), перекрывающие их позднедокембрийский и палеозойский платформенные чехлы, складчатые орогенные пояса (Каледонский, Уральский, Таймырский, Тиманский, Верхояно-Чукотский), разделяющие древние платформы (Восточно-Европейскую, Сибирскую и Северо-Американскую), внутриплитные магматические провинции различных эпох от раннего докембрия до кайнозоя и мезозойские вулканогенные пояса (Святоносно-Олойский, Уяндино-Ясаченский и Охотско-Чукотский).

В 2018 году в рамках проекта РФФИ была создана пространственная база данных рудных и экзогенных месторождений благородных, цветных и редких, а также редкоземельных и радиоактивных металлов Арктики. Исходным материалом являются открытые источники глобальных и локальных данных, размещающиеся на сайтах геологических служб Европы, США и других стран мира, корпоративных и волонтерских сетей, также результаты геологического изучения за счет

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; tma2105@mail.ru, lobanov@igem.ru, agalyamov@yandex.ru, rstvvv@yandex.ru

Таблица. Соотношение минералообразующих систем и геодинамических обстановок

Геодинамическая обстановка	Минералообразующая система	Минеральные типы
Зоны щелочного гранитоидного магматизма в кратонах	Щелочно-гранитодная	Кимберлитовый алмазородный, апатит-нефелиновый РЗЭ-редкометалльный в расслоенных щелочных интрузиях (REE-P-U) медно-никелевый платиноносный (Ni-Cu-PGE).
Континентальные рифты, крупные изверженные провинции (LIP), срединно-океанические хребты	Мафит-ультрамафитовая ортомагматическая	Сульфидный Ni-Cu, Ni-Cu-Co и Ni-Cu-PGE, хромитовый, оксидный Fe-Ti-V с магнетитом
Активные окраины, аккреционно-коллизийные террейны	Порфировая эпитеpmальная	порфиновый Cu-Au-Mo, эпитеpmальный Au-Ag, Ag-Zn-Pb и Au-Cu, скарновый Cu-Au и Zn-Pb-Ag
Срединно-океанических хребтов (COX), островодужные структуры, рифтогенные прогибы	Подводная вулканогенная	медно-колчеданный (VHMS), колчеданно-полиметаллический
Пассивных континентальных окраин, включая рифтогенные прогибы	Осадочно-гидротермальная	Стратиформные MVT- и SEDEX-типы
Области орогенного и посторогенного магматизма	Гранитоидная	Золото-кварцевый жильный, золото-сульфидно-кварцевый, грейзеновый Sn-W-F, пегматитовый Ta-Nb-Li-Be, порфиновый Mo
Орогенеза	Орогенная	гидротермальный жильный Au, Cu, Zn-Pb-Ag с сульфидами
Области анорогенного гранитоидного магматизма	Железо-оксидная	Железо-оксидный медно-золоторудный (IOCG)

средств федерального бюджета на территории Российской Федерации и стран СНГ. База данных по Арктике включает информацию о размещении более 26 тысяч объектов – рудных и россыпных месторождений, рудопоявлений, точек минерализации, в том числе в России – более 8 тысяч. База данных по рудным объектам через координатную систему связана с бесшовной цифровой геологической картой, масштаб которой варьирует от 1:2500000 до 1:50000 в зависимости от тематики включенных в базу данных слоев.

По данным пространственного ГИС анализа, подавляющее большинство рудных месторождений АЗР размещается в терригенных и вулканогенных комплексах, гранитоидах и метаморфических комплексах древнего основания. Месторождения благородных металлов, меди, свинца и цинка залегают преимущественно в терригенных и вулканогенных комплексах (в т.ч. радиоактивные руды), а также в гранитоидах. Металлогения других цветных металлов (олово, вольфрам, молибден и др.) проявлены преимущественно в гранитоидных интрузивах и их обрамлении, сложенном терригенными комплексами. Руды редких металлов и редкоземельных элементов связаны с щелочными и субщелочными интрузивами, в основном, в древнем фундаменте. Месторождения черных металлов (железо, титан, хром и др.) тесно ассоциируют с базитами и ультрабазитами, а также с формацией железистых кварцитов в выступах древнего основания. В таблице представлено соотношение минералообразующих систем и геодинамических обстановок в АЗР.

В континентальной части АЗР наиболее рудоносными и перспективными на выявление новых объектов стратегических металлов являются три геодинамические обстановки в формационных комплексах которых залегают подавляющее большинство (более 70%) месторождений: 1. Выступы древнего основания, включающие блоки архейских кратонов, древние рифтогенные структуры и области орогенной активизации; 2. Ареалы формаций пассивной континентальной окраины, включая современные им рифтогенные структуры; 3. Комплексы активной окраины, включая островодужные вулканические постройки.

В выступах древнего основания, преимущественно, в пределах Балтийского щита, размещается около 30% месторождений, включая месторождения преимущественно черных, цветных, благородных и редких металлов (рисунок). Важное место по числу месторождений (30%) в России занимают ареалы пассивной континентальной окраины и зоны континентальных и субконтинентальных рифтогенных прогибов. Здесь преобладают месторождения цветных и благородных металлов, расположенные в складчатом обрамлении Сибирской платформы и Среднем Урале. В обстановках активной окраины, включая островные дуги (око-

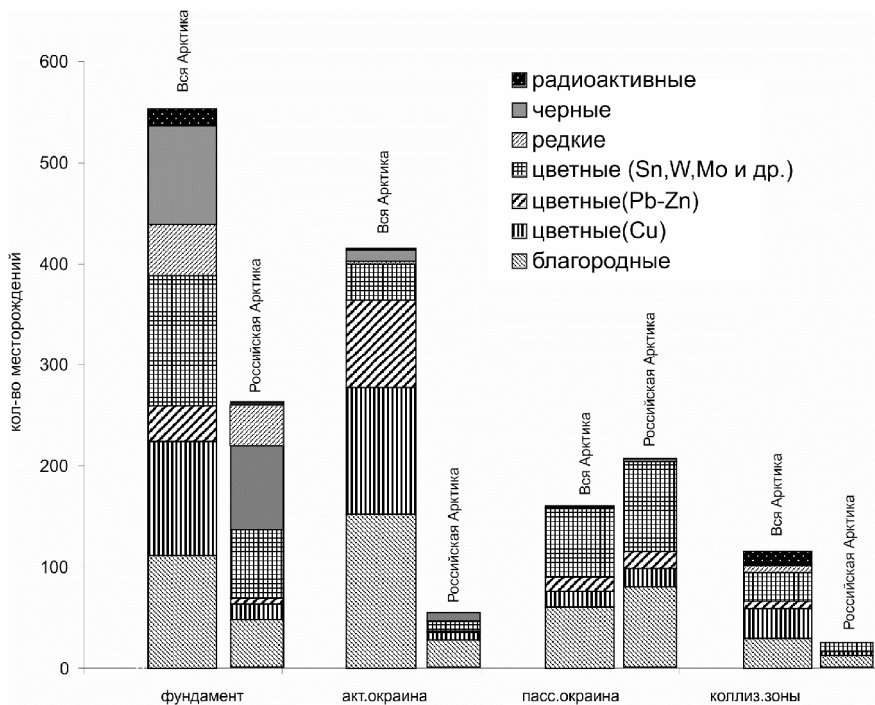


Рисунок. Соотношение количества месторождений благородных, цветных, редких, черных и радиоактивных металлов в различных геодинамических обстановках АЗР

ло 30%), наибольшим распространением в зоне влияния Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса и в островодужных комплексах Камчатки пользуются объекты благородных, цветных и черных металлов, причем в областях конвергенции пассивного режима восточной окраины Сибирского кратона число месторождений указанных типов несколько больше.

На основе ГИС анализа подготовлен вариант прогнозно-металлогенетической карты АЗР, включающий три тематических слоя – геодинамическая карта, ареалы гранитоидного магматизма и регистрационная карта крупных, средних и мелких объектов, сгруппированных по рудно-формационным типам. Отдельно выделены области тектономагматической активизации, связанные с мантийно-коровыми процессами и взаимодействием плит различного типа и определявшие возникновение и эволюцию минералообразующих систем. Кроме того, выделены наиболее рудоносные ареалы архей–нижнепротерозойского и мезозойского

гранитоидного магматизма с указанием состава и возраста гранитоидов, а также их редокс-типы. Показаны перспективы открытия новых месторождений стратегических металлов в АЗР.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-70001).

**О.В. Гайдаленок¹, С.А. Соколов¹, Я.А. Измайлов²,
П.Д. Фролов¹, В.В. Титов³, А.В. Латышев⁴, А.С. Тесаков¹,
В.Г. Трифонов¹**

Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании на Таманском полуострове, Краснодарский край

В береговых обрывах на юго-западном берегу Динского залива Таманского полуострова обнаружены фрагменты антиклинальной складки, осложняющей западное периклинальное замыкание крупной Фонталовской антиклинали. Наличие здесь древнеэвксинских отложений (средний неоплейстоцен), участвующих в строении брахиантиклинали, впервые отметил Н.С. Благоволин [1]. Полученные нами данные уточняют строение и возраст антиклинали.

Север-северо-западное крыло антиклинали, обнажающееся в уступе высотой 5–6 м (45°22'5.13"С; 36°47'12.90"В; т. 1 на рис. 1), представлено флексурным изгибом слоёв (рис. 2). Их наклон в точке максимального перегиба – 42° в направлении 345°. Выше по разрезу слои выполаживаются до 32° по азимуту 20°, а северо-западнее, в нижнем крыле флексуры – до 4° по азимуту 335°. В строении флексуры принимают участие глинистые отложения мощностью 1.7 м позднепонтического возраста с характерными двустворчатыми моллюсками *Paradacna abichi* и *Dreissena inaequalvis* и морские песчаные отложения мощно-

¹ ФГБУН Геологический Институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; ogaydalen@yandex.ru, Sokolov-gin@yandex.ru, pavlenty987@mail.ru, tesak-ov@yandex.ru, trifonov@ginras.ru

² Сочинское отделение Русского Географического Общества (СО РГО), Сочи, Россия; izmailov.yakub@mail.ru

³ Южный научный центр РАН (ЮНЦ РАН), Ростов-на-Дону, Россия; vvtitov@yandex.ru

⁴ ФГБУН Институт Физики Земли РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия; anton.latyshhev@gmail.com



Рис. 1. Выходы обнажений, приуроченных к антиклинальной складке на юго-западном побережье Динского залива

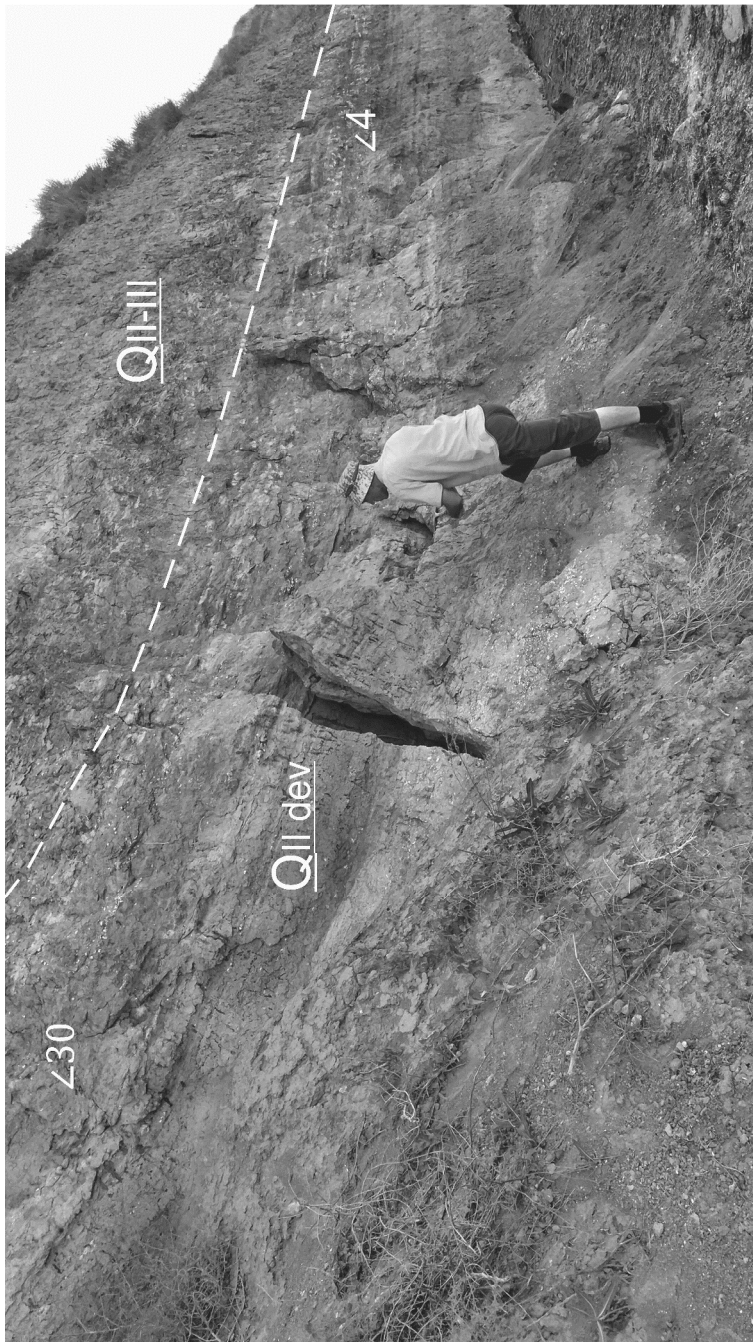


Рис. 2. Нижнее крыло флексуры, образованной древневзвковскими отложениями на юго-западном берегу Динско-го залива

стью 6 м древне-эвксинского возраста с характерными моллюсками *Corbicula fluminalis* и *Pyrgula dimidiata*.

В 460 м юго-восточнее (45°21'51.69"С; 36°47'22.65"В; т. 2 на рис. 1) вскрыт фрагмент противоположного крыла антиклинали. Здесь непосредственно на берегу залива обнажаются серые глины позднепонтического возраста (характерные моллюски *Paradacna abichi* и *Dreissena inaequalis*) видимой мощностью 0.2 м, а выше пески с галькой мэотических и киммерийских отложений видимой мощностью 0.6 м. Бакинский (начало раннего неоплейстоцена) возраст песков удостоверяется моллюсками *Didacna* cf. *tamanica*, *Dreissena* sp. и *Viviparus* sp. Слои наклонены под углом 15° по азимуту 95°.

Ещё в 220 м к юго-востоку (45°21'45.33"С; 36°47'26.64"В; т. 3 на рис. 1) слои выполаживаются, и в береговом уступе высотой 7–8 м обнажается горизонтально залегающая толща преимущественно песчаного состава с глинистым слоем в основании. В базальном глинистом слое видимой мощности до 2 м найден рог оленя рода *Eucladoceros*, по которому возраст слоя предположительно определён как эоплейстоценовый (калорийский). Вышележащие пески имеют мощность до 6 м. Их верхняя часть мощностью 3–3.5 м, содержащая фауну характерных моллюсков *Corbicula fluminalis*, определяется как морские древнеэвксинские отложения, а нижняя часть мощностью 2.5 м, не содержащая фауны, отделена от верхней эрозионным контактом. Палеомагнитное опробование верхних песков показало, что все они (9 обр.) нормально намагничены, т.е. соответствуют палеомагнитной эпохе Брюнес. Из этого следует, что нижние пески, возможно, являются бакинскими.

Недостаточная обнаженность склона не даёт точно сказать об отложениях ядра складки. Лишь в одном обнажении (45°21'57.13"С; 36°47'18.19"В; т. 4 на рис. 1) неслоистые глины содержат глыбы мэотических известняков, указывающие на существование близкого источника сноса, который сейчас не обнажён.

Итак, представленные данные показывают, что древнеэвксинские морские отложения деформированы. Возраст древнеэвксинской трансгрессии дискусионен. Возможно, она приходится на одну из морских изотопных стадий MIS-15 или MIS-13, близких по возрасту к бакинской трансгрессии и представляет собой её позднюю стадию. Более вероятным представляется, однако, что она соответствует стадии MIS-11 с возрастом около 0.4 млн. лет, т.е. относится к началу среднего неоплейстоцена [2]. Как бы то ни было, в рассматриваемой части Таманского полуострова интенсивные складкообразовательные движения продолжались в среднем неоплейстоцене. В ослабленной форме они проявились в более молодых отложениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №17-17-01073.

Литература

1. *Благоволин Н.С.* Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 201 с.
2. *Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: Изд-во МГУ, 1998. 292 с.

Г.С. Гаспарян¹, А.О. Оганесян, Р.С. Саргсян

Об уровне сеймотектонического потенциала Анатолийско-Кавказско-Иранского региона Средиземноморско-Тихоокеанского сейсмоактивного пояса

Анатолийско-Кавказско-Иранский регион входит в единую Средиземноморско-Тихоокеанскую сейсмоактивную зону, где интенсивные тектонические движения продолжают и в настоящую геологическую эпоху. На этой территории в исторический период неоднократно происходили разрушительные землетрясения, которые причинили огромный материальный ущерб и стоили жизни десяткам тысяч людей. Однако, еще с 80-х годов прошлого столетия некоторыми исследователями было отмечено, что между отдельными частями этого, казалось бы, единого региона, в отношении сеймотектонического потенциала есть определенная разница. Сравнительный анализ показывает, что сеймотектонический потенциал очаговых зон Кавказа на единицу ниже уровня Анатолийских и Иранских очаговых зон. Об этом свидетельствуют сейсмостатистические данные, согласно которым магнитуда Кавказских землетрясений не превышает 7.1, а в последние более чем 100 лет произошло всего десять землетрясений с $M=6.0-7.1$. Между тем в пределах Анатолии и Ирана произошли многочисленные катастрофические землетрясения, магнитуда которых достигала до 8.0.

В работах [1–4] были выдвинуты мнения, что в генерации землетрясений с различными уровнями энергии существенная роль принадле-

¹ Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения; hamlet1952@mail.ru, hmayak.hovhannisyan@bk.ru, rudolf-sargsyan@mail.ru

жит различной степени подвижности этих территорий на новейшем этапе и характеру их геологического развития на более ранних этапах альпийского цикла, температуре земной коры, различной степени тектонической расчлененности и т.д.

Рассмотрение различных тектонических карт и схем, а также данные о плотностях распространения разломов и космических линейных элементов Анатолийско-Кавказско-Иранского региона показывают, что по сравнению с Анатолией и Ираном, Кавказский регион отличается более высокой степенью раздробленности земной коры. Такая разница в строениях регионов, по-видимому, обусловлена занимаемыми этими регионами, различными тектоническими позициями в общей структуре Средиземноморской складчатой зоны, подвергающейся общему субмеридиональному сжатию со стороны Евразийской и Аравийской плит [6] (рис. 1). Как видно из рисунка при таком распределении тектонических напряжений в Ирано-Анатолийской зоне их разрядка должна быть связана со сжатием и образованием сдвигов (с подчиненной вертикальной составляющей), и потенциальная сейсмичность, здесь закономерно выше ($M \geq 8$), чем на Кавказе ($M \leq 7.5$), где господствуют вертикальные движения.

О справедливости такого заключения свидетельствуют также данные тех же авторов о направлениях и скоростях горизонтальных перемещений разных точек земной коры Анатолийско-Кавказского региона, полученных по наблюдениям GPS [6]. Хорошим фактическим примером этого может служить сейсмотектонический разрыв, образованный при Спитакском землетрясении 1988 г., который представляет взбросо-сдвиг с максимальной вертикальной амплитудой в 2.5 м и горизонтальной – 1.5 м.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что одним из основных геологических критериев, контролирующих сейсмотектонический потенциал землетрясений Кавказа является занимаемая им тектоническая позиция в общей структуре Средиземноморской складчатой зоны.

Другим важным критерием является степень тектонической расчлененности территории, для выяснения роли которой во многом может способствовать применение сейсмотектонической модели “очаг–объем”, обеспечивающей получение более реального представления о геологической обстановке и физических условиях развития механизма очага землетрясения.

При таком понимании природы очага землетрясения следует, что величина накопившихся напряжений и энергия будущего сейсмического толчка должны зависеть от размеров этого объема. Геологически

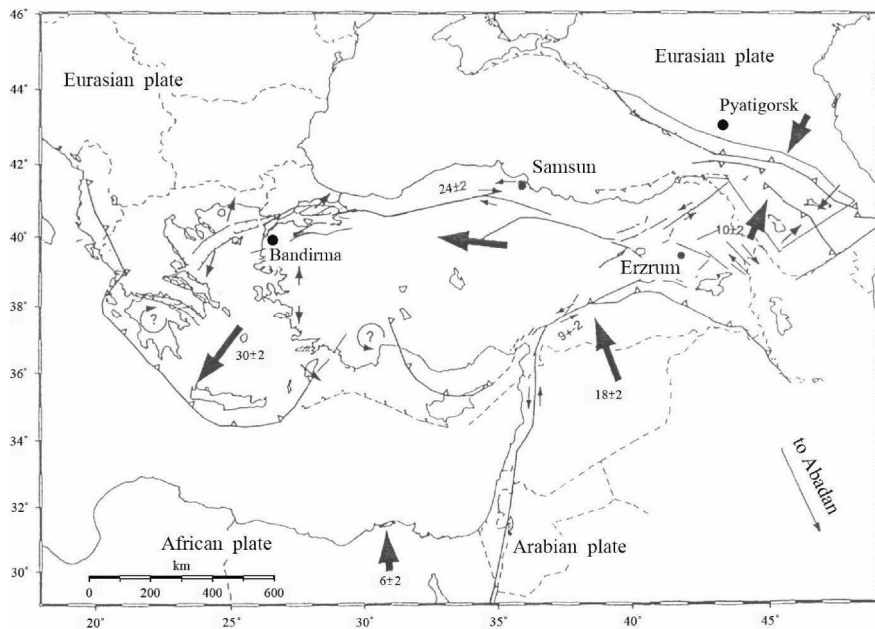


Рис. 1. Схема тектоники плит Анатолийско-Кавказско-Иранского региона [6]

означает, что должна существовать связь между степенью раздробленности земной коры и энергией происходящих землетрясений, и что размеры структур (блоков), где локализуются очаги землетрясений, определяют максимальный уровень сейсмической интенсивности. С целью получения доказательств к вышеизложенным соображениям была рассмотрена сеймотектоническая характеристика очаговых зон Малого Кавказа (Армении и сопредельных районов).

В настоящее время можно считать, что области современного горообразования имеют блоковое строение. При этом они подразделяются на области с крупноблочным и мелкоблочным строением.

О мозаично-мелкоблоковой структуре Кавказского региона и Армении, в частности, свидетельствуют многочисленные работы различных исследователей этого региона. Одним из таких является работа [5], выполненная в ИГИС НАН РА в последние годы. В этой работе на основании комплексного анализа большого количества геолого-геофизических материалов была составлена трехмерная структурно-динамическая модель земной коры территории Армении, состоящая из этого комплекса схем разломно-блокового строения земной коры на трех уровнях глубин:

- по поверхности кристаллического фундамента (до 5 км);
- по подошве сейсмоактивного слоя в земной коре (до 20 км);
- по границе Мохоровичича (до 45 км).

Анализ и сопоставление выделенных элементов структурно-геодинамической модели с гипоцентрией наблюдаемой сейсмичности позволили установить, что очаги сильных землетрясений локализованы, в основном, в пределах отдельных блоков земной коры, выделенных на уровне подошвы сейсмоактивного слоя, которые исходя из концепции «очаг–объем» ответственны за накопление упругой энергии и ее разрядки посредством землетрясений. Эти блоки различаются друг от друга историей тектонического развития, геодинамическим режимом, степенью активности новейших тектонических процессов, особенностями внутреннего строения и т.д. (рис. 2).

Еще с 60-х годов прошлого столетия специалистами в этой области высказано мнение о том, что есть прямо пропорциональная связь между силой землетрясения и объемом подвергнувшегося активным движениям блока земной коры. При этом предполагается, что в крупных блоках под воздействием тектонических сил накапливается большая сумма напряжений, которые затем могут разрядиться посредством сильных землетрясений. В малых блоках накапливается меньшая сумма касательных напряжений и соответственно следует ожидать меньшую энергию упругой отдачи.

Авторами работы [7], определившие очаг как объем, в котором укладываются гипоцентры всех афтершоков, была предложена формула для определения объема очага V (в пределах магнитуд $5.3 \leq M \leq 8.7$):

$$\lg V = (9.58 \pm 0.51) + (1.47 + 0.14) * M;$$

Применение этой формулы для выделенных сейсмоактивных блоков земной коры территории Армении показывает, что максимально возможная магнитуда колеблется в пределах $M = 6.5-7.0$ для средних по объему блоков, и $M = 7.0-7.2$ для более крупных блоков (таблица).

Таблица

Но- мер бло- ка	Наименование блока	Пло- щадь блока (в кв. км)	Максимальная глубина блока по отношению уров- ня моря (в км)	Объем блока (в куб. км)	Сейсмотек- тонический потенциал (в магнитудах)
1	Спитак-Дилижан- ский блок	3380	25	84500	7.0–7.2
2	Гюмри-Анийский блок	2640	25	66000	6.5–7.0
3	Приереванский блок	1840	15	27600	6.5–7.0
4	Сюникский блок	5210	30	156300	7.0–7.2

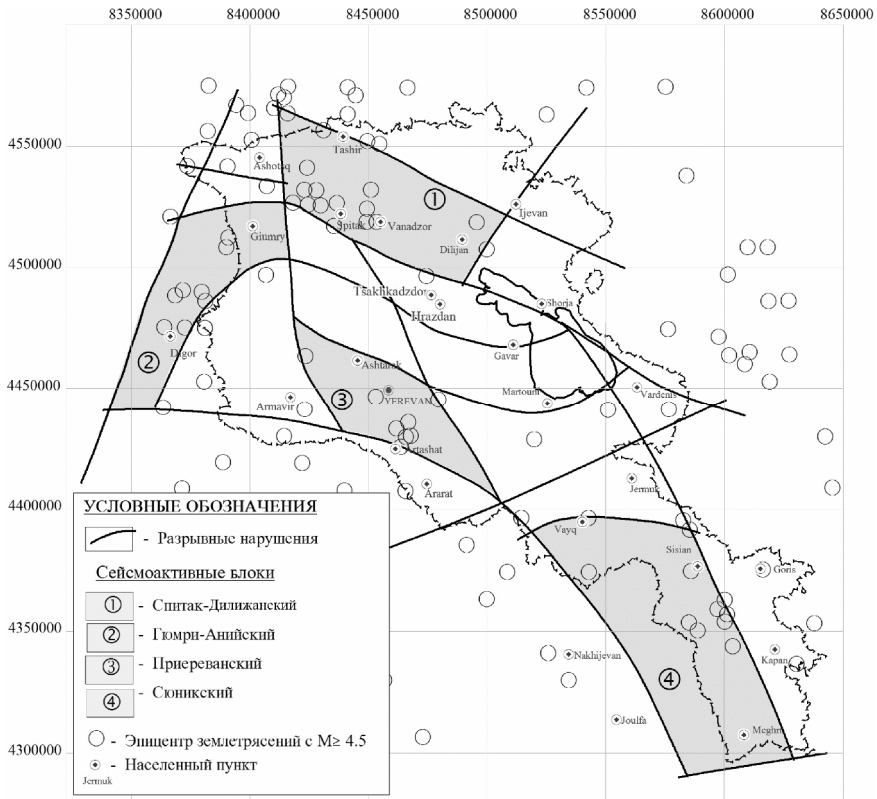


Рис. 2. Схема сейсмоактивных блоков земной коры территории Армении.

Таким образом, приведенные данные по Армении также свидетельствуют, что в Кавказском регионе возможный сеймотектонический потенциал значительно ниже, чем в сопредельных регионах Анатолии и Ирана.

Литература

1. Рейснер Г.И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 174 с.
2. Белоусов В.В., Шолло В.Н. Сейсмология и геотектоника // Проблемы современной сейсмологии. М.: Наука, 1985. С. 47–56.
3. Борисов Б.А., Рейснер Г.И. Оценка максимальной магнитуды ожидаемых землетрясений по геологическим данным // Сейсмическое микрорайонирование. М., 1977. С. 36–41.
4. Шукин Ю.К. Земная кора сейсмоопасных зон и очаги сильных землетрясений СССР // Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1983. С. 3–40.

5. *Оганесян С.М., Оганесян А.О., Гаспарян Г.С., Фиданян Ф.М.* Структурно-динамическая характеристика земной коры территории Армении по комплексу геофизических данных // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 2005. LVIII. №3. С. 40–53.

6. *Reilinger R., Barka A.* GPS constraints on fault slip rates in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: implications for earthquake recurrence times // Giardini D., Balassanian S. (eds.). Historical and prehistorical Earthquake in the Caucasus. ILP publication 333. NATO ASI Ser. 28. Dordrecht: Kluwer Academic, 1997. P. 91–108.

7. *Bath M., Duda S.J.* Earthquake volume, fault plan area, seismic energy, strain, deformation and related quantities // Ann. Geophysics. 1964. Vol. 17. N 3. P. 353–368.

**Л.В. Генералова¹, Н.Т. Билык¹, В.Б. Степанов¹,
О.М. Гнилко²**

Серпентины как индикаторы геодинамических условий преобразований мезозойских перидотитов офиолитов Мармарошской утесовой зоны (Внутренние Украинские Карпаты)

Украинские Карпаты занимают узловую позицию в области сочленения террейнов Алкапы, Тиссии и Дакии [3]. Террейны Тиссия и Дакия разделены Трансильванско-Мурешской (Вардарско-Мурешской [7]) сутурной зоной, которая содержит корни раннемеловых Трансильванских покровов, сложенных среднетриасово-юрскими офиолитами. Они на территории Румынии сохранились в виде тектонических останцов, надвинутых на кристаллический массив Центральных Восточных Карпат (на Украине это Мармарошский массив, являющийся частью террейна Дакия). Согласно существующим реконструкциям хаотические образования Мармарошской утесовой зоны (Вежанского покрова) следует относить к раннемеловой аккреционной призме [3]. Нижняя часть стратиграфического разреза Мармарошских утесовой зоны представлена мощной (до 1000 м) нижнемеловой (барем?-апт-альбской) олистостромовой толщей соймульской свиты. Олистолиты образуют два типа пород: первый тип принадлежит к фрагментам офиолитовой ассоциации (перидотиты и базальты), второй тип пород образует комплексы сходные с кристаллическими породами и осадочным чехлом Мармарошского массива. Олистолиты погружены в матрикс, сложенный образова-

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко, г. Львов, Украина; gen_geo@mail.ru, natbilik@i.ua, vbstepanov23@gmail.com

² Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, г. Львов, Украина; ohnilko@yahoo.com

ниями грязекаменных потоков [3]. Мармарошская утесовая зона (Вежанский покров) локализуется на северо-западном продолжении Мармарошского кристаллического массива и тектонически выклинивается в бассейн р. Боржава. Она надвинута к северо-востоку, на Внешние Карпаты. С юго-запада его перекрывает внутреннекарпатский флиш Монастырцецкого покрова.

Перидотиты офиолитовых ассоциаций практически всегда серпентинизированы. Они испытывают интенсивные метаморфические преобразования сразу же после становления. Метаморфизм, которому подвергаются перидотиты офиолитов, разделяют на регрессивный и прогрессивный [2, 5]. Изучение особенностей серпентинизации позволяет проанализировать минеральные параметры преобразования перидотитов офиолитов Украинских Карпат и уточнить геодинамическую модель становления офиолитов Мармарошской утесовой зоны Внутренних Украинских Карпат.

В работах последних десятилетий отмечено, что серпентин является преобладающим вторичным минералом изученных перидотитов [1, 4, 6]. Он представлен антигоритом, хризотилом, баститом, лизардитом.

Работы, проведенные нами в бассейне р. Теребля, позволили собрать репрезентативный материал серпентинитов и серпентинизированных перидотитов угольского комплекса пород мезозойской офиолитовой ассоциации. Нами проведен комплекс исследований, который включал геологические наблюдения пород в обнажениях, описание визуальных, петрографических, минералогических, геохимических параметров серпентинитов. Рентгеноспектральный микрозондовый анализ состава серпентинитов выполнен с помощью сканирующего электронного микроскопа-микроанализатора РЕММА-102-02 (Сумы, Украина). Проведены термические исследования, которые считают более точными в сравнении с другими методами, используемыми для диагностики минералов группы серпентина. Для интерпретации серпентинитов применялись каталоги стандартных термограмм (дифференцированных кривых нагревания минерала, ДТА).

Анализируемые породы представлены серпентинитами или серпентинизированными перидотитами, в которых содержание вторичных минералов, преимущественно серпентина, составляет 80–100 %. Перидотиты состоят из оливина, ромбического и моноклинного пироксена, шпинелидов [1, 4, 6], что позволяет говорить об их преимущественно мантийном исходном парагенезисе реститового типа. По результатам наших исследований, метаморфические преобразования перидотитов олистолитов соймульской свиты выразились в наиболее широком распространении α - и β -лизардита и антигорита.

Макроскопически серпентинитовые породы представлены двумя разновидностями, которые различаются структурно-текстурными особенностями. Они образуют две группы. Породы одной группы характеризуются линзовидно-петельчатыми текстурами. Породы второй группы имеют полосчато-сланцеватые текстуры. При петрографическом изучении в линзовидно-петельчатых породах серпентин представлен лентовидными петельчатыми агрегатами размером до 1.0–1.5 мм. Они, как правило, бесцветны, имеют отрицательное удлинение, прямое погасание и показатель преломления $n_g = 1.546$. В породах так же отмечены таблитчатые кристаллы тонкопластинчатого серпентина – бастита с весьма совершенной спайностью. Бастит развивается как псевдоморфоза по ромбическому пироксену. Кристаллооптические свойства линзовидно-петельчатого и таблитчатого серпентинов идентичны и соответствуют α -лизардиту [5]. Это же заключение подтверждается термическим анализом: на кривых ДТА отмечается четко выраженный эндоэффект при температуре 630°C , соответствующий α -лизардиту.

В породах второй группы, имеющих полосчато-сланцеватую текстуру, в шлифах серпентин образует также лентовидные и петельчатые агрегаты, но они переполнены точковидными пылевидными включениями магнетита. Образования магнетита характерны для β -лизардита [2]. Кроме того, встречаются немногочисленные (менее 5 %) игольчатые (размер до 0,1 мм) и решетчатые индивиды серпентина с показателем преломления $n_g = 1.565$, который соответствует антигориту. Взаимоотношения между антигоритом и β -лизардитом сложные, возможно они сингенетичны. На термограммах (кривых ДТА) отмечаются два четко выраженных эндоэффекта в диапазоне температур 670° и 780°C , подтверждающих присутствие β -лизардита (670°C) и антигорита. По соотношению площадей эндоэффектов β -лизардита и антигорита устанавливаются количественные пропорции минералов, как 10:1.

Кристаллохимические формулы минералов изученных серпентинов дифференцируются на две группы, которые различаются по содержанию магния и железа. Первая группа серпентинов обогащена Mg и характеризуется меньшей железистостью. В неё входят, главным образом, α -лизардиты. Вторая группа серпентинов обогащена железом Fe, но обеднена Mg. Серпентины, входящие во вторую группу, принадлежат β -лизардитам и антигоритам.

Следует отметить особенности минерального состава исследуемых серпентинитов. При петрографическом изучении пород в α -лизардитах отмечаются крупные (до 0.3 мм) практически неизменные зерна ак-

цессорной шпинели. В β -лизардитах и антигоритах шпинель встречается в виде точковидных реликтов, при этом она практически полностью преобразована в магнетит. Содержание пылевидного магнетита в серпентинитах по визуальным определениям не превышает 5–10%. Выделение пылевидного магнетита подчеркивает изменение обстановок преобразования пород, а именно, начало прогрессивного этапа серпентинизации.

В результате проведенных исследований, которые содержали изучение структурно-текстурных, минералого-петрографических, геохимических особенностей серпентинов апоперидотитов офиолитовой ассоциации появилась возможность уточнить модель преобразования их в Мармарошской утесовой зоны.

Известные методики, охватывающие комплекс методов изучения серпентинитов и серпентинизованных апоперидотитов наглядно демонстрируют возможности периодизации процессов преобразования пород в разных геодинамических обстановках. Сопоставление полученных нами результатов по изучению серпентинов, с известными данными для других регионов [2, 5] позволяет выделить породы, которые преобразовывались, как минимум, в два этапа.

Серпентины с линзовидно-петельчатыми текстурами являются индикаторами геодинамических условий преобразования перидотитов офиолитов на первом более раннем этапе. Они состоят преимущественно из α -лизардитов и баститов, имеющих повышенную магнезиальность и крупных неизменных зерен шпинели. Первый, более ранний, этап несет термодинамические характеристики регрессивного метаморфизма верхов зеленосланцевой фации. Он реализован в геодинамической обстановке спрединга при охлаждении и подъеме перидотитов. Серпентины, имеющие полосчато-сланцеватые текстуры, локализуются во второй группе. Они состоят преимущественно из β -лизардитов и антигоритов, имеющих повышенную железистость и акцессорный пылевидный магнетит. Второй этап имеет параметры, хотя, по нашим данным, локальные, прогрессивного метаморфизма низов зеленосланцевой – верхов эпидот-амфиболитовой фаций. Серпентины второго этапа формировались в надсубдукционных условиях. Они приурочены к фрагментам палеозон сколово-пластичных деформаций. Эти деформации сопутствовали в раннем мелу субдукционно-коллизийным событиям между террейном Дакия, энсиматической островной дугой океана Тетис и/или террейном Тиссия. Коллизия Дакии и Тиссии привела к закрытию Трансильванско-Мурешского океана (части главной ветви Тетиса), образованию крупных раннеальпийских покровов [3, 7].

Выделенные две разновидности серпентинов, которые различаются по минеральному, геохимическому составу и по структурно-текстур-

ным особенностям принадлежат разным генетическим группам. Серпентины первой группы имеют первично-мантийные протолиты ультраосновного (реститового) состава. Серпентины второй группы тяготеют к литосферным протолитам основного состава.

Литература

1. Білик Н.Т., Генералова Л.В., Яценко І.Г., Степанов В.Б. Мінералогія і геодинамічні умови перетворення перидотитів з офіолітів Мармароської зони Скель (Українські Карпати) // Геодинаміка. 2016. № 2. С. 71–83.
2. Брячаннина Н.С. Серпентиниты и серпентины Полярного Урала. Автореф. дис. ... докт. г.-м. наук. Сыктывкар, 2004. 44 с.
3. Гнилко О.М., Гнилко С.Р., Генералова Л.В. Формирование структур утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов // Вестн. СПбГУ. 2015. Сер. 7. Вып. 2. С. 4–24.
4. Ляшкевич З.М., Медведев А.П., Крупский Ю.З. и др. Тектономагматическая эволюция Карпат. Киев: Наук. думка, 1995. 132 с.
5. Савельев Д.Е., Бажин Е.А., Сначёв В.И., Черникова Т.И. Серпентинизация ультрабазитов Кыштымской площади // Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. 2009. № 8. С. 129–137.
6. Ступка О.О. Офіоліти Українських Карпат: геохімія і мінералогія. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Львів, 2013. 20 с.
7. Csontos L., Voros A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. N 210. P. 1–56.

Т.В. Гиоргобиани¹

Геологическое строение и тектоническая структура Цив-Гомборского хребта Большого Кавказа

Цив-Гомборское горное сооружение на западе шириной 15 км, на востоке сужающееся до 1 км является юго-восточным продолжением Кахетинского хребта. Севернее расположена Алазанская депрессия, несогласно наложенная на меловые флишевые отложения южного склона Большого Кавказа (БК), южнее простирается Гареклахетинская межгорная впадина, размещенная на Закавказском микроконтиненте. Территория Горной Кахетии, расположенная на границе двух геотектонических единиц – складчатой системы БК и Закавказского микроконтинента, представляет

¹ Тбилисский государственный университет, Институт геологии, Тбилиси, Грузия; ciala_gugava@mail.ru

собой покровно-складчатую зону чрезвычайно сложного геологического строения. Здесь развит широкий набор разновозрастных интенсивно деформированных осадочных и вулканогенных отложений раннего мезозоя – среднего кайнозоя. Слагающие южный склон БК флишевые толщи в южном направлении замещаются субплатформенными осадками граничащей с микроконтинентом краевой Гагра-Джавской зоны БК.

Наиболее древними отложениями Цив-Гомборской покровно-складчатой зоны являются вулканогенные образования средней юры (порфиритовая свита байоса), обнажающиеся в виде небольших аллохтонных массивов среди меловых, палеогеновых и неогеновых образований. Верхняя юра представлена в основном рифовыми известняками, выступающими на поверхность в виде отдельных аллохтонных массивов и глыб в отложениях кампана–маастрихта. Образования неокома на дневной поверхности нигде не вскрыты, и мел здесь начинается флишевыми отложениями апта–альба, представленными чередованием аргиллитов, песчаников и мергелей суммарной мощностью 650–750 м. В представленном всеми ярусами разрезе верхнего мела выделяется несколько свит, сложенных главным образом терригенным флишем, а также известняками, туфопесчаниками и туфобрекчиями. Суммарная мощность верхнемеловых отложений составляет 1850 м. Развитые севернее флишевые свиты верхнего сантона, кампана и маастрихта–дания в Горной Кахетии замещаются грубообломочной толщей, трансгрессивно и с угловым несогласием залегающей на доверхнесантонских толщах мела и на порфиритовой свите байоса. Толща сложена переслаиванием грубых, часто глыбовых конгломератов и брекчий, известняков, песчаников и мергелей, а также туфов и туфопесчаников и имеет мощность 50–500 м. Верхняя часть флишевых отложений на Цив-Гомборском хребте относится к палеоцену–эоцену. Палеоцен согласно следует за верхнемеловыми слоями и представлен терригенным флишем мощностью 60–30 м. Эоцен представлен в двух фациях – флишевой и субплатформенной. Образования флишевой фации развиты в северо-западной краевой части Цив-Гомборского хребта, а субплатформенные – в основном в пределах его южных склонов. Согласно залегающий на подстилающих отложениях нижний и средний эоцен представлен карбонатным флишем (зеленые мергели, известняки, аргиллиты и песчаники) суммарной мощностью 25–250 м. Ограниченно распространенный в регионе верхний эоцен также выражен флишевой фацией (ритмичное чередование сланцеватых аргиллитов, известковистых песчаников и мергелей) мощностью до 100 м. Верхний эоцен, олигоцен и нижний миоцен – свита кинта – представляет собой образования субплатформенной фации, которая трансгрессивно налегает на разновозра-

стные нижележащие породы. Верхи этой свиты видимой мощностью до 350 м сложены темными глинами, а нижняя часть мощностью до 700 м представлена песчаниками и глинами с редкими прослоями конгломератов. Самые низы свиты кинта состоят из разнозернистых песчаников, мелкогалечных конгломератов и темно-серых глин майкопского типа.

В складчатой зоне Цив-Гомборского хребта широкое распространение имеют покровы, установленные в 30-х годах прошлого века Н.Б. Вассоевичем, который считал их структурами гравитационного происхождения. Последующие детальные исследования подтвердили наличие в Горной Кахетии крупных покровов как структур тектонического сжатия. Развитие покровов устанавливается наличием в их пределах тектонических окон и полуокон, сложенных породами, фациально резко отличающимися от обрамляющих их отложений. При описании покровной структуры региона автором, кроме собственных данных были использованы опубликованные работы и фондовые материалы по геологическому строению Цив-Гомборского хребта. В пределах рассматриваемой территории выделяются два тектонических покрова Чинчвельтский и Цив-Гомборский.

Чинчвельтский покров (ЧП) занимает крайнюю северо-западную часть рассматриваемого региона, где он в значительной мере перекрывает Цив-Гомборского покров. ЧП сложен полным разрезом отложений от коньяка (иногда сеномана) до палеоцена включительно. Толщи, слагающие ЧП, фациально резко отличаются от окружающих его отложений Цив-Гомборского покрова. В ЧП установлен ряд тектонических окон и полуокон. В Баканском окне ниже верхнемеловых залегают флишевые отложения палеогена и эоцена, в Иолаисхевском окне вскрываются породы нижнего–среднего эоцена, перекрытые образованиями коньяка–сантона. В Уканавельском полуокне среди верхнесенонских отложений выходят образования эоцена. Внутренняя структура ЧП представлена рассеченными разрывами линейными антиклинальными и синклинальными складками северо-западного простирания, тогда как в Иолаисхевском тектоническом окне и Уканавельском полуокне отмечаются различные направления развитых в них структур.

Цив-Гомборский покров (ЦГП) занимает большую часть территории одноименного хребта. Он сложен преимущественно флишевыми толщами от апта–альба до маастрихта, но из разреза мела выпадают отложения коньяка–сантона. В пределах ЦГП также установлен ряд тектонических окон и полуокон. В Кинтасхевском окне из-под аллохтонно залегающих пород мела вскрываются отложения свиты кинта. В Вашлованском окне ниже дислоцированных отложений нижнего мела, сменяющихся выше по разрезу породы сеномана–гурона и кампана–маастриха, на поверх-

ность выходят складчатые образования также свиты кинта. В Кисисхевском окне обнажается базальное основание верхнего эоцена и свиты кинта, тектонически перекрытые отложениями апта-альба. В Трудойском полуокне на образования свиты клинта налегают отложения альба, выше которых расположены породы верхнего мела, слагающие пологую синклиналь. В Тхилсхевском полуокне в основном обнажены порфиристы байоса. На востоке выхода на них залегают отложения маастрихта, а на севере с ними граничат отложения нижнего мела. Пховельское полуокно представляет собой поле развития образований свиты кинта, тектонически перекрытое с северо-востока и запада отложениями мела.

На территории ЦГП развиты несколько десятков линейных синклинальных складок в основном северо-западной ориентировки. Все эти структуры сильно осложнены мелкой дополнительной складчатостью и разрывными нарушениями. Кроме этих складок в пределах данного покрова распространена складчатость совершенно иной морфологии. Нередко отмечаются самые причудливые формы складок и опрокинутые в разные стороны структуры. Они по простиранию часто дугообразно изгибаются, а иногда встречаются перевернутые мелкие складки. Складчатость почти всегда осложнена мелкими складками более высокого порядка и многими разрывными нарушениями. Кроме того, в пределах развитых в тектонических окнах и полуокнах вышеописанных покровов и в пределах перекрывающих их разновозрастных складчатых толщ нередко отмечаются разные направления структур. Такая различная ориентировка и морфология складок, наблюдаемых в покровах Горной Кахетии, свидетельствует о проявлении в его пределах новейших складчатых деформаций, наложенных на первичные линейные структуры. Последние формировались на ранне-среднеальпийском этапе развития БК в процессе проявления в регионе батской и пиренейской фаз складчатости. Складкообразование происходило в результате придвига Закавказского микроконтинента к выполненному мощными вулканогенно-терригенными образованиями трогу БК. Развитие складчатости в породах, слагающих тектонические покровы, и в перекрытых ими отложениях, указывает на то, что покровообразование на Цив-Гомборском хребте происходило в уже претерпевшем пликативную дислокацию в мезозойско-каинозойском комплексе. Складчатая структура региона была образована на раннем этапе тектогенеза (юра – ранний миоцен) в результате придвига Закавказского микроконтинента к БК. Проявление наблюдаемой сложной тектоники имело место в неоген-антропогеновое время в результате поддвига Гагра-Джавской зоны под флишевую формацию Южного склона БК. Эти деформации, в свою очередь, обусловлены перемещением на северо-восток граничащей с БК

Восточной наноплиты Закавказского микроконтинента. Такие движения способствовали возникновению в его пределах покровно-складчатой зоны, представляющей собой коллаж разнофациальных толщ, а также разновозрастных различно дислоцированных и разнотипных структур.

Учитывая вышеизложенное можно констатировать, что Цив-Гомборский тектонический покров не является ни гравитационным, ни тектонически активным аллохтонным покровом (шарьяжем), перемещенным с севера из своей корневой зоны, как это считалось ранее. В действительности он представляет собой автохтонный, без существенного перемещения бескорневой тектонический покров, который образовался в результате многокилометрового поддвига под складчатую структуру БК северного фронтального края Гагра-Джавской зоны, сложенной байосскими вулканогенными толщами и залегающими на них верхнеюрскими рифогенными известняками и субплатформенными палеоген-нижнемиоценовыми отложениями свиты кинта. Их фрагменты, возникшие при разрушении лобовой части аллохтона при движении, залегают в тектонических окнах и полуокнах Цив-Гомборского покрова. Этот тектонический покров не передвигается к югу по положому тектоническому нарушению, а формируется на месте, смещения происходят в основном только под ними. В результате таких поддвиговых движений и образовался Цив-Гомборский тектонический покров. Следовательно, тектонические покровы БК могут делиться на два типа: аллохтонные активные шарьяжи и автохтонные пассивные покровы, имеющие разные кинематику происхождения. Первые, если они действительно существуют, возникают при тангенциальном сжатии в результате выжимания из крутых корневых зон и надвигания отдельных аллохтонных пластин друг на друга. Вторые являются автохтонными непемещенными структурами, возникшими при пододвигании под них смежных структур. Примером автохтонной структуры именно такого типа является Цив-Гомборский тектонический покров. Его отличия от шарьяжа принципиальны, они определяются кинематикой перемещений – в данном случае пассивного перекрывания вышележащими тектоническими пакетами активно пододвигающихся под них нижезалегающих аллохтонных структур. При этом движение Гагра-Джавской зоны является не глубинным поддвигом, а близповерхностным поддвиговым перемещением под прилегающие флишевые комплексы БК, приведшее к их покровному строению. Следовательно, в процессах покровообразования на БК произошла смена кинематики формирования аллохтонных покровов на формирование покровов автохтонных, что вызвано сменой геодинамической обстановки в регионе.

Складки восточной и западной вергентности в структуре максютовского метаморфического комплекса в южной части зоны Уралтау (Южный Урал)

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый метаморфический ком-плекс занимает восточную и центральную часть зоны Уралтау, протянувшись с севера на юг более чем на 200 километров. С запада он отделен Янтышевско-Юлукским разломом от относительно слабометаморфизованных метатерригенных образований образований суванякского комплекса, а с востока – зоной Главного Уральского разлома (ГУР). Комплекс характеризуется сложной, многоэтапной эволюцией складчатости и метаморфизма, присутствием в его составе разнообразных метамагматических и метаосадочных пород. Ранее возраст комплекса считался позднедокембрийским, в настоящее время возраст последнего метаморфизма считается девонским [5], однако известны и более древние, в том числе и позднедокембрийские датировки [2, 3]. Скорее всего, комплекс является полиметаморфическим и содержит в своем составе образования различного возраста.

Для северной части зоны распространения максютовского комплекса характерны структуры западной вергентности, в центральной резко преобладают структуры юго-восточной, а для южной части области развития макютовского комплекса характерно развитие как структур восточной, так и западной вергентности. Рассмотрим основные характеристики и соотношение этих структур на примере районов верхнего течения р. Губерля, среднего течения р. Ташла и верхнего течения р. Дергамыш.

В верхнем течении р. Губерля, в районе д. Карагай □ Покровка породы максютовского метаморфического комплекса слагают Губерлинскую брахиантиформу. С востока антиформа ограничена меланжем зоны ГУР, а с запада – зоной интенсивной линейной складчатости западной вергентности в породах комплекса. Антиформа сложена несколькими тектоническими чешуями, сложенными различными породными ассоциациями комплекса, разделенными зонами надвигов, иногда выполненных продуктами низкотемпературного метаморфизма гипербазитов [6], отметим среди них зону, выполненную серпентинитовым меланжем с блоками метогаббро и измененных эклогитов у б. деревни Ишаново. Восточное крыло антиформы характеризуется падениями на восток и юго-восток под углом 20–30°, а восточное □ за-

¹ ФГБУН Геологический институт РАН, Москва; golbor62@gmail.com

падными под углом 45–60°. В районе верхнего течения р. Губерля наблюдаются следующие генерации структур. Наиболее древними являются развитые на крыльях складок западной вергентности сильно сжатые мелкие асимметричные складки F₁ ЮЗ вергентности с шарнирами полого погружающимися в СЗ направлении. Впервые эти структуры были описаны [4]. Ко второй генерации были отнесены сжатые почти изоклиналильные складки, вынырывающие на восток и юго-восток на западном, крутопадающем крыле антиформы и ныряющие в юго-восточном направлении на ее пологом восточном крыле. Шарниры этих складок полого погружаются в СВ и ЮЗ направлении. Одинаковый рисунок этих складчатых структур на разных крыльях антиформы позволяет считать их более ранними по отношению к основной структуре. К этой же генерации очевидно относятся складки, ныряющие на ЮВ, развитые на восточных, более пологих крыльях складок западной вергентности зоны линейной складчатости, ограничивающей антиформу с запада, а также складчатые структуры СВ вергентности развитые выше по долине реки. К следующей генерации F₃ относятся асимметричные складки западной вергентности, локально развитые на границе чешуй, слагающих антиформу, а также образующих зону линейной складчатости одноимённой вергентности к западу от нее. К той же генерации относится и сама губерлинская антиформа. Отметим совпадение вергентности складок этого этапа с вергентностью надвигов и движений в зоне ГУР. Завершают структурную эволюцию максютовского комплекса на данном участке левосдвиговые складки с шарнирами круто (70–80°) погружающимися в СВ направлении.

Участок в среднем течении р. Ташла характеризуется иной структурной обстановкой. Здесь между двух тектонических чешуй западной вергентности, сложенных серпентинитами, зажаты породы максютовского комплекса, представленные слюдястыми и углеродистыми кварцитами. Наиболее ранними складками на данном участке являются сжатые изоклиналильные, часто колчановидные складки F₁ с шарнирами, полого погружающимися в СЗ, субмеридиональном и СВ направлении. Наблюдаются две линейности – падающая в СЗ и СВ направлении. Эти складки сминаются в складки F₂ ЮВ вергентности с шарнирами полого (10–15°) погружающихся в СВ направлении. Складки ЮВ вергентности деформируются в складки F₃ западной и ЮЗ вергентности. Сдвиговых складок отмечено не было, но сильные вариации в азимутах падения пород, позволяют предполагать их наличие.

В верхнем течении р. Дергамыш ниже д. Ивановка наблюдается смена структур ЮВ вергентности структурами западной вергентности примыкающими к зоне ГУР. Здесь наиболее ранними являются сжатые

асимметричные складки F_1 опрокинутые в ЮЗ направлении. Размах крыльев этих структур не превышает 30–40 см. Шарниры складок этой генерации полого погружаются в СЗ направлении. Складки F_1 осложняют крылья складок ЮВ вергентности F_2 , являющихся основными структурами, наблюдаемыми на этом участке. Складки меняются по морфологии от открытых асимметричных до изоклинальных, размах крыльев варьирует от 0.1 до 10 м, шарниры их погружаются в СВ и ЮЗ направлении под углами от 5 до 40°. При движении в зоны ГУР СЗ падения пород, представленных слюдястыми кварцитами, меняются на СВ и восточные падения резко их сменяющих малослюдистых кварцитов. На восточном крыле структуры мезоскладки не наблюдались, что позволяет предположить неодновременность формирования западного крыла структуры осложненного многоэтапной многопорядковой складчатостью и восточного, лишённого дополнительных складок. Обращает на себя внимание тот факт, что падения пород на восточном крыле структуры, наблюдаемой ниже д. Ивановка, практически неотличимы от падений пород в зоне ГУР. Кроме того, эклогиты, наблюдаемые на западном крыле структуры, образуют зону субвертикального падения, что очень характерно для максютовского комплекса, а на восточном падение эклогитов конформно общему падению структуры, что наблюдается достаточно редко и то только для отдельных будин эклогитов. Все это позволяет предположить, что формирование восточного крыла структуры происходило под влиянием движений в зоне ГУР переработавших более ранние структуры.

Обобщая все вышесказанное можно предположить, что структуры восточной вергентности и предшествующие им складки ЮЗ вергентности являются более ранними по отношению к структурам западной вергентности и отражают внутреннюю эволюцию максютовского метаморфического комплекса. Геодинамическую природу этих процессов еще предстоит установить. Структуры западной вергентности формировались за счет движений в зоне ГУР в ходе позднепалеозойской Уральской коллизии. Подобные же закономерности были ранее установлены для северной части зоны распространения максютовского комплекса [1]. Сдвиговые движения, происходившие на постколлизиионной стадии, в основном завершили структурную эволюцию региона. Работа проведена в соответствии с госзаданием по теме 0135-2016-0009.

Литература

1. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Деформации и последовательность формирования структур северной части области развития максютовского метаморфического

комплекса (Южный Урал) // Изв ВУЗов сер. Геология и разведка. 2018. № 1. С. 17–26.

2. Дук Г.Г. Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб., 1995. 270 с.

3. Краснобаев А.А., Вализер П.М., Анфилогов В.Н., Бушаорина С.В. Цирконология гранат-гаукофановых сланцев максютковского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2015. Т. 461. № 6. С. 696–700.

4. Кузнецов Н.Б., Езекия М.Л. Мезоструктурные парагенезы в метаморфических породах поднятия Уралтау (Южный Урал) // Вестник РУДН. сер. Инженерные исследования. 2011. № 1. С. 37–50.

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

6. Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 9–35.

**Б.Г. Голионко¹, А.Э. Базилян¹, П.А. Никольский¹,
В.В. Костылева¹, Н.А. Малышев², В.Е. Вержбицкий²,
В.В. Обметко², А.А. Бородулин²**

Природа складчато-надвиговых деформаций острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Восточно- Сибирское море)

Природа складчато-надвиговых деформаций острова Новая Сибирь, обнаруженных еще Э.В. Толлем долгое время оставалась предметом дискуссий. Во время проведения мелкомасштабных геологосъемочных работ в 50-х гг. было установлено, что складчатыми деформациями на острове затронуты верхнемеловые, эоценовые и олигоцен-миоценовые породы, что дало основание отнесения этих деформаций к альпийской эпохе тектогенеза. При проведении среднемасштабной геологической съемки в 70-х гг. было установлено, что подверженные интенсивным складчато-надвиговым деформациям верхнемеловые и более молодые (включая нижнеплиоценовые) породы перекрыты горизонтально залегающими верхнеплиоцен-эоплейстоценовыми осадками [6]. По данным

¹ ГИН РАН, Москва, Россия; golbor62@gmail.com, alexandr.basilyan@gmail.com, wberingia@gm, kovikto@yandex.ru

² ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия; n_malyshev@rosneft.ru, v_verzhbitskiy@rosneft.ru, v_obmetko@rosneft.ru, a_borodulin@rosneft.ru

[7] деформации также относятся к поздней фазе альпийского орогенеза. В то же время М.Г. Гроссвальд [4] на основании анализа космических и аэрофотоснимков пришел к выводу о гляциодислокационной природе этих деформаций. Данные [1–3] свидетельствуют о связи деформаций на севере острова с ледниковыми движениями, А.Б. Кузьмичев и М.К. Данукалова [5] пришли к выводу о связи складчатонадвиговых деформаций на юго-западе острова, в районе Деревянных Гор с движениями ледника. Таким образом, сложились две модели формирования складчатости в пределах острова Новая Сибирь – тектоническая и гляциодислокационная.

В ходе совместных работ с ПАО НК «Роснефть» были проведены детальные структурно-геологические исследования, отбор фауны для определения возраста пород и опробование для установления трекового возраста различных комплексов острова. Проведенные исследования показали, что распространённые на острове стратиграфические комплексы нелитифицированы и претерпели единый главный этап деформации, в ходе которого были дислоцированы более-менее одинаково. Учитывая это полученные структурные данные логично рассматривать не по возрасту структурно-вещественных комплексов, а по участкам.

Деревянные Горы расположены в юго-западной части острова и представляют собой приподнятый участок побережья, протягивающийся в запад-северо-западном направлении. В структурном отношении Деревянные Горы представляют собой зону развития складчатонадвиговых деформаций СЗ простираения и ЮЗ вергентности, протягивающуюся вдоль побережья острова на расстоянии около 16 км, при ширине до 3–4 км. Чешуйчато-складчато-надвиговая структура Деревянных Гор была установлена в ходе геолого-съёмочных работ м-ба 1: 200 000. Наряду с более ранними [5], наши работы показали, что отложения, относимые ранее к плиоцену, имеют ранне-средне-неоплейстоценовый возраст. Структура Деревянных гор контролируется надвигами СВ простираения и ЮЗ вергентности, по которым происходит сдвиг разреза. Наиболее отчетливо эти разрывные нарушения устанавливаются при надвигании верхнемеловых пород на породы четвертичного возраста. В строении участка можно выделить до 6 чешуй, надвинутых в юго-западном направлении. Как правило, зоны наиболее интенсивного складкообразования приурочены к границам чешуй. Отметим отсутствие тектонитов, т.е. зон брекчирования, катаклаза и милонитизации, глинок трения на границах чешуй, что крайне нехарактерно для складчато-надвиговых структур. На крайнем юго-западе участка отложения верхнего мела надвинуты на пластовые льды, относимые нами к нижней части средне-верхнеплейстоценовой

канарчакской свите. Складки, развитые в разновозрастных породах исследуемого района, чаще всего приурочены к зонам надвигов и характеризуются отчетливой асимметрией и вергентностью в ЮЗ направлении.

Среди них встречаются как сильно сжатые, практически изоклиналильные структуры как правило, маркирующие зоны надвигов, так и более открытые асимметричные складки ЮЗ вергентности. Наряду со складками юго-западной вергентности, в строении участка принимают участие и развитые более локально асимметричные складки противоположной северо-восточной вергентности. Эти складки, как и складки ЮЗ вергентности развиты в породах, как верхнего мела, так и нижне-го-среднего неоплейстоцена. Они не отличаются от складок противоположной вергентности ни морфологией, ни размахом крыльев, хотя сжатые, изоклиналильные формы среди них встречены редко. Очевидно, что образование складок обеих вергентностей было близко по времени, поскольку в них смяты разновозрастные комплексы, и деформации, которым они подверглись также идентичны, следовательно, временной промежуток для их проявления был достаточно коротким. Вероятно, что при надвигообразовании возникло препятствие, мешавшее дальнейшему перемещению пород, и в условиях установившегося двустороннего сжатия, закладывались сопряженные надвиги обеих, СВ и ЮЗ вергентностей, вместе с соответствующими им складками. Однако, в дальнейшем, при развитии продолжающегося надвигания в ЮЗ направлении, реализовывались лишь надвиги и складки ЮЗ вергентности, а противоположные им структуры срезались. Таким образом, формирование складок и СВ, и ЮЗ вергентности отражает единый процесс надвигания в юго-западном направлении с формированием типичных «back thrust» структур.

На более поздних стадиях структурной эволюции Деревянных Гор происходило формирование левосторонних сдвигов, маркируемых несовпадением структур на разных бортах ручьев в центральной и восточной части изучаемого района. Величина видимого смещения по этим разрывным нарушениям редко достигает 100 метров, обычно не превышая 25–50 м.

Северное побережье острова. В строении мыса Высокий принимают участие отложения анжуйской свиты палеоцен-эоценового возраста, причем северную часть полуострова слагают породы, датированные ипрским веком раннего эоцена, а юго-восточную – танетским веком позднего палеоцена. Существенную роль играют нижне-средне-неоплейсто-ценовые породы нерпичинской свиты и средне-неоплейстоценовые ледогрунты канарчакской свиты. Все отложения

деформированы в сходные по морфологии складки. Как и в пределах Деревянных гор это типичные асимметричные структуры с различным падением на крыльях. Однако, вергентность складчатых структур несколько отличается от наблюдавшихся в пределах Деревянных гор.

У мыса Высокий и на самом мысу развиты структуры СВ вергентности. При движении в восточном направлении простираение складок резко меняется и уже через 300–400 м от мыса Высокий складки приобретают восток-юго-восточную вергентность. При движении в ЮВ направлении вергентность складок продолжает меняться и через 7 км, на юго-востоке мыса структуры приобретают уже ЮВ и даже ЮЮВ вергентность. Очевиден, таким образом, разворот структур к югу. Другой характерной особенностью деформаций на мысе Высоком является участие в деформациях ледогрунтов канарчакской свиты, причем вариации в вергентности в ледогрунтах еще выше, чем в осадочных комплексах.

Мыс Жилой сложен дислоцированными осадочными отложениями нерпичинской и ледогрунтами канарчакской свиты. Складки в породах нерпичинской свиты сильно сжатые, асимметричные с острыми замками, и изоклиналильные с округлыми замками, опрокинутые Ю и ЮЮВ. Также, как и на участке мыса Высокий ледогрунты канарчакской свиты, вовлечены в совместные деформации с осадочными породами нерпичинской свиты.

Окрестности мыса Гористый сложены осадочными породами нерпичинской свиты, деформированными совместно с ледогрунтами канарчакской свиты. Часто образования нерпичинской свиты, как и в районе мыса Высокого, образуют останцы, залегающие на ледогрунтах, что, возможно, объясняет сильную изменчивость ориентировок складчатых структур, вследствие сильной зависимости ориентировки структур останцов от структурного плана нижележащих ледогрунтов. Определенную роль может играть оползание осадочных пород останцов по поверхности ледогрунтов. Складки сильно сжатые, часто лежащие простираения складок резко меняются, соответственно от ВЮВ до Ю и ЮЗ меняется и вергентность. Несмотря на это, все же преобладающей ориентировкой складчатых структур мыса Гористый является южная.

Мыс Каменный, как и большая часть мысов севера острова Новая Сибирь, сложен породами нерпичинской и ледогрунтами канарчакской свиты. Породы нерпичинской свиты как в открытые асимметричные складки ЮЗ вергентности, так и в сжатые лежащие складчатые формы, опрокинутые в ЮЗ направлении. Как и на всех мысах северной части острова в деформациях участвуют ледогрунты канарчакской свиты, часто можно наблюдать, как смятые в лежачую складку породы нерпичинской свиты.

чинской свиты надвинуты на ледогрунты в ЮЗ направлении. Интересно отметить будинаж мерзлых, но нелитифицированных пород нерпичинской свиты на контакте с ледогрунтами канарчакской свиты.

Проведенные работы позволили выявить некоторую структурную неоднородность в строении северной и южной частей острова Новая Сибирь. Южная часть острова, изученная в районе Деревянных Гор, характеризуется выдержанностью простирания структур, в то время как для северной части острова характерна изменчивость ориентировок структур.

Переходя к природе складчато-надвиговых деформаций острова Новая Сибирь необходимо отметить, что наиболее древними недеформированными отложениями в пределах острова являются породы верхней части канарчакской свиты, относящейся к верхней части средне-неоплейстоценовой части разреза. Отсюда вытекает первый и самый главный довод в пользу гляциодислокационной природы складок и надвигов о. Новая Сибирь. Возраст главного этапа деформации – деформации датируются концом среднего неоплейстоцена. В Арктике отсутствуют складчато-надвиговые пояса этого возраста.

Остальные доводы в пользу гляциодислокационной модели выглядят следующим образом:

1. Данные трекового датирования апатитов, отобранных в породах острова показали, что трековый возраст этих минералов превышает возраст пород, а также данные породы никогда не нагревались выше температуры закрытия трековой системы в апатите (~80–120° С), что практически невозможно при собственно тектонических деформациях.

2. Наблюдаемые вариации вергентности складок на острове Новая Сибирь не характерны для обыкновенных складчатых поясов.

3. Нелитифицированность осадков в складчатых комплексах острова.

4. Локальность проявления складчато-надвиговых деформаций.

Работа выполнена в рамках тем госзадания № 0135-2016-0022, №0135-2018-0034, №0135-2016-0024 Геологического института РАН. Полевые и аналитические работы финансировались по договору с ООО «РН-Шельф-Арктика».

Литература

1. *Басилян А.Э., Никольский П.А.* Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76–84.

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

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

4. *Гросвальд М.Г.* Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и прилегающего шельфа // *Докл. АН 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: материалы XLVI тектон. совещ.* Т. 1. М.: ГЕОС, 20014. С. 104–106.

6. *Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М.: Мингео, 1986. 106 с.

7. *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. Vol. 19. P. 901–919.

В.В. Голозубов¹

Современные горизонтальные перемещения в зоне влияния Исландского плюма

Взаимодействие субвертикального и горизонтального мантийных течений – плюмового и плейт-тектонического – наиболее ярко проявлено на о. Исландия, где имеет место очень обильный, “несрединноокеанический” вулканизм, и происходит заметный изгиб оси Срединно-Атлантического спрединга, путем небольших скачков в восточном направлении (рис. 1). Этот изгиб В.Н. Пучков [1] объясняет медленным дрейфом хребта в западном направлении, причем стоящий на месте плюм, по его мнению, “притягивает”, затормаживает и изгибает ось хребта, который является механически наиболее слабой частью системы. Примыкающий к острову с юга широтный участок хребта Рейкьянес и его северо-западное продолжение – хребет Колбеинсей соединяются в юго-восточной части острова, где предполагается выход плюма на поверхность и где ледником Ватнайокуль перекрыты кальдеры нескольких крупных действующих вулканов.

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН; golozubov@fegi.ru

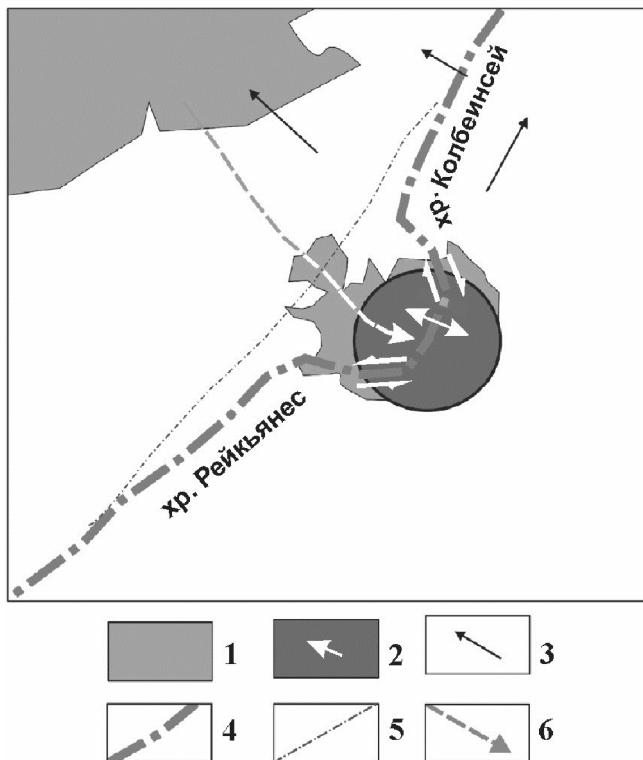


Рис. 1. Принципиальная модель распределения векторов движения плит в районе Исландского плюма, по [1], с дополнениями.

1 – островная суша; 2 – Исландский плюм и векторы смещения плит в зоне его влияния; 3 – векторы смещения плит; 4 – Срединно-Атлантический хребет. Стрелками показаны направления горизонтальной составляющей перемещений на искривленных его участках; 5 – гипотетическое положение современного рифта в случае, если бы его взаимодействия с плюмом не было; 6 – путь проекции плюма на дневную поверхность относительно движущейся Северо-Американской плиты; стрелка указывает направление уменьшения возраста вулканизма, связанного с плюмом, до нуля

С учетом данных многолетних космогеодезических измерений и анализа магнитных аномалий произведена количественная оценка вариации скоростей перемещения плит и перескоки оси СОХ в районе Исландии. На самом острове смещения идут сейчас примерно с равной скоростью 1 см/год в противоположных субширотных направлениях от оси. Таким образом, скорость спрединга составляет около 2 см/год. На хр. Колбеинсей скорость спрединга оценивается примерно так же: в

1.5–2 см/год. Однако сам хребет, так же как хр. Рейкьянес, за 20 млн лет переместился к ЗСЗ относительно практически неподвижного Исландского плюма на 300 км, так что скорость дрейфа СОХ составляет те же 1.5 см/год. Из этого вытекает интересный вывод: спрединг СОХ происходит почти исключительно за счет смещения Североамериканской плиты в ЗСЗ направлении, тогда как составляющая скорости Евразийской плиты, перпендикулярная СОХ, близка к нулю [1].

Изложенный выше вывод В.Н. Пучкова о том, что в течение последних 20 млн лет ось Срединно-Атлантического рифта над выходом Исландского плюма оставалась на месте, а за пределами его влияния как севернее, так и южнее острова перемещена на СЗ на значительное расстояние, находит прямое подтверждение при анализе доминирующих латеральных перемещений вдоль СОХ на участках их искривлений. Так, вдоль хребта Рейкьянес на участке его широтного простира-ния уверенно устанавливается левосдвиговая кинематика перемещений, в том числе – по закономерно ориентированным кулисообразным структурам растяжения (каковыми являются вулканические центры, а в более крупном масштабе – зияющие трещины). Об этом же свидетельствуют также результаты JPS – измерений [2] и данные о механизмах землетрясений на данном участке [3]. Вдоль хр. Колбеинсей на участке его СЗ простира-ния доминируют, напротив, правосторонние перемещения, что установлено, как и вдоль хр. Рейкьянес, по закономерно ориентированным кулисообразным эшелонированным структурам растяжения (каковыми являются вулканические центры). Особенно впечатляют эшелонированные трещины растяжения (своеобразные сколы Риделя), вдоль которых фонтанировала базальтовая лава при извержении вулкана Крафла на севере острова в январе 1981 г. (рис. 2). Правосторонние перемещения вдоль хр. Колбеинсей уже на северном шельфовом его продолжении, выделенном под названием разломной зоны Тьорнес (Tjörnes Fracture Zone), уверенно распознаются при расшифровке механизмов землетрясений [3].

Таким образом, обнажающийся в западной части о. Исландия фрагмент Северо-Американской плиты имеет близкую к клиновидной форму, при этом на острие клина располагается выход плюма на поверхность. При перемещении этого клина в ЗСЗ направлении (в процессе спрединга) вдоль северо-восточного его ограничения (хр. Колбеинсей) проявляется правосдвиговая компонента движений, в то время, как вдоль южной границы (хр. Рейкьянес) доминировали левосдвиговые перемещения. Латеральные перемещения происходили на фоне спредингового растяжения, то есть искривленные участки СОХ формировались в режиме транстенсии. Чисто раздвиговые деформации имеют место,



Рис. 2. Эшелонированные трещины растяжения, вдоль которых фонтанировала базальтовая лава. Вулкан Крафла, январь 1981 г., по [2]

по-видимому, лишь непосредственно над плюмом, в районе ледника Ватнайокуль.

Литература

1. Пучков В.Н. Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов. // Геотектоника. 2016. № 4. С. 88–104.

2. *Gudmundsson A.T.* Lebende Erde. Facetten der Geologie Islands. Reykjavik: Mal og menning, 2011. 408 p.

3. *Trønnes R.G.* Geology and geodynamics of Iceland. Nordic volcanological Institute, University of Iceland, 2003. (<https://notendur.hi.is>)

Н.А. Гордеев¹, С.А. Устинов²

Оценка напряженно-деформированного состояния массивов горных пород района Куйтунской вулканотектонической структуры (юго-восточное Забайкалье)

Введение. Куйтунская вулканотектоническая структура (ВТС) расположена в юго-восточной части Забайкальского края (Краснокаменский район) в пределах Аргунского локально-купольного поднятия, ограниченного с юга Южно-Аргунской, а с севера – Восточно-Урулюнгуевской впадинами [2]. Поднятие сложено в основном архей-протерозойскими и палеозойскими гранитоидами. Формирование Куйтунской ВТС происходило в период позднемезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) региона. Её положение контролируется узлом пересечения глубинных тектонических ослабленных зон: северо-западной (Кличкинско-Шахтаминской) и субширотной (Аргунской).

Проведенные ранее исследования показали, что металлогеническая специализация Куйтунской ВТС характеризуется перспективами обнаружения молибден-полиметаллических месторождений [4], а не месторождений урана, как это считалось ранее. С учетом перспектив обнаружения новых рудопроявлений и месторождений, для составления геологического обоснования и постановки задач оценочных и поисково-разведочных работ, а также в виду отсутствия достаточной для этого геологической и геолого-структурной информации, возникает необходимость выявления особенностей тектонического строения, проведения геодинамических реконструкций, оценки напряженно-деформированного состояния массивов горных пород на рассматриваемой территории.

В результате совместной полевой экспедиции ИГЕМ РАН и ИФЗ РАН, осуществленной в летний период 2018 г., были собраны данные,

¹ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; gord@ifz.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия

позволяющие провести реконструкции тектонических напряжений, которые представлены в данной работе.

Методика. В работе проведен анализ напряженно-деформированного состояния массивов горных пород в районе Куйтунской ВТС.

Для реконструкции напряженно-деформированного состояния применялся комплекс методов, включающих:

– метод кинематического анализа трещинных структур разрушения [1], который основан на анализе статистических, массовых измерениях зеркал скольжения (борозд перемещения на плоскостях трещин), а также плоскостях любого другого генезиса: плоскостях напластования, контактах пород разного генезиса и т.д.

– метод определения общего поля напряжений по данным локальных стресс-состояний [1], где используются коническая палетка О.И. Гущенко, на которой на нижнем вертикальном радиусе отмечены углы наклона к горизонту осей главных нормальных напряжений; поверхности конусов, наклоненных к горизонту под углами от 0° до 90° . По взаимоположению главных осей напряжения локальных стресс-состояний внутри конусов (внутри конуса должны находиться оси одного типа, это σ_1 или σ_3) определяется общее поле напряжений.

В представленной работе оси главных нормальных напряжений обозначаются – для алгебраически минимального сжатия (σ_1) – ось растяжения, для алгебраически максимального сжатия (σ_3) – ось сжатия.

Результаты полевых исследований. Проведенные нами полевые исследования показали следующие распределения природных индикаторов напряжения в районе Куйтунской ВТС, которые рассечены протяженными субширотными разрывами, и двумя разломами субмеридионального простирания.

Измерения индикаторов напряжений производились в трёх основных блоках: а) в массиве субвулканических образований приаргунской серии, относящейся к средней–верхней юре (точки наблюдения 21–23, 18–20); б) гранит-лейкогранитном массиве кукульбейского комплекса верхней юры (точки наблюдения 7–15 и 17), в) массиве субвулканических образований трахибазальт-трахидацитового приаргунского комплекса средней–верхней юры (точки наблюдения 1–6). В блоках типа «а» индикаторы напряжений сохранились в хорошем виде, породы слабовыветрелые, на плоскостях трещин местами было возможно измерить борозды по корочкам минерализации (карбонаты), местами – амплитуду смещения. В блоках типа «б» измерение было осложнено, так как породы сильно выветрелы, местами выветривание уничтожило плоскости трещин полностью. В блоках типа «в» замеры затруднялись незначительно, местами сохранились борозды, а плоскости трещин доста-

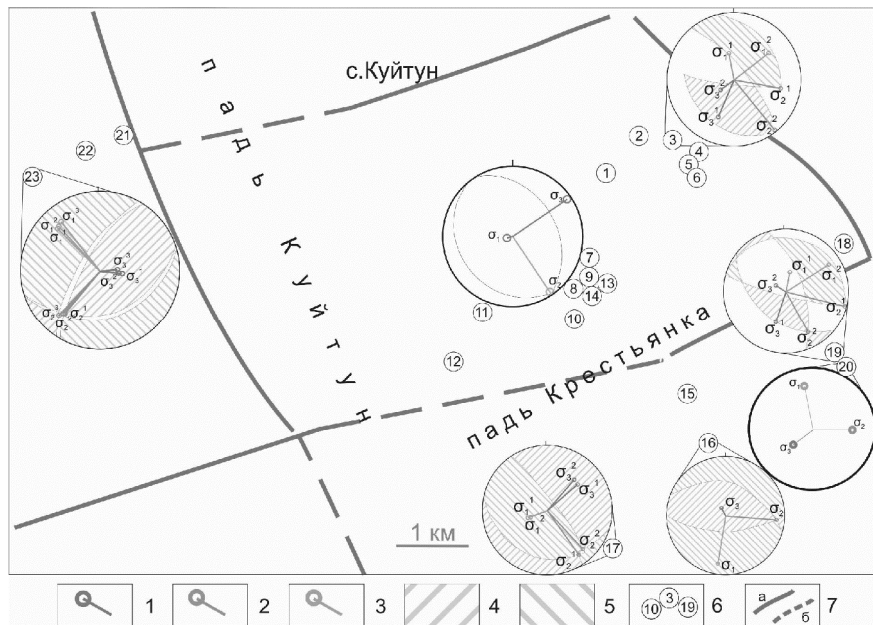


Рис. 1. Результаты реконструкций тектонических напряжений на территории исследования. Оси главных нормальных напряжений локального поля напряжений: 1 – сжатия (σ_3); 2 – промежуточная (σ_2); 3 – растяжения (σ_1); 4 – квадрант сжатия; 5 – квадрант растяжения; 6 – точки наблюдения, покрашенные по маршрутам; 7 – разрывы: а – проявленные на поверхности, б – разрывы погребенные

точно стабильны и упорядочены для получения достоверного результата.

Результаты реконструкции тектонических напряжений. Было проанализировано более 200 измерений индикаторов напряжений. Нами получено 7 основных реконструкций локальных стресс-состояний. В основном по району исследования преобладают субширотные и СВ-ЮЗ простирания осей максимального сжатия. При детальном рассмотрении реконструкций видно, что оси сжатия имеют хаотичное распределение для полигона в целом, и упорядоченное состояние для блоков, отделенных друг от друга разломами (рис. 1). Таким образом, получаем для группы точек 21–23 геодинамический тип взбросо-сдвиг с СЗ направлением сжатия, для точек 1–14 – сдвиг с диаметрально противоположным – СВ направлением сжатия, для точки 16 – сброс с субмеридиональным направлением растяжения, для точек 17–20 – взбросо-

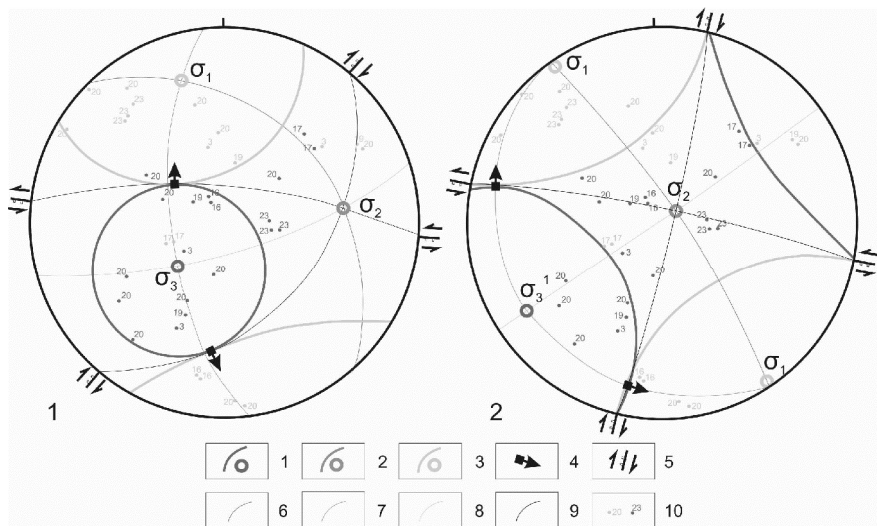


Рис. 2. Результаты реконструкций общего поля напряжений на территории исследования Куйтунской кальдеры. Оси главных нормальных напряжений общего поля напряжений: 1 – сжатия (σ_3); 2 – промежуточная (σ_2); 3 – растяжения (σ_1); 4 – τ_{max} общего поля напряжения; 5 – геодинамический режим сдвига с сбросом; 6–8 – плоскость действия осей: сжатия, промежуточной, растяжения; 9 – плоскость сместителя; оси главных нормальных напряжений локального уровня: 10 – растяжения (голубые), сжатия (красные)

сдвиги с диаметрально расходящимися осями сжатия СВ простирания, которые на качественном уровне имеют подчиненную роль к геодинамическому режиму 16-ой точки.

Согласно применению метода реконструкции общего поля напряжения, определено два варианта общего геодинамического режима (рис. 2): на первом господствует режим сбросо-сдвига, а во втором – сдвиговый. Для обоих режимов наблюдается стабильно горизонтальное растяжение СЗ простирания с небольшой вариацией вдоль горизонта. Возможна следующая интерпретация: режим сбросо-сдвига связан с ТМА, когда происходило формирование Куйтунской ВТС, то есть нами были зафиксированы палеоиндикаторы напряжений. Сдвиговый режим господствует в современный этап тектонической активизации, что находится в согласии с реконструкцией тектонических напряжений на более крупную территорию структурно-геоморфологическим методом [3].

Выводы. Проанализирован центральный участок Куйтунской ВТС. По результатам оценки напряженно-деформированного состояния массивов горных пород установлено, что в настоящее время на территории господствует преимущественно сдвиговый геодинамический режим. По субширотным разломам наблюдаются участки развития локальных поднятий в центральной, северо-восточной частях, а также участки развития локальных впадин в северо-западной и юго-восточной частях исследуемого полигона. Вероятно, это связано с современной активизацией разломов. На возможную активизацию разломов также указывает и реконструированный сдвиговый геодинамический режим. Восстановленный режим сбросо-сдвига и вариации сбросов локальных стресс-состояний, скорее всего, связаны со следами древней позднемезозойской активизации, которые были зафиксированы во время полевых работ.

Литература

1. *Гуценко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
2. *Ищукова Л.П., Игошин Ю.А., Авдеев Б.В. и др.* Геология Урулунгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 529 с.
3. *Петров В.А., Сим Л.А., Насимов Р.М., Шукин С.И.* Разломная тектоника, неотектонические напряжения и скрытое урановое месторождение в районе Стрельцовой кальдеры // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52. № 4. С. 310–320.
4. *Яровая Е.В., Устинов С.А., Петров В.А., Полуэктов В.В.* Металлогеническая характеристика и перспективы освоения района Куйтунской вулканотектонической структуры (юго-восточное Забайкалье) // Новое в познании процессов рудообразования: Восьмая Российская молодёжная научно-практическая Школа. Москва, 26–30 ноября 2018 г. Сборник материалов. Электрон. дан. (1 файл: 45 Мб) М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 430–433.

Монголо-Охотский палеоокеанический бассейн: палеогеодинамические реконструкции

Основные особенности исторического развития Монголо-Охотского океана и его обрамления ранее были опубликованы Л.П. Зоненшайном, М.И. Кузминым и Л.М. Натаповым [10], Г.С. Гусевым и В.Е. Хаиным [9], Л.М. Парфеновым с соавторами [15]. В монографии [10] представлены реконструкции Монголо-Охотского пояса на девон, раннюю пермь, поздний триас, позднюю юру и ранний мел. В статье [15] предполагается, что раскрытие Монголо-Охотского океана могло произойти в конце ордовика – начале силура, а палеотектонические реконструкции представлены примерно на те же самые возрастные подразделения, что и в монографии Л.П. Зоненшайна с соавторами – девон – ранний карбон, поздний карбон – средний триас, поздний триас – ранняя юра и средняя юра – ранний мел. В отличие от этих работ в статье [9] временной диапазон развития Монголо-Охотского океана и его обрамления значительно расширен – представлены палеогеодинамические схемы на поздний рифей, поздний рифей – венд, ранний–средний кембрий, средний и поздний палеозой, поздний триас – раннюю юру, среднюю юру – ранний мел.

С учетом дополнительных ретроспективных материалов нами разработана новая схема эволюции Монголо-Охотского океана (Агинский, центральный и восточный сегменты) – его северного и южного обрамления (в современных координатах).

1. Агинский сегмент: рифейские океанические (по петрографическим и петрогеохимическим показателям) низко- и высокотитанистые метабаазальты типа N-MORB, сланцы и яшмоиды кулиндинской свиты (в районе ст. Оловянная) [8]. Возраст по цирконам (по нашему мнению, омоложенный) вулканитов из низов кулиндинской свиты – 423.8 ± 4.5 – 440.5 ± 4.2 млн лет [7].

2. Центральный сегмент: рифейские океанические серпентинизированные ультрамафиты Молодовского офиолитового сегмента (р. Шилка) и метабаазальты типов N-MORB и T-MORB [8].

¹ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия; rbox74@mail.ru, onsirotkina@mail.ru, kilipko@rambler.ru

² МЦГК «Геокарт», Москва, Россия; centergeokart@mail.ru

³ Роснедра, Москва, Россия

3. Восточный сегмент: по [17], в Тукурингра-Джагдинской аккреционной призме типа В – преимущественно океанические породы с меньшей долей турбидитов (силур–пермь) и в Галамской аккреционной призме типа В – преимущественно океанические породы с меньшей долей турбидитов (кембрий – ранний карбон).

4. Северное обрамление: 4.1. Западный сегмент – два рифейских (?) аллохтонных линзовидных тела площадью 30 км² серпентинитов муйшинского комплекса [2], расположенные на расстоянии около 200 км к северу от Монголо-Охотского субдукционного шва на территории в западной части Витимо-Урюмской зоны Малхано-Становой мегазоны; вероятный возраст серпентинитов муйшинского комплекса, как и серпентинизированных ультрамафитов шаманского массива – первый позднерифейский [13]; 4.2. Западный и Центральный сегменты – пассивно-окраинные карбонатные и сланцевые образования позднерифейской иргаинской свиты [2] на всей территории Витимо-Урюмской зоны на расстоянии от 100–200 км к северу от Монголо-Охотского субдукционного шва; 4.3. Западный и Центральный сегменты – пассивно-окраинный чехол их терригенных отложений вендской тыпинской толщи [2] на площади Витимо-Урюмской зоны и Дарасунского района Дарасун-Могочинской (Пришилкинской) зоны; 4.4. Центральный сегмент – пассивно-окраинный чехол их терригенных отложений вендско-раннекембрийской нарегдинской толщи [2] на площади Витимо-Урюмской зоны; 4.5. Центральный сегмент – раннеордовикские активно-окраинные вулcano-плутонические гранитоиды крестовского и олекминского комплексов на территории Витимо-Урюмской и Дарасун-Могочинской (Пришилкинской) зон [2, 3]; 4.6. Западный и Центральный сегменты – гранитоиды активно-окраинного пояса – средне-позднекаменноугольные гранитоиды витимканского комплекса [1, 2] на площади Байкало-Муйской и Малхано-Становой мегазон; 4.6. Центральный сегмент – активно-окраинные вулcano-плутонические гранитоиды позднепермского амананского комплекса, раннетриасового нерчуганского комплекса, позднепермские вулканиты и субвулканиты чичаткинского комплекса, вулканиты и субвулканиты раннетриасовой джелиндинского комплекса, вулканиты куйтунской свиты [2, 3, 11]; 4.7. Восточный сегмент – раннекембрийские пассивно-окраинные карбонатные образования шевлинской толщи [5]; активно-окраинные вулcano-плутонического пояса раннемеловые гранитоиды тындинско-бара-канского комплекса [12] и вулканиты Бомнакской структуры [16].

5. Южное обрамление: 5.1. Западный сегмент – вендские пассивно-окраинные карбонатно-терригенные отложения куналейской толщи [6]; 5.2. Центральный сегмент – вендские пассивно-окраинные терриген-

ные отложения белетуйской свиты; раннекембрийские пассивно-окраинные карбонатно-терригенные отложения быстринской свиты и ранне-среднекембрийской ерниченской толщи [7] на территории Аргунской зоны; по палеомагнитным данным вендско-раннекембрийские отложения Аргунской зоны формировались в экваториальной области вблизи Сибирского палеоконтинента и ширина разделяющего эти единицы моря была незначительной [14]; раннепермские активно-окраинные гранитоиды ундинского комплекса, раннеюрские пассивно-окраинные терригенные отложения онтагаинской и средне-среднеюрской онон-борзинской серий [7]; 5.3. Восточный сегмент – силурийские пассивно-окраинные терригенные отложения омутнинской свиты; раннедевонские пассивно-окраинные терригенные отложения большеверской свиты, ранне-среднедевонские карбонатные отложения ильдижанской свиты, средне-позднедевонские пассивно-окраинные терригенные отложения ольдойской свиты, позднедевонской тепловской свиты и раннекаменноугольной типаринской свиты; поздне триасовые пассивно-окраинные терригенные отложения огонской и горбуновской свит; нижнеюрские, среднеюрские, средне-позднеюрские и позднеюрско-раннемеловые пассивно-окраинные терригенные отложения, раннемеловые активно-окраинные вулканы Умлекано-Огоджинского пояса [3].

В целом новые геологические данные свидетельствуют об эволюции Монголо-Охотского океана во временном диапазоне поздний рифей – ранний мел.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-49 – Чита / Гл. научн. ред. И.Н. Тихомиров. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2011. Объяснительная записка. 440 с. Карта на 5 листах.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 – Сре-тенск / Науч. ред. В.Е. Руденко, В.В. Старченко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. Объяснительная записка. 377 с. Карта на 7 листах.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51 – Сквородино / Гл науч. ред. А.С. Вольский. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. Объяснительная записка. 448 с. Карта на 7 листах.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-52 – Зeya / Науч. ред. А.С. Вольский. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. Объяснительная записка. 326 с. Карта на 5 листах.

5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-53 – Шантарские острова / Гл. науч. ред. Г.В. Роганов. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. Объяснительная записка. 380 с. Карта на 7 листах.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист M-49 – Петровск-Забайкальский / Гл. науч. ред. В.В. Старченко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. Объяснительная записка. 553 с. Карта на 5 листах

7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист M-50 – Борзя / Гл. науч. ред. В.В. Старченко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. Объяснительная записка. 337 с. Карта на 7 листах.

8. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимические условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–737.

9. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

10. Зоненшайн Л.П., М.И. Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. С. 306–318.

11. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 363–368.

12. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинско-бараканского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // ДАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.

13. Леснов Ф.П. Изотопный возраст цирконов из ультрамафитов Шаманского массива // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российская конференция по изотопной геохронологии. Москва, 5–7 июня 2018 г. Материалы конференции. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 191–193.

14. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Михальцев Н.Э. Геологическое строение и палеомагнетизм вендских и кембрийских отложений Аргунского террейна (Восточное Забайкалье) // ДАН. 2013. Т. 449. № 2. С. 189–195.

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

16. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Понамарчук В.А., Ларин А.М., Травин В.А. Позднемезозойские трахиандезиты Бомнакской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // ДАН. 2013. Т. 451. С. 560–564.

17. Geodynamics Map of Northeast Asia / Compiled by Leonid M. Parfenov, Akeksander I. Khanchuk, Combosuren Badarach, Robert J. Miller, Vera V. Nau-mova, Warren J. Nokleberg, Masatsugu Ogasawara, Andrey V. Prokopiev and Hongquan Yan, 2013. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3024, 2 sheets, scale 1:5 000 000, <http://pubs.usgs.gov/sim/3024/>.

Вклад сильнейших землетрясений в субдукционных зонах в оценки цунамиопасности морских побережий

Волны цунами, порождаемые сильными подводными землетрясениями, вулканическими извержениями, оползнями и обвалами представляют значительную угрозу для многих участков морского побережья, в первую очередь тех, которые имеют перед собой зоны субдукции. Эти зоны ответственны за возникновение более 80% всех цунами, возникших в Мировом океане за все время исторических наблюдений и более 90% сильных и разрушительных цунами.

Проблема эффективной защиты от этого стихийного бедствия осложняется редкостью его проявления на отдельном участке побережья. Даже в наиболее цунамиактивных районах Тихого океана (таких как Япония, Чили, Перу) сильные цунами с жертвами среди населения происходят раз в 30–50 лет, катастрофические – раз в 100–150 лет. Эти периоды намного превышают повторяемость, например, ураганов и наводнений и сопоставимы с периодами повторяемости землетрясений и вулканических извержений. Благодаря особенностям механизма возникновения, а также ввиду наличия постоянных возмущений уровня моря, обусловленных ветровым волнением, штормами и приливами, цунами обладают некоторым естественным порогом (по высоте), ниже которого они практически ненаблюдаемы, а выше него сразу становятся опасными. Отчасти поэтому при возникновении этого стихийного бедствия степень готовности населения к нему оказывается недопустимо низкой.

В работе [1] среди всех цунамигенных событий выделен класс особо опасных, трансокеанских цунами, характеризующихся предельно высокими заплесками (до 40–50 м) на протяженных участках побережья (до 500–1000 км), а также способностью сохранения разрушительного потенциала вплоть до противоположных берегов океанского бассейна. В общем числе цунамигенных событий, происшедших в Мировом океане за все время исторических наблюдений, доля таких событий составляет менее 1%, однако они ответственны за более чем половину от общего числа жертв цунами и за значительную долю наносимого материального ущерба.

¹ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия; gvk@sscc.ru

Источником таких трансокеанских цунами являются подводные мега-землетрясения с магнитудой 9.0 и выше, возникающие с повторяемостью от 200–300 до 1200–1500 лет на некоторых участках зон субдукции. В очагах таких землетрясений осуществляется магистральный разрыв вдоль главной литосферной границы, отделяющей поддвигающуюся океаническую кору от перекрывающего ее краевого клина континентальной литосферы, дислокационные смещения по которому могут достигать 25–50 и более метров. Относительная скорость плит в районах субдукции варьируется в довольно широких пределах, от 25 до 100 мм в год. Тогда в предположении, что все накопленные напряжения освобождаются только в очагах сильнейших землетрясений, их период повторяемости должен быть в пределах от 1000 до 250 лет. Если часть деформаций освобождается в виде асейсмического крипа и в очагах меньших землетрясений, тогда период повторения может быть еще более длительным. Фактический интервал времени между двумя последовательными мега-событиями изменяется в весьма широких пределах – для уже известных исторических событий от 215 лет (Камчатка 1737 и 1952), до 1142 лет (Тохоку 869 и 2011). В субдукционной зоне Каскадия на северо-западе США средний интервал повторяемости порядка 650 лет, однако, фактические промежутки времени между двумя последовательными событиями, восстановленные по геологическим данным, изменяются в пределах от 300 до 1500 лет [2].

К концу XX столетия было известно только четыре мега-землетрясения класса M9 (Камчатка 1952, Алеуты 1957, Чили 1960 и Аляска 1964). При анализе мест их возникновения было обнаружено, что все они произошли в зонах субдукции, характеризующихся возрастом менее 80 млн лет и скоростью поддвига более 5 см/год [3]. Под это были подведены и некоторые физические основания, одно из которых состояло в том, что более молодая кора является более горячей и, следовательно, менее плотной, требуя, таким образом, больших усилий при погружении под континентальную кору. Однако это правило возраста не сработало в случае двух мега-землетрясений, случившихся в начале XXI века (Суматра 2004, Япония 2011).

Современная точка зрения на возникновение субдукционных мега-землетрясений, список которых в последнее десятилетие значительно расширился (см. табл.), состоит в том, что практически все участки зон субдукции должны рассматриваться как возможные места возникновения мега-землетрясений с магнитудой 9+. Похоже, что единственной причиной отсутствия таких событий в некоторых зонах является недостаточная длина инструментальных и исторических каталогов, которые в большинстве регионов существенно короче, чем ожидаемый

Таблица. Список исторически известных трансокеанских цунами и их основные параметры: M – магнитуда землетрясения, H_{mNF} – максимальная высота цунами в ближней зоне, H_{mFF} – максимальная высота цунами в дальней зоне (более 5000 км от очага), FAT – число жертв, прочерк в столбцах означает отсутствие данных

Дата и местоположение	M	H_{mNF} , м	H_{mFF} , м	FAT
24 ноября 1604, Перу	9	10-15	-	74
26 января 1700, Каскадия	9	10	2-4	-
8 июля 1730, Чили	9+	>10	2-3	3
17 октября 1737, Камчатка	9	63	12-15	-
29 октября 1746, Перу	9+	24	-	4800
1 ноября 1755, Лиссабон	9	30	7	~10000
6 августа 1788, Алеуты	9	88	-	-
7 ноября 1837, Чили	8.5	8	6	62
13 августа 1868, Чили	9	15	5.5	619
9 мая 1877, Чили	9	24	12	562
15 июня 1896, Япония	7.6	38.2	9.0	27122
1 апреля 1946, Алеуты	8.6	42.2	20.0	167
4 ноября 1952, Камчатка	9.0	18	9.1	>10000
9 марта 1957, Алеуты	9.1	22.8	16.1	0
22 мая 1960, Чили	9.6	15.2	10.7	1,283
28 марта 1964, Аляска	9.3	68	4.9	124
26 декабря 2004, Суматра	9.0	50.9	9.6	227899
11 марта 2011, Тохоку	9.0	38.9	3.0	18454

период повторяемости таких мега-землетрясений, а также недостаточная изученность их палеопроявлений.

Главная проблема оценки цунамиопасности океанического побережья, имеющего перед собой зону субдукции, состоит в получении реалистичных оценок места и времени возникновения в ближайших сегментах этой зоны мега-землетрясения с магнитудой 9.0 и выше. Получение таких оценок представляет собой сложную научно-практическую проблему и фактически сводится к решению задачи долгосрочного прогноза сильнейших землетрясений. Карты сейсмоопасности и цунамиопасности любого масштаба, построенные без учета возможности и вероятности возникновения мега-землетрясений, будут значительно недооценивать реальную опасность цунами и землетрясений.

Исследования, изложенные в докладе, выполнены при поддержке гранта РФФИ 16-05-00450.

Литература

1. Гусяков В.К. Сильнейшие цунами мирового океана и проблема безопасности морских побережий // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 90. № 5. С. 496–507.
2. Goldfinger C., Nelson C., Johnson J. Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites // Ann. Rev. Geophys. 2003. Vol. 31. P. 555–577.
3. Ruff L., Kanamori H. Seismicity and the subduction process // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1980. Vol. 23. Is. 3. P. 240–252.

М.К. Данукалова¹, А.Б. Кузьмичев

Пермские отложения в естественных выходах на западной периферии моря Лаптевых (кряж Прончищева, мыс Цветкова): стратиграфия и палеогеография

Согласно мнению специалистов «Роснефти» [1], осадочный чехол в западной части Лаптевоморского региона, который вычленяется по сейсмическим данным, начинается с терригенных отложений пермского возраста. Пермские толщи на акватории считаются перспективными с точки зрения потенциальной нефтегазоносности [1, 2], по аналогии с одновозрастными породами Енисей-Хатангского и Лено-Анабарского прогибов. При этом опубликованная информация об их строении основана преимущественно на результатах буровых работ середины прошлого века и неполна. В докладе обобщены данные, полученные авторами при изучении естественных обнажений на юго-востоке Таймыра (район мыса Цветкова) и на севере Сибири (кряж Прончищева). Последний представляет собой единственное место вблизи юго-западного берега моря Лаптевых, где пермские породы выходят на дневную поверхность. Окрестности м. Цветкова – единственный район Восточного Таймыра, где пермь обнажена в морских обрывах.

В обоих районах видимый разрез перми, сложенный полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами в разных сочетаниях, можно разделить на три толщи сходного стратиграфического распространения (для кряжа Прончищева – с некоторой долей условности и только на разрезе). Их границы обоснованы по новым находкам макрофауны.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; danukalovamk@yandex.ru

(1) Верхняя часть нижней перми (здесь и далее – по ОСШ 2006 г.) – толща с заметным количеством песчаников. На ЮВ Таймыре (>500 м) характеризуется регрессивными ритмами и содержит редкие прослои углей. Морская фауна присутствует только в верхней части толщи. По седиментационным особенностям интерпретирована как дельтовая. На крыже Прончищева эта часть разреза очень плохо обнажена. Фауна в ней нами не обнаружена; по данным [3] здесь встречены брахиоподы кунгурского–уфимского ярусов. Судя по фрагментарным обнажениям, в строении толщи участвуют косоугольные и биотурбированные песчаники (пласты мощностью до нескольких метров), пачки тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов, в единичных случаях наблюдались развалы полимиктовых конгломератов и гравелитов и высыпки угля. Мощность толщи, по приблизительным оценкам, аналогична таковой в районе м. Цветкова; ее образование происходило в мелководно-морских условиях. (2) Средняя пермь – низы верхней перми – наиболее трансгрессивная часть разреза, представлена в обоих районах открыто-морскими фациями. Четкую подошву толщи, однако, ни в одном из изученных районов провести нельзя. Явные литологические отличия заметны только в верхней части разреза, где заметно преобладают тонкообломочные породы, есть карбонатные конкреции и прослойки, а песчаники, как правило, маломощны и редки. Общая мощность толщи на ЮВ Таймыре не менее 800 м, на крыже Прончищева – 490 м. (3) Верхняя пермь. На крыже Прончищева в этой толще (380 м) резко преобладают песчаники с крупномасштабной косоугольной слоистостью. Интерпретированы как прибрежно-морские (баровые?). В окрестностях м. Цветкова толща (220 м) имеет двучленное строение: в нижней половине распространены песчаники, аналогичные вышеописанным; в верхней – серия маломощных регрессивных ритмов без морской фауны, но с тонкими редкими прослоями угля.

Сопоставление изученных пермских разрезов между собой и с опубликованными данными по скважинам севера Сибири и по обнажениям в пределах Горного Таймыра позволило сделать следующие выводы. Формирование рассматриваемых в докладе толщ происходило в едином мелководном морском бассейне, вблизи береговой линии, которая имела форму выгнутой на запад дуги. В направлении на северо-запад, запад и юг (в современных координатах) прибрежно-морские и морские фации сменялись континентальными. В средней перми – начале поздней перми морской бассейн занимал большую площадь. Такой дугообразный изгиб можно интерпретировать как залив Пацифики. Увеличение мощностей пермских отложений к востоку–северо-востоку от крыжа Прончищева указывает на постепенный переход к пассивной

окраине Сибири, что подтверждается преобладанием североверхоянских видов двустворок на территории кряжа. Таким образом, можно предполагать, что в современном структурном плане продолжение Верхоянской окраины прослеживается от низовьев р. Лена на ЗСЗ в сторону Хатангского залива, и далее поворачивает на северо-восток. Следовательно, в западной и центральной частях акватории моря Лаптевых можно ожидать распространение пород верхоянского комплекса, деформированных в позднеюрское–раннемеловое время. Это согласуется с построениями С.С. Драчева [4] и существенно понижает перспективы нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых.

Анализ возрастных популяций детритовых цирконов из пермских песчаников кряжа Прончищева (авторские данные), Южного Таймыра и севера Сибири [5, 6] показывает, что транспорт кластики во все перечисленные регионы осуществлялся с Северо-Таймырского орогена. Однако прямой транспорт с восточной части этого орогена, очевидный для юго-восточного Таймыра, для севера Сибири маловероятен, так как при этом кластика должна пересечь постулируемый залив. Мы предполагаем, что обломочный материал на территорию современного кряжа Прончищева переносился реками с западной части Северо-Таймырского орогена.

Авторы признательны А.С. Бякову (СВКНИИ ДВО РАН) и В.Г. Ганелину (ГИН РАН) за изучение коллекций фауны (двустворок и брахиопод, соответственно). Работа выполнена при поддержке РФФ (грант № 17-77-10123).

Литература

1. Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 2010. № 1. С. 20–28.
2. Пронкин А., Савченко В., Шумский Б. Перспективы нефтегазоносности Хатангского залива // *Offshore (Russia)*. 2013. С. 18–22.
3. Проскурнин В.Ф., Шкарубо С.И., Заварзина Г.А., Нагайцева Н.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-50. Усть-Оленёк. Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2017. 264 с.
4. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., et al. (eds.). *Arctic Petroleum Geology* // *Geol. Soc. London. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 369–394.
5. Ershova V.B., Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Tuchkova M.I., Fedorov P.V., Kazakova G.G., Shishlov S.B., O'Sullivan P. Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 691. P. 220–233.

К.Е. Дегтярев¹, В.В. Ярмолюк²

Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация, особенности тектонической эволюции

Рассмотрены докембрийские террейны, располагающиеся среди палеозойских складчатых структур Центрально-Азиатского орогенного пояса. Проведена типизация и сравнительная характеристика докембрийских террейнов различных частей пояса, реконструированы особенности их эволюции. Показано, что докембрийские террейны являются фрагментами структур двух типов, сложенных в одном случае существенно ювенильной неопротерозойской корой, в другом – мезо- и раннеопротерозойской корой, формировавшейся в основном за счет переработки раннедокембрийских образований. Террейны с ювенильной неопротерозойской корой, расположенные в центральной и восточной частях Центрально-Азиатского пояса, зародились в океаническом секторе Земли, их становление было связано с двумя циклами тектогенеза: ранне- и позднеопротерозойским с продолжительностью каждого до 200 млн лет. Террейны с мезо- и раннеопротерозойской корой, находящиеся в основном в западной части пояса, возникли в континентальном секторе Земли и на протяжении неопротерозоя характеризовались режимом внутриконтинентального развития. В эволюции террейнов различных частей Центрально-Азиатского пояса выделен общий рубеж в интервале 800–700 млн лет, с которым связано формирование рифтовых зон и проявления внутриплитного магматизма, совпадающие по времени с расколом суперконтинента Родиния. Проведенные исследования позволяют связать историю формирования докембрийских террейнов Центрально-Азиатского пояса с процессами, протекавшими в краевой Сибирско-Таримской части Родинии и прилегающем к нему секторе палеоокеана.

Предложена модель, в соответствии с которой развитие крупнейших докембрийских террейнов пояса началось с процессов их ранне-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

неопротерозойской аккреции к суперконтиненту Родиния. Последовавшее в конце раннего неопротерозоя дробление последнего над мантийным суперплюмом затронуло также новообразованную складчатую область. Это привело к образованию террейнов, включавших как фрагменты палеопротерозойского кратона, так и собственно раннеопротерозойские структуры. Последующее объединение этих осколков докембрийской коры в составные террейны, по-видимому, происходило в конце раннебайкальской фазы тектогенеза.

Работа выполнена за счет средств РФ (проекты № 14-17-00058, 16-17-10186).

**Л.И. Демина¹, В.С. Захаров^{1,2}, М.Ю. Промылова¹,
С.П. Завьялов¹, Н.В. Кретов¹**

Зональный метаморфизм Северного Таймыра по геолого-петрологическим данным и результатам компьютерного моделирования

В составе Таймырской складчатой области северного обрамления Сибирской платформы выделяются три зоны – Северо-, Центрально- и Южно-Таймырские. Границами зон являются крупные надвиги: Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский [2].

Нами изучался метаморфизм Северо-Таймырской зоны, которая сложена ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами харитоновской серии, кристаллическими сланцами и гнейсами карской серии, а также амфиболитами и амфиболбиотитовыми кристаллическими сланцами тревожниской серии [1, 5] и представляет собой пассивную окраину Карского континента [2]. Наиболее яркой ее особенностью является наличие метаморфической зональности от слабоизмененных пород до их гранитизированных разновидностей, что отмечалось ранее [2, 3, 5, 8, 9]. В районе Берега Харитона Лаптева, бухты Воскресенского и бассейнов рек Ленивой, Медвежьей, Гранатовой нами были выделены следующие зоны метаморфизма, на-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; lidem06@rambler.ru, mary.promyslova@gmail.com, serhantes91@gmail.com, kretov995@gmail.com

² Университет «Дубна», Московская область, Дубна; zakharov@geol.msu.ru

звания кото-рых даны по парагенезисам бедных кальцием первично терригенных пород, существенно преобладающих в районе: зона I – серицит-хлоритовая; зона II – хлорит-биотитовая; зона III – хлорит-биотит-гранатовая; зона IV – ставролитовая; зона V – гранат-биотит-мусковит-кианитовая; зона VI – гранат-биотит-мусковит-силлиманитовая и зона VII – гранат-биотит-ортоклазовая. Метаморфизм относится к кианит-силлиманитовому типу умеренных давлений. Термодинамические параметры оцениваются в интервалах температур от 300 до 720°C, а давления – от 3.5 до 7.2 кбар (рисунок).

Характерной особенностью метаморфической зональности района является секущее положение границ разных зон по отношению к стратиграфическим границам, что хорошо видно в обнажениях каньонов р. Ленивой и берегов бухты Воскресенского. Вместе с тем, наиболее высокометаморфизованные породы зон V–VII в районе порогов р. Ленивой, устья р. Медвежьей и в долине р. Гранатовой приурочены, вероятно, к наиболее глубоким частям разреза, где присутствуют также и метабазиты.

Процессы гранитизации широко проявлены в пределах V–VII зон. В зоне V гранитизация выражается в пегматитизации метаморфических пород. Мигматиты встречаются лишь в контакте с гранито-гнейсами г. Медвежьей. В зонах VI и VII мигматизация выражена очень ярко. В обнажениях восточного склона г. Медвежьей хорошо видно, что гранито-гнейсы, слагающие гору, наследуют полосчатость и состав вмещающих толщ. В контактах с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами образуются щелочные амфиболсодержащие гранито-гнейсы с порфиробластами розового калиевого полевого шпата размером до 5 см. Возрастание щелочности гранитизированных пород в контактах с метабазитами свидетельствует об инфильтрационном характере гранитизации и объясняется кислотно-основным взаимодействием компонентов флюида [7]. Таким образом, тепловой поток при метаморфизме создавался не только за счет теплопроводности, а также в связи с миграцией магм и флюидов.

В гранат-биотит-ортоклазовой зоне широко развиты автохтонные и параавтохтонные массивы гранитоидов [1, 2, 8], границы которых в целом конкордантны метаморфическим. Возраст гранитоидов составляет 285–306 млн лет, а их образование связывается с коллизией Карского и Сибирского континентов [2]. К этому же периоду относится и формирование метаморфической зональности Северного Таймыра.

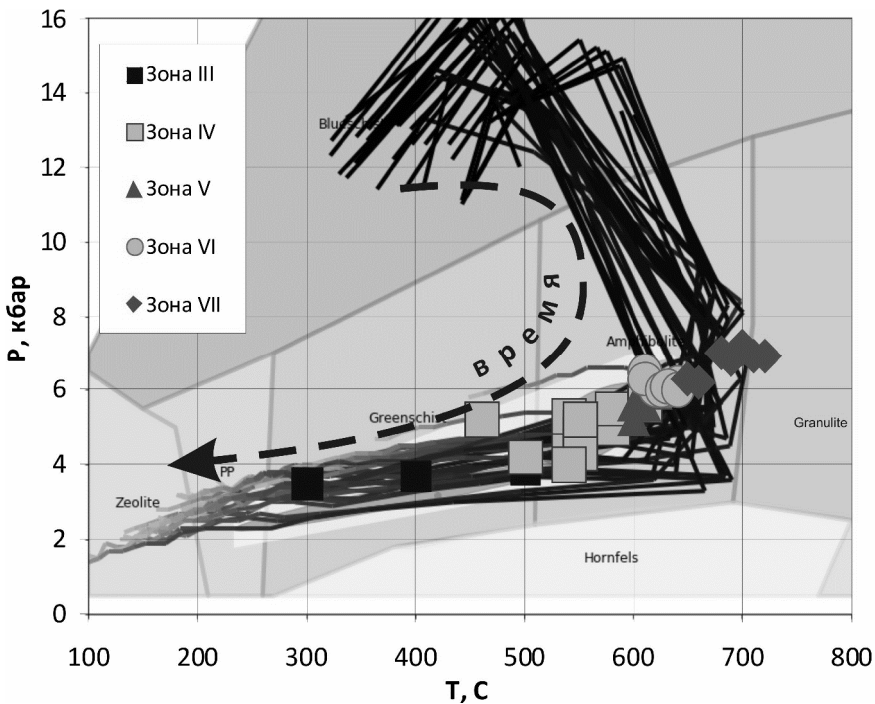


Рисунок. P - T -параметры метаморфизма Северо-Таймырской зоны и P - T - t -тренды, полученные по результатам моделирования

Для объяснения особенностей метаморфизма региона проводилось численное суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии с использованием оригинального кода, предоставленного Т.В. Герей [10]. В модели рассмотрено два блока континентальной литосферы мощностью 100–200 км, разделенные океаническим бассейном. В ходе конвергенции со скоростью 3–5 см/год происходит субдукция океанической литосферы под активную окраину правого континента, после закрытия океанического бассейна начинается континентальная коллизия. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в работе [6, 11].

Результаты моделирования показывают, что в процессе коллизии происходит формирование коллизионного орогена высотой до 4–5 км. На ранних стадиях коллизии происходит частичное погружение континентальной литосферы левого континента, которая увлекает за собой пассивную окраину, создавая условия для магматизма [4]. Кроме того, в недрах орогена на границе с областью плавления коры создаются ус-

ловия для зонального метаморфизма. Породы верхней континентальной коры погружаются на глубины до 40 км, затем происходит достаточно быстрый (порядка 1 млн лет) подъем с последующим продолжительным (порядка 10 млн лет и более) пребыванием в поле температурного градиента, что приводит к формированию метаморфической зональности.

Полученные в результате моделирования P – T – t -тренды в целом достаточно хорошо соответствуют наблюдаемой зональности метаморфизма Северного Таймыра (рисунок). Традиционно подобная зональность относится к прогрессивному типу метаморфизма, протекающего с повышением P – T -условий. Результаты численного геодинамического моделирования могут представить дополнительную оценку возможности образования характерной зональности на нисходящей ветви P – T – t -тренда метаморфизма.

Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

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 ОИГТМ, 1996. 201 с.
3. Демина Л.И., Белов В.П. Метаморфическая зональность Северо-Западного Таймыра // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 54. Вып. 5. 1979. С. 55–66.
4. Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2018. № 1. С. 15–24.
5. Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.
6. Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П. и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2015. № 2. С. 3–9.
7. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие в минералообразующих системах. М.: Наука, 1994. 223 с.
8. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск: ККИ, 1972. 130 с.
9. Шулятин О.Г., Захаров Ю.И. Метаморфические пояса Таймырской складчатой области // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 182–195.
10. Gerya T.V., Yuen D.A. // Phys. Earth Planet. Interiors. 2003. Vol. 140. P. 293–318.

И.М. Дербек¹

Влияние взаимозависимых структур на постмезозойскую эволюцию восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (постановка проблемы)

Северное обрамление восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) представлено двумя супертеррейнами: Селенгино-Становым (ССС) и Джугджуро-Становым (ДСС), которые являются юго-восточной составляющей Северо-Азиатского кратона. Вдоль южной границы МООП выделяются супертеррейны: Аргунский и Буряя-Цязмусинский, разделённые Южномонгольско-Хинганским орогенным поясом (рисунок). В строении всех этих структур присутствуют раннедокембрийские комплексы, неоднократно подвергавшиеся тектоническим перестройкам и магматическим обновлениям, которые наиболее ярко проявились в конце мезозое. В пределах ДСС и в южном обрамлении МООП площадное распространение мезозойских магматитов составляет более 50% территории. Показано [7], что вдоль восточного звена МООП, начиная с границы поздняя юра – ранний мел, происходили синхронные процессы, сопровождающиеся становлением равнозначных по времени и вещественному составу магматических комплексов. Формирование магматитов происходило в следующие временные этапы: 145–138 млн лет – адакитоподобные вулканоплутонические комплексы; 140–122 млн лет – дифференцированные вулканоплутонические и плутонические комплексы. По своим геохимическим характеристикам эти породы соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа. А 119 млн лет назад начинается формирование контрастного магматизма, который продолжался до начала позднего мела (97 млн лет) и сопровождал закрытие Монголо-Охотского бассейна [11]. И только 94 млн лет назад происходило становление рифтогенного внутриплитного комплекса трахиандезитов–абсарокитов

¹ Институт геологии и природопользования (ИГИП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия; derbeko@mail.ru

[8]. Площадное распространение этих пород вдоль южного обрамления МООП обрезается на востоке структурой Бурей-Цзямусинского супертеррейна (рисунок), в пределах которого позднемезозойские магматиты асинхронны по времени формирования породам вышеперечисленных комплексов [7, 11]. Вдоль северного обрамления пояса распространение вышеперечисленных пород обрезается на западе структурой ССС, в пределах которого широко развиты магматиты, известные в литературе как Селенгино Витимский вулcano-плутонический пояс (СВВП) [4]. На ранних стадиях его развития (C_2 – P_2), западнее 120 меридиана в пределах МООП, формировались породы известково-щелочных и бимодальных вулcano-плутонических серий. На поздней стадии (Т) формировались образования бимодальных магматических серий [4 и др.]. На территории восточного окончания СВВП магматиты аналогичны интрузивным образованиям, развитым на территории Забайкалья – западнее 120 меридиана [6, 10 и др.]. Северная граница между ССС и ДСС представлена зоной Джелтулакского разлома корового заложения [5]. Хотя есть предположение, что на отдельных участках на глубине он связан с Южно-Тукурингским и Гилуиским литосферными разломами [5]. В пределах зоны Джелтулакского разлома широко развиты милониты, бластомилониты, бластокатаклазиты, зоны послонного расщепления, кремне-щелочной метасоматоз. Возраст цирконов из бластомилонитов определённый U–Pb методом показал, что здесь присутствуют образования различного возраста: 1960–1930, 1750–1700, 1600–1500 млн лет (определения по цирконам), 2000–1350 млн лет (по пироклорам) [1]. Палеозойские интрузивные комплексы к югу от зоны разлома представлены основными–кислыми магматитами повышенной щелочности, а на северо-западном фланге – сиенитами. К северу от Джелтулакского разлома палеозойские образования не установлены, здесь широко проявлен позднемезозойский магматизм: позднеюрские–раннемеловые вулcano-плутонические комплексы, которые аналогичны образованиям, развитым вдоль южного обрамления МООП [7].

На юге территория восточного фланга ССС через Северо-Тукурингский разлом граничит с МООП. Вдоль этой границы выделяется устьгилюйская толща, сложенная метаморфизованными в амфиболитовой фации осадочными и вулcanoгенными породами, которые образуют структуру протяжённостью 800 км при ширине до 50 км (рисунок). Геохронологические U–Pb и изотопно-геохимические (Sm–Nd) исследования пород устьгилюйской толщи [3] указывают на присутствие метавулканических пород с возрастом 193 ± 1 млн лет; гранитоидов с возрастом 370 млн лет, которые характеризуются минимальными

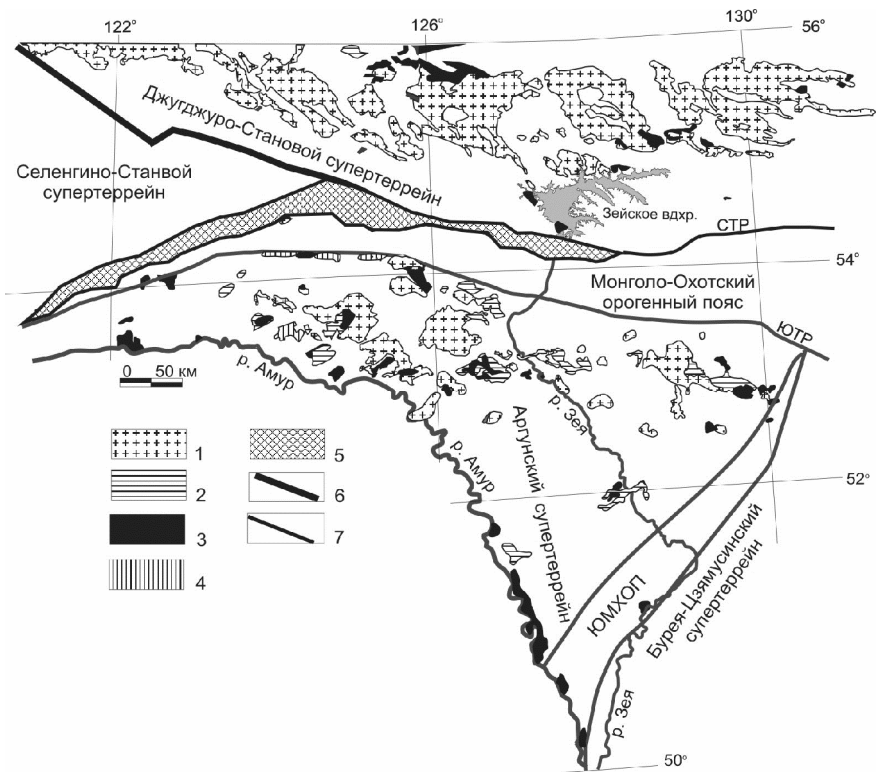


Рисунок. Схема тектонического районирования западного фланга восточного звена МООП и магматических образований в его обрамлении. Магматиты: 1 – известково-щелочные гранитоиды (145–126 млн лет); 2 – известково-щелочные вулканиты (130–122 млн лет); 3 – породы бимодальной серии (119–97 млн лет); 4 – трахиандезиты–абсарокиты (94–88 млн лет); 5 – область распространения пород усть-гилуйской толщи по [3]. Разломы: 6 – Джелтулакский; 7 – прочие (СТР – Северо-Тукурингрский, ЮТР – Южно-Тукурингрский)

$tNd(DM) = 1.1$ млрд. лет, т.е. присутствуют породы с возрастом 1.1–0.4 млрд лет. По значениям $tNd(DM)$ метаморфические породы толщи распадаются на две группы с $tNd(DM) = 1.1–1.9$ и $tNd(DM) = 2.5–3.1$ млрд лет. При этом авторы [3] отмечают, что четкого пространственного распределения образований с позднеархейскими и протерозойскими значениями $tNd(DM)$ не выявляется. Эти данные позволили им сделать следующие выводы [3]: 1) в устьгилуйскую толщу объединены породы разного возраста; 2) она представляет собой тектонический меланж, сложенный метаморфизованными породами мезозойского, палеозой-

ского и раннедокембрийского возрастов; 3) образование этой зоны произошло в мезозое, в ходе позднеюрских–раннемеловых коллизионных процессов. Так как магматические процессы в северном и южном обрамлении МООП происходили синхронно и были связаны с закрытием Монголо-Охотского бассейна [7, 11], то следует предположить, что положение структуры ССС на тот момент не соответствовало современному состоянию. Что эта структура, уже после завершения позднемезозойского магматизма, «вклинилась», фактически отрезав западный фланг северного обрамления МООП от «тела» самого пояса. По данным геофизики [9] рассматриваемая территория является северной границей восточной части ЦАСП. Это сложно построенная зона, которой «присуща неоднородная слоистая структура литосферы, что является признаком горизонтальных перемещений в земной коре и в подкоровом пространстве [9]». «В пределах зоны существуют глубинные наклонные границы раздела как современного, так и более раннего заложения. Современные (позднекайнозойские) границы имеют южное падение, палеограницы – северное [9]». Что же могло явиться «движущей силой»? Вероятно, западный фрагмент области сочленения структур Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы в кайнозое подвергался влиянию коллизионных процессов, происходящих между взаимозависимыми Индийской и Евразийской плитами [2]. Для рассматриваемой территории подобное влияние не установлено. Поэтому вопрос о «движущей силе» для восточного фланга ССС остаётся открытым и является одной из проблем эволюции МООП пояса в постмезозойское время.

Литература

1. *Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В., Собаченко В.Н.* Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Та-Nb-Zr месторождения // Геология рудных месторождений. 1993. № 2. С. 115–131.
2. *Буслов М.М., Травин А.В., Абилдаева М.А., Рубанова Е.С.* Позднепалеозойская покровно-сдвиговая тектоника Алтае-Саянской складчатой области: эффект дальнего воздействия конвергенции континентальных плит // *Материалы совещания. Вып. 15.* Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 20–23.
3. *Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* О возрасте устьгилойской толщи станового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2012. Т. 444. № 4. С. 402–406.

4. *Гордиенко И.В., Кузьмин М. И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. С. 1545–1562.

5. *Горошко М.В., Каплун В. Б., Малышев Ю. Ф.* Желтулакский разлом: глубинное строение, эволюция, металлогения // Литосфера. 2010. № 6. С. 38–54.

6. *Дербек И.М.* К вопросу о выделении северо-восточного фланга Селенгино-Витимского ВПП на территории Амурской области // Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород. СПб: СПГУ, 1998. С. 92.

7. *Дербек И.М.* Магматизм, как показатель синхронных геодинамических событий в обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса // Материалы I Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2018. С. 142–146.

8. *Дербек И.М., Маркевич В.С.* Позднемеловой субщелочной вулканизм южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Естественные и технические науки. 2013. № 2 (64). С. 135–143.

9. *Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф.* Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.

10. *Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и тектоническое положение гранитов и вулканитов восточного окончания Селенгино-Витимского вулcano-плутонического пояса // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 363–368.

11. *Derbeko I.M.* Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin // Updates in volcanology – a comprehensive approach to volcanological problems. Croatia, Rijeka: In Tech. 2012. P. 99–124.

**Смена геодинамической обстановки конвергентной
границы на трансформную в зоне перехода Тихий океан □
Евразия в середине мела; причины, следствия**

Многочисленными работами еще в 90-е годы прошлого столетия на основе геолого-структурных и биостратиграфических данных, в первую очередь, а затем и геохимических было показано, что в юрско-меловое время развитие восточной окраины Евразии от Омолонского массива на севере до Южного Китая на юге характеризовалось как конвергентной, так и трансформной геодинамическими обстановками, сменяющимися друг друга и в пространстве, и во времени [5, 6 и др.]. Наиболее изученной как палеоаналог трансформной геодинамической обстановки является Бурей-Сихотэ-Алиньская часть евразийской окраины, для которой характерны проявления своеобразного по составу вулканизма – его продукты представлены сериями от базальтов до риолитов, сочетающих в себе геохимические признаки субдукционных и внутриплитных источников, и приурочены они к разломам, ограничивающим бассейны синсдвигового растяжения, неравномерно распределенные вдоль трансформной границы [1]. В конце альба – сеномане на месте Бурей-Сихотэ-Алиньской окраины был образован Сихотэ-Алинь-Западно-Сахалинский орогенный пояс, в структуре которого совмещены террейны (фрагменты пород юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островных дуг и турбидитовых бассейнов), в результате крупномасштабных левых сдвигов вдоль палеотрансформной окраины. Первоначально вывод о значительном перемещении (более 1000 км) отдельных террейнов на север был сделан на основе геолого-структурных и биостратиграфических данных [2, 6 и др.]. К настоящему времени получено подтверждение значительных перемещений ряда террейнов в северном направлении вдоль континентальной окраины от 1000 до более 2500 км по палеомагнитным данным [4, 7, 12]. Для конца раннего мела такие же перемещения террейнов установлены в Японии к востоку от Медианного и Танакура разломов [13].

Смена конвергентного геодинамического режима на трансформный у восточноазиатской части евразийской окраины примерно 135 млн лет

¹ Институт тектоники и геофизики им.Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; itig@itig.as.khb.ru

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; office@fegi.ru

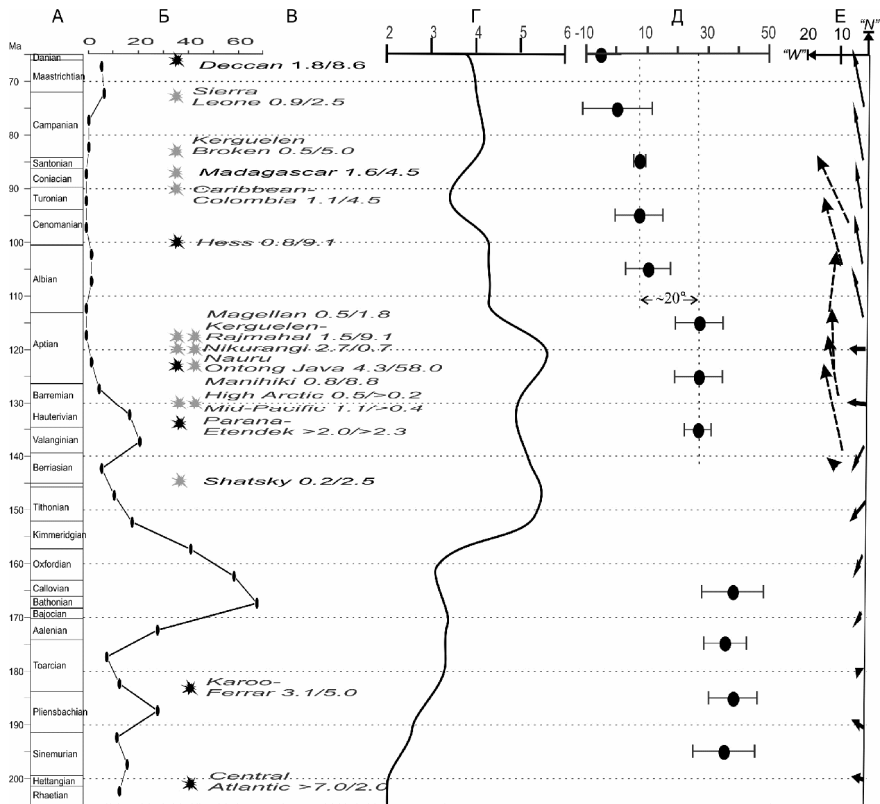


Рисунок. Событийная схема некоторых глобальных глубинных и поверхностных геодинамических процессов в юрско-меловое время.

А – хроностратиграфическая шкала [11]. Б – количество инверсий геомагнитного поля в каждые 5 млн лет, подсчитано на основе магнитостратиграфической шкалы [11]. В – положение крупных изверженных провинций на шкале времени (залитые значки – глобальные, незалитые – главные) [10 и др.] с указанием площади (числитель, Мкм²) и объема (знаменатель, Мкм³). Г – скорость образования океанической коры (км²/год) [8]. Д – угловое отклонение оси вращения Земли (°) согласно [14] с упрощением. Е – вектор смещения плиты Изанаги в точке 40° с.ш., 140° в.д., направление стрелки указывает азимут, длина – скорость в см/год, соответствует размерности горизонтальной оси. Пунктир – данные по [9], сплошная – рассчитанная авторами по программе GPlates-2.1 согласно реконструкциям [16]

назад объясняется [1, 2 и др.] резким изменением кинематических параметров океанической плиты Изанаги, субдуцировавшей под Евразию в это время, – направление с северо-западного на меридиональное, скорость с 5 до 30 см/год [9] (рисунок, Е, пунктирные стрелки).

В настоящей работе предпринята попытка дать более полное объяснение смены геодинамического режима в меловое время с привлечением данных по ряду других глобальных геодинамических характеристик, отражающих процессы и в глубине, и на поверхности Земли, и напрямую, казалось бы, не связанных с образованием в меловое время восточноазиатской трансформной границы.

Первое, что хотелось бы отметить – начало Мелового (Джалал) практически монополярного суперхрона прямой геомагнитной полярности, продолжавшегося 40 млн лет с середины апта по конец сантона. В байосс-келловейское время наблюдается самое большое количество инверсий (более 60 за пять млн лет, рисунок, Б). В берриасе их количество уменьшается до 5, затем идет небольшое увеличение в валанжине до 20 и уменьшение до 0 в апте. Восстановление нормального инверсионного геомагнитного поля произошло в кампане–маастрихте. Как было показано в [3 и ссылки в ней], геодинамо переходит в редко- или безинверсионный режим после того, как произошел интенсивный отток тепла и легкой фракции с границы ядро–мантия (зарождение плюма) и наблюдается длительный период геомагнитного поля одного знака – суперхрона. "Приход" плюма в верхние оболочки Земли происходит с временной задержкой в первые десятки миллионов лет после проявления суперхрона.

Именно такое временное соотношение между частотой инверсий и проявлениями плюмового магматизма отмечается в раннем мелу (рисунок, Б и В). После смены инверсионного характера геомагнитного поля на рубеже 135–130 млн. лет, в интервале 123–117 млн лет объем продуктов крупных изверженных провинций составил более 78 млн км³, причем все эти провинции находятся в южном полушарии, и более того все, за исключением Кергелен, в южной части Тихого океана. В фанерозое подобных "вспышек" плюмового магматизма больше не известно. Полагаем, что в качестве "компенсации" быстрого поступления огромного объема плюмового материала на поверхность послужило резкое замедление скорости образования новой океанической коры, которая в период 120–90 уменьшилась более чем в 1.5 раза (рисунок, Г [8]).

Быстрое накопление избыточной массы в локализованном объеме внутри или на поверхности Земли может нарушить уравновешенное до этого действие центробежных сил и изменить момент ее инерции, что может привести к истинному блужданию полюса [15 и др.]. Огромный по объему магматический материал, поступивший в середине апта за 5–6 млн лет в экваториальные и приэкваториальные широты западной части Тихого океана мог, полагаем, вызвать истинную миграцию по-

люса, которая, согласно анализу надежных палеомагнитных данных по магматическим породам, произошла около 110 млн лет назад и составила 20° (рисунок, Д [14]).

Предполагается, что интервалам со стабильным положением полюса соответствует двухслойная конвекция (верхняя и нижняя мантия), тогда как интервалам "блуждающего" полюса – однослойная. Причиной последней могут быть восходящие от границы ядро–мантия струи (струи) плюмов, приводящие, в итоге, к реорганизации движения литосферных плит, что мы наблюдаем для всех основных океанических литосферных плит Палеоокеана в интервале 120–100 млн лет [16]. Для одной из них, Изагаги, это показано на рисунке, Е. Для сравнения с данными [9] мы также рассчитали кинематические параметры для плиты Изагаги на координаты 40° с.ш. и 140° в.д. Отчетливо видно, что на вновь рассчитанной зависимости кинематические параметры плиты в интервале 120–110 млн лет резко меняют и азимут, и скорость миграции, маркируя время смены конвергентной обстановки на трансформную и образования обширной магматической провинции в синдвиговой обстановке трансформной континентальной окраины в интервале 110–95 млн лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект 18-05-00117).

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. Кн. 2. 409 с.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Диденко А.Н. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вод в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 1945–1956.
4. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. № 5. С. 121–138.
5. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Программа и тез. совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
6. Ханчук А.И., Иванов, В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.
7. Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Paleomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // Geophysical Journal Intert. 2012. Vol. 190. P. 1439–1454.

8. *Coltice N., Seton M., Rolf T., Müller R.D., Tackley P.J.* Convergence of tectonic reconstructions and mantle convection models for significant fluctuations in seafloor spreading // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. Vol. 383. P. 92–100.
9. *Engelbreton D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative Motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 206). 1985. 60 p.
10. *Ernst R.E.* Large igneous provinces. Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.
11. *Gradstein F.M., Ogg J.G., van Kranendonk M.* On the Geologic Time Scale 2008 // *Newsletters on Stratigraphy.* 2008. Vol. 43(1). P. 5–13. DOI: 10.1127/0078-0421/2008/0043-0005
12. *Khanchuk A.I., Didenko A.N., Tikhomirova A.I., Voinova I.P.* Paleomagnetism and geochemistry of the Kiselevka block of the Kiselevka-Manoma terrane (northern Sikhote-Alin): Geodynamic significance / Anderson T.H., Didenko A.N., Johnson C.L., Khanchuk A.I., MacDonald J.H., Jr. (eds.), Late Jurassic Margin of Laurasia – A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper* 513. Late Jurassic Margin of Laurasia – A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation. 2015. P. 483–508.
13. *Moreno T., Wallis S., Kojima T., Gibbins W.* (eds.) The Geology of Japan // *Geol. Soc. London.* 2016. 522 p.
14. *Prevot M., Mattern E., Camps P., Daignieres M.* Evidence for a 20° tilting of the Earth's rotation axis 110 million years ago // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 179. P. 517–528.
15. *Ricard Y., Spada G., Sabadini R.* Polar wandering of a dynamic earth // *Geophys. J. Inr.* 1993. Vol. 113. P. 284–298.
16. *Seton M., Muller R.D., Zahirovic S., Gaina C. et al.* Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth-Science Reviews.* 2012. Vol. 113. N 3-4. P. 212–270.

Краевые уступы, обрамляющие роящиеся разломные структуры – маркеры глобальных деформационных процессов в Мировом океане

Деформационные зоны, формирующиеся на океанической коре в режиме растяжения, нередко обрамляются краевыми уступами. Уступы сложены ранее сформированной более мощной корой, в то время, как внутренние части зон растяжения состоят из утоненных новообразованных коровых комплексов, морфология которых напрямую определяется скоростью и углом, под которым к системе приложены растягивающие напряжения.

В случае клиновидных деформационных систем растяжение происходит с углом раскрытия причем «шарнир» в вершине клина располагается вблизи действующего спредингового хребта. Морфология таких зон соответствует спрединговым бассейнам. При этом наращивание коры происходит по центру вдоль оси растяжения.

В случае, когда растяжение происходит без угловой компоненты, формируются вторичные множественные разломные структуры, как правило смятые и деформированные. Такие структуры носят название кинк-банд структур. Наращивание коры в этом случае идет по всей площади растяжения по системе сонаправленных трогов.

Для клиновидных спрединговых бассейнов характерно формирование обрамления в виде четко выраженных в рельефе симметричных краевых уступов. Причем новообразованные спрединговые и первичные краевые структуры сопряжены с четко выраженным в рельефе азимутальным несогласием.

Клиновидный медленносрединговый бассейн восточной части Юго-Западно- Индийского хребта (ЮЗИХ) имеет субширотное простирание и ограничен краевыми уступами с севера и юга. Уступы протягиваются от тройного сочленения Родригес более чем на 1000 км в западном направлении, имеют четкие границы и крутые склоны, относительная высота которых доходит до 1500 м. Стенки уступов осложнены вертикальными выступами, которые согласуются с грядями, слагающими дно прилегающей абиссальной равнины.

Срединг близок к ортогональному без видимых трансформных смещений. Гребневая зона состоит из крупных блоковых поднятий. Прслеживается симметрия горных массивов южного и северного флангов

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; k_dobrolubova@mail.ru

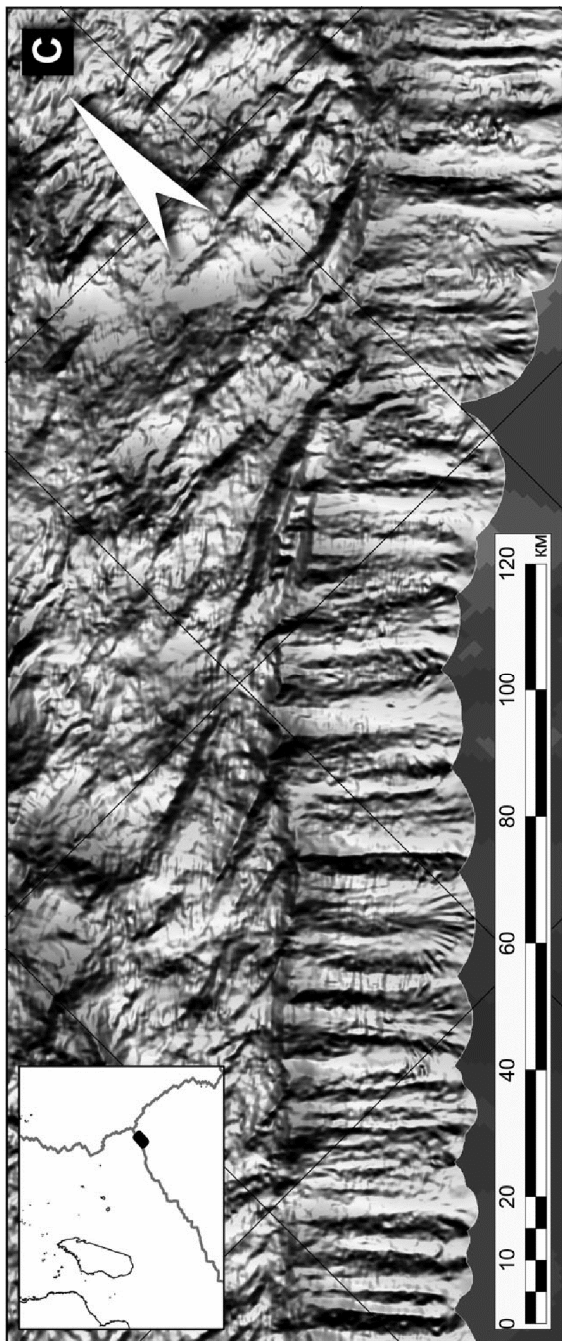


Рис. 1. Восточный фланг ЮЗИХ. Южный уступ. Карта оттененного рельефа

хребта. Отдельные вершины достигают высоты до 1500 м. Сводовое поднятие асимметрично в плане: северный фланг значительно шире южного.

Бассейн с юга и севера отделен от абиссальной котловины четко выраженными в рельефе уступами. Северный уступ имеет субширотное простирание. Превышение над поверхностью клина составляет порядка 1000 м. Несогласие с направлением рифтовой долины составляет порядка 45 градусов. Южный уступ имеет более резкие очертания и более крутой и высокий склон (до 1500 м). Он сонаправлен рифтовой долине (рис. 1).

Анализ батиметрии и аномального магнитного поля позволяет предположить, что ЮЗИХ заложен по ранее существовавшему трансформному разлому с последующим компенсационным поворотом.

Галапагосский рифт относится к быстроспрединговым хребтам. Протяженность рифта около 2200 км, при ширине раскрытия около 1000 км, расчлененность рельефа превышает 3 км. Рифтовая долина выражена в рельефе четко и представлена цепочкой вытянутых впадин, глубина в которых доходит до 5500 м. Гребневая зона представлена вытянутыми блоковыми поднятиями. Западная часть Галапагосской спрединговой системы (ГСС) – собственно Галапагосский клин не обнаруживает значимых трансформных смещений. Восточнее, где рельеф осложняется продуктами функционирования Галапагосского плюма и появляются трансформные смещения, морфологический рисунок значительно усложняется.

Пограничные уступы, обрамляющие ГСС, в отличие от ЮЗИХ, не так четко выражены в рельефе и не являются монолитными структурами, протягивающимися на тысячи километров, а представляют собой дискретные образования. Южный уступ представлен цепочкой удлиненных хребтов с асимметричными склонами. С севера ГСС ограничена серией ярко выраженных в рельефе субширотных эшелонированных уступов и хребтов, относительная высота которых доходит местами до 1500 м.

Уступ Кабо-Верде (Атлантический океан, южнее островов Зеленого мыса). морфометрически очень похож на уступы, ограничивающие клиновидные спрединговые бассейны. Уступ имеет северо-западное простирание и сопрягается с фланговыми частями трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта с азимутальным несогласием порядка 25 градусов. Высота уступа превышает 1000 м. Стенка уступа крутая, осложнена многочисленными вертикальными выступами, которые сопряжены с грядами на примыкающей поверхности абиссальной котловины Гамбии (рис. 2).

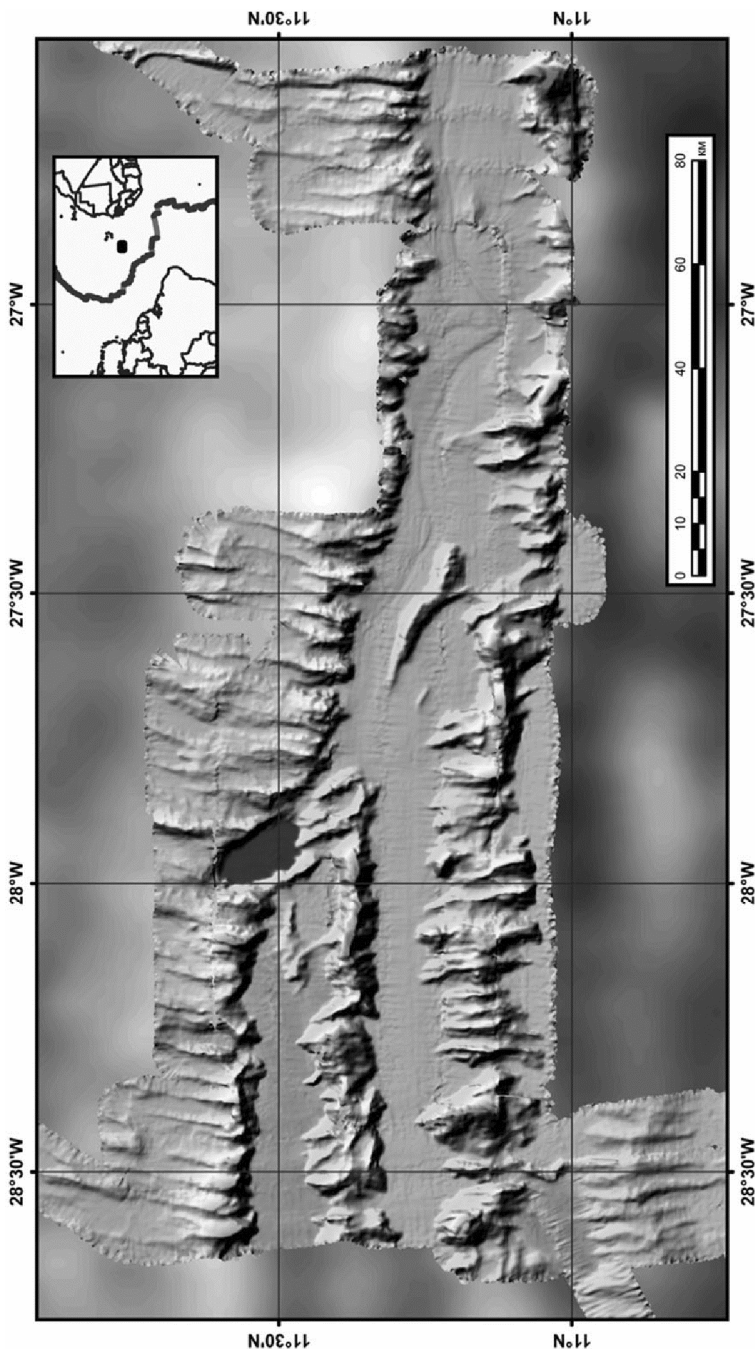


Рис. 2. Уступ Кабо-Верде. Карта оттененного рельефа

Анализ рельефа погруженной части котловины, включающего в себя фланги трансформных разломов и ограниченного уступом Кабо-Верде с севера, а также анализ сейсмических данных, полученных в XX рейсе НИС «Академик Н. Страхов», указывает на преобладание в этом районе напряжений растяжения.

Четко выраженными в рельефе краевыми уступами обрамлена зона растяжения на западном фланге разломной системы Мендосино. Однако, растяжение в этом районе идет без значимой угловой компоненты и, как следствие, форма зоны растяжения близка к ромбовидной. По батиметрическим данным четко определяется система субпараллельных трогов. Анализ магнитного поля показывает наличие в данном районе четко выраженной дискордантной зоны, Формирование коры шло, вероятно одновременно по всему пространству зоны растяжения.

Выводы:

1. Возникновение крупных деформационных зон, развивающихся по сценарию клиновидного спрединга или мультиразломного ромба является маркером глобальных геодинамических перестроек.

2. Наличие крупных деформационных зон является косвенным свидетельством того, что литосферные плиты не являются монолитными жесткими структурами.

3. Деформационные зоны закладываются по ослабленным зонам и обрамлены четко выраженными в рельефе краевыми уступами. круто обрывающимися в сторону бассейна и расположенными с азимутальным несогласием, относительно новообразованных коровых комплексов.

Работа выполнена в рамках темы № 0135-2016-0013 (Опасные геологические процессы в Мировом океане: связь с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии и новейшими движениями в океане) (А17-117030610105-9).

Литература

1. *Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А.* Тектоника и магматизм района впадины Хесса // *Океанология*. 2009. Т. 49. №4. С. 559–567.

2. *Мазарович А.О.* Рельеф и деформации океанической коры южнее островов Зеленого мыса (Атлантический океан) // *ДАН*. 2001. Т. 379. № 3. С. 1–5.

3. *Сколотнев С.Г. и др.* Неотектонические структуры в зоне сочленения Зеленомысского поднятия и абиссальной котловины Зеленого мыса (центральная Атлантика) // *Геотектоника*. 2009. № 1. С. 59–77.

4. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Земли. Т. 2. М.: Наука, 2005. 550 с.

5. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Мир, 2001. 604 с.

Тектоническое строение Аденского залива

Аденский залив – молодой океанический бассейн, подверженный в процессе своего образования и развития влиянию разных факторов. Изменение кинематики плит и ускорение движения Аравийской плиты относительно Африканской, а также деятельность Афарского плюма создали благоприятные условия для рифтогенеза и образования спредингового хребта и бассейна Аденского залива. Существенный вклад в геометрию рифтовой трещины внесло гетерогенное строение континентальной литосферы с мезозойскими грабенами.

Рассмотрены три различные провинции в Аденском заливе – восточная, центральная и западная. Различие в морфоструктурной сегментации [1] отражает разный геодинамический режим формирования и развития этих провинций. Восточная провинция частично была сформирована на древней океанической литосфере, а частично на утоненной континентальной. Это обстоятельство подчеркнуло актуальность проблемы взаимодействия континентального рифтинга Аденского залива со спрединговыми хребтами Индийского океана. Центральная провинция с крупным трансформным разломом Алула-Фартак, образовалась после временной остановки продвигающегося к востоку рифтовой трещины в результате ее «столкновения» с более прочной литосферой мезозойских рифтов. Западная провинция находится полностью под влиянием Афарского плюма с высоким уровнем прогрева мантии (до 1450°C [3]), который снижает мощность хрупкого слоя настолько, что становится невозможным формирование трансформных разломов, а формируются нетрансформные смещения.

С раскрытием Аденского залива связано образование погруженного плато и архипелага Сокотра, которые отделяются от Сомалийской плиты грабеном Гвардафуй. Можно полагать, что именно углубление этого грабена способствовало окончательной изоляции архипелага Сокотра от Африканского материка [2]. При растяжении имели место вращательные деформации, которые отражаются в различном тектоническом строении западной и восточной частей о. Сокотра.

Континентальные окраины в восточной провинции Аденского залива амагматичны, асимметричны и нарушены сериями сбросов и разло-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия; edubin08@rambler.ru, andregro@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет; katyfritter@gmail.com

мов-детачментов. Их сильное различие объясняется особенностью перехода от континентального рифтинга к спредингу, унаследованностью структур, наличием бассейна Гвардафуй погруженного плато Сокотра.

В истории развития современного Аденского залива можно выделить пять этапов: 1) дорифтинговое развитие, 2) мезозойский континентальный рифтинг, 3) континентальный рифтинг в олигоцен–миоцене, 4) начало океанического спрединга в миоцене, 5) продвижение рифта в западном направлении в залив Таджура к тройному соединению Афар. В этой эволюционной картине Аденского залива проявляются некоторые дискуссионные проблемы, которые мы пытались разрешить с помощью физического моделирования.

– Причины различий в сегментации рифтовой зоны при разных кинематических режимах спрединга в восточной, центральной и западной провинциях Аденского залива;

– Условия и механизмы соединения континентальной рифтовой трещины с океаническим рифтом спредингового хребта Шеба и хребта Карлсберг. В каком направлении осуществлялся пропегейтинг трещин: из океана в континент или из континента в океан? Здесь вновь встает вопрос баланса прочности океанической и континентальной литосферы, а также прочности переходной зоны.

– Влияние унаследованных структур (мезозойских грабенов) на продвижение рифтовой трещины, на возможность формирования трансформных разломов (ТР Алула-Фартак и других).

– Условия образования погруженного плато и острова Сокотра.

– Структурообразование на пассивных окраинах при переходе от рифтинга к спредингу в условиях ультрамедленного растяжения (окраины восточной провинции Аденского залива).

Моделирование проводилось в лаборатории экспериментальной геодинамики музея землеведения МГУ. Результаты показали, что характер морфоструктурной сегментации оси спрединга в регионе Аденского залива зависит от степени прогретости и толщины литосферы, связанной с разной удалённостью от Афарского плюма и локальными термическими аномалиями, от косости спрединга и существования структурных неоднородностей с повышенной прочностью литосферы, связанных в данном случае с наличием серии мезозойских грабенов на дораскольном фундаменте. Чем меньше мощность литосферы, тем меньше размеры сегментов; чем острее угол, тем более выражена сегментация. На начальной стадии формируется эшелон из S-образных трещин без трансформных смещений. Далее развиваются сегменты оси спрединга, стремящиеся к ортогональному положению относительно направления растяжения. Последнее заключение подтверждается ре-

зультатами исследований, выполненных на других установках и по другим методикам [1]. Влияние мезозойских грабенов с более прочной литосферой на сегментацию сильнее всего сказывается в центральном сегменте Аденского залива. По всей видимости, именно эти структуры повлияли на изначальную геометрию рифтовой трещины, ее сегментацию и формирование границ между сегментами – трансформных разломов.

Исследование условий соединения континентального рифта Аденского залива с рифтовой зоной спредингового хребта Карлсберг также касается проблемы преодоления рифтовой трещиной «структурных барьеров». По всей видимости, в данном случае соединение континентального и океанического рифта осуществлялось посредством их продвижения навстречу друг другу. Эксперименты этой серии позволяют сделать вывод о том, что в случае «резкой» границы между блоками разной толщины (прочности) вероятнее всего возникнет сдвиговая зона. Эта ситуация применима, например, к ТР Алула-Фартак, или к ТР Оуэн. Однако, в случае менее «резкой» границы часто формируются структуры перекрытия, представляющие собой микроплиты, или микроблоки, заключенные между двумя рифтовыми трещинами, одна из которых в дальнейшем отмирает, а другая развивается в спрединговый хребет. Таким микроблоком, видимо, является погруженное плато и о. Сокотра. Как показало моделирование, при формировании плато и о. Сокотра важную роль играет встречное продвижение двух трещин. Причем существенную роль в формировании и развитии плато играет первоначальная геометрия трещин, их разнос относительно друг друга. Моделирование показало, что в процессе своего развития блок испытывает вращательные деформации, как в горизонтальной плоскости, так и вертикальной. В последнем случае могут формироваться асимметричные окраины блока с выходом на поверхность более глубоких слоев модельной литосферы.

Была проведена серия экспериментов по моделированию структурообразования при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу в условиях косоугольного растяжения. Результаты показали, что на этапе ультрамедленного растяжения формировалось асимметричное строение континентальных окраин с наличием крупных аккреционных валов, разделенных понижениями – участками отмерших осей. Перескоки оси спрединга отражали ее геометрическую неустойчивость, и формировали ее поперечные смещения. Ширина и амплитуда аккреционных валов зависят от скорости растяжения и мощности изначальной литосферы.

Таким образом, реологическая стратификация и гетерогенное строение дораскольной литосферы, а также степень прогретости мантии и направление растяжения являются основными факторами, определяющими характер раскола континентальной литосферы, морфоструктурную сегментацию оси спрединга и особенности строения континентальных окраин (наличие погруженных континентальных плато, асимметричное строение, вскрытие глубинных пород и др.).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

Литература

1. *Autin J., Bellahsen N., Leroy S. et al.* The role of structural inheritance in oblique rifting: insights from analogue models and application to the Gulf of Aden // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 607. P. 51–64.

2. *Bellahsen N., Leroy S., Autin J. et al.* Pre-existing oblique transfer zones and transfer/transform relationships in continental margins: New insights from the southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen // *Tectonophysics*. 2013. Vol. 607. P. 32–50.

3. *Korostelev F., Leroy S., Keir D. et al.* Magmatism at continental passive margins inferred from Ambient-Noise Phase-velocity in the Gulf of Aden // *Terra Nova*. 2015. P. 1–8.

О.П. Дундо¹

Глобальная система тектонических структур. Конструкция новой геотектонической концепции

Под термином «геоструктура» понимаются надпорядковые тектонические структуры панпланетного (глобального) таксономического ранга, прочитываемые с геологических карт Мира [1, 2] (платформы, складчатые системы и т. п.).

Глобальные структуры представлены двумя группами: сформированные (континентальная суша – глобальная область сноса) и формирующиеся (Мировой океан – глобальный бассейн осадконакопления). Структура ЗК в обеих группах ячеистая: на суше – платформы (ядро) и складчатые пояса (обрамление), в океанах – своды талассократонов (ядро) и пояса подвижных плит (обрамление) (рисунок А). Отчётливо просматривается широтная зональность геоструктур (рисунок Д).

¹ ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия; dundo@mail.ru

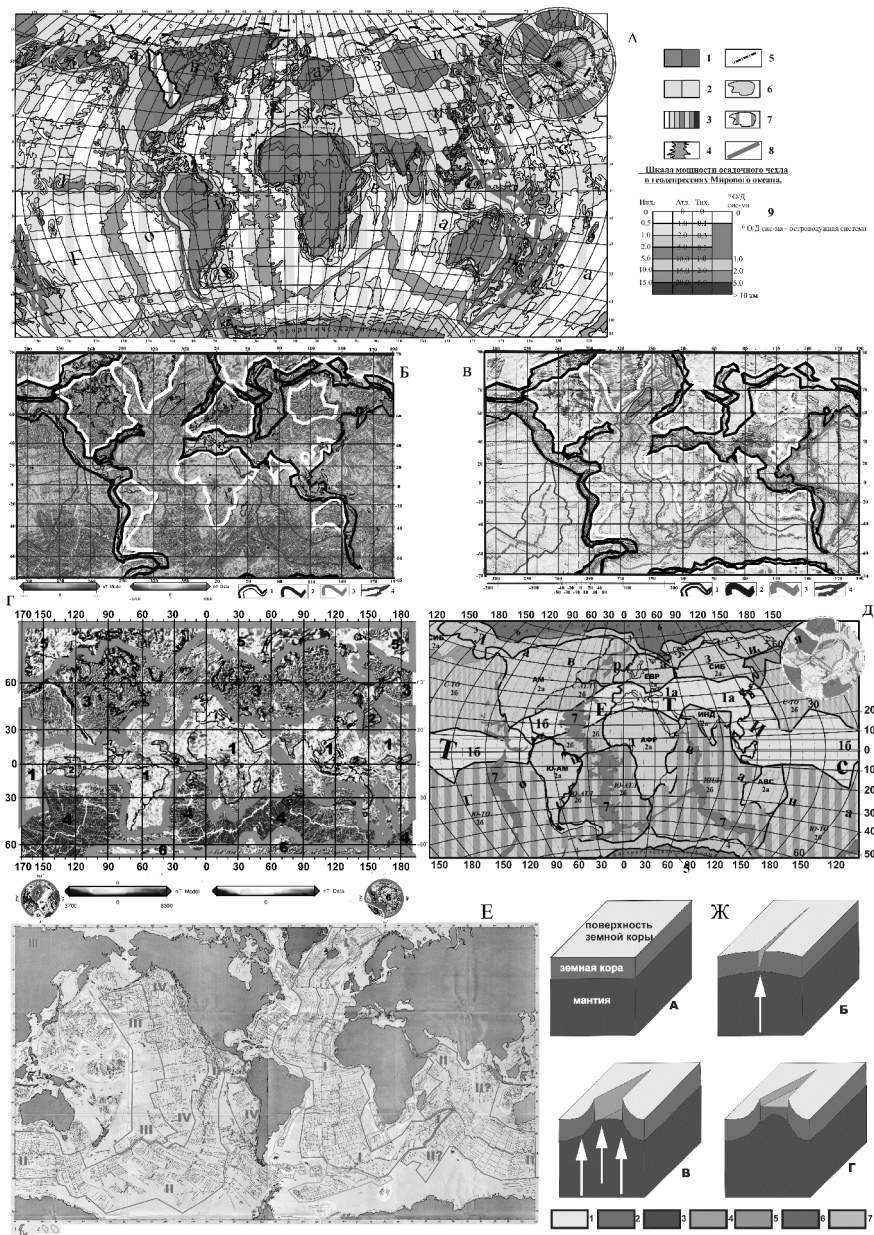


Рис. 1. А. Геоструктурная схема Мира. Сформированные геоструктуры (1, 2): 1 – платформы: а – осадочный чехол, б – выступы кристаллического

фундамента (щиты). 2 – пояса складчатых систем: *a* – складчатые системы, *b* – срединные массивы. *Формирующиеся геоструктуры (3–5):* 3 – седиментационные супербассейны в островодужных системах и на талассократонах; 4 – срединно-океанические хребты; 5 – континентальная Африканская рифтовая система. *Завершающие своё развитие и зарождающиеся геоструктуры (6, 7):* 6 – реликтовые осадочные бассейны, унаследовано наложенные на структуры складчатых систем; 7 – зарождающиеся осадочные бассейны, заложенные на платформенном субстрате. *Прочие обозначения (8, 9):* 8 – разрывные нарушения; 9 – шкалы мощности осадочного чехла на талассократонах и в островодужных системах. **Б. Геоструктуры в магнитном аномальном поле Мира.** Морфотипы магнитных аномалий, характерные для основных категорий геоструктур: 1 – платформы, 2 – складчатые пояса, 3 – островодужные системы, 4 – срединно-океанические хребты. **В. Геоструктуры в гравитационном аномальном поле Мира.** Морфотипы гравитационных аномалий, характерные для основных категорий геоструктур: 1 – Платформы, 2 – складчатые пояса, 3 – островодужные системы, 4 – срединно-океанические хребты. **Г. Широтная зональность магнитного аномального поля Мира.** 1 – экваториальная зона мозаичных магнитных аномалий на положительном фоне; 2 – участки реликтов широтного пояса узкополосчатых линейных отрицательных магнитных аномалий; 3, 4 – зоны отрицательных мозаичных и полосовых аномалий в умеренных широтах (30–65° с. и ю. ш.); 5 – северная приполюсная зона знакопеременных мозаичных аномалий на положительном фоне; 6 – южная полярная зона знакопеременных мозаичных аномалий на положительном фоне; 7 – северная полярная зона знакопеременных мозаичных аномалий на отрицательном фоне. **Д. Широтная зональность глобальной системы геоструктур земной коры.** 1 – экваториальная зона складчатых областей (*a*) и поясов подвижных плит (*b*); 2 – зоны платформ (*a*) и талассократонов (*b*) в умеренных широтах (30–65° с. и ю. ш.); 3, 4 – подвижные пояса в северном (3 – складчатые системы) и в южном (4 – пояс подвижных плит) полушариях; 5, 6 – Антарктическая (5) и затопленная Арктическая (6) платформы; 7 – срединно-океанические хребты. **Е. Генерации полосового магнитного аномального поля бассейнов Мирового океана.** 1 – контур и номер глобальных систем полосовых аномалий. 2 – контуры региональных систем полосовых аномалий. **Ж. Свеллинговый (swelling) механизм формирования новообразованной земной коры с полосовым морфотипом аномалий в потенциальных полях.** 1 – поверхность земной коры; 2 – земная кора; 3 – мантия; 4 – эскарп поверхности разлома; 5 – поверхность мантии; 6 – новообразованная земная кора; 7 – поверхность новообразованной земной коры. А. исходное положение. Б. Первая стадия (начало вздутия подкорковых мантийных масс – белые стрелки). В. Вторая стадия (развитие процесса вздутия подкорковых мантийных масс). Г. Конечное положение (сформирована новообразованная земная кора)

Из анализа карт потенциальных полей Мира [3, 5] следует, что все геоструктурные элементы ЗК находят отчётливое выражение в морфотипах аномальных полей (рисунок Б, В, Г).

ЗК в пределах ложа МО представлена двумя типами (рисунок Б и В). Один (новообразованная кора) – с полосовым рисунком аномалий (области срединно-океанических хребтов). Другой (первичная кора, идентичная таковой на континентах) – с линейно-мозаичным рисунком аномальных полей (периферические области океанов). Формирование полосовых магнитных аномалий обусловлено (рис. Ж) вздутием (свеллинг) мантийного субстрата (гипотеза расширяющейся Земли), но не спредингом.

Совместное рассмотрение карты аномального магнитного поля Мира [3] и карты линейности магнитных аномалий бассейнов Мирового океана [4] приводит к выводу (рис. Е), что новообразованная кора сформировалась не в два этапа по [4], а представляет собой совокупность нескольких (не менее 6?) разновозрастных генераций, обусловленных соответствующим количеством эпох вздутия мантийного субстрата.

Для объяснения изложенного выше необходима коррекция сложившихся представлений в свете новой тектонической концепции, в соответствии с которой геологическая история Земли подразделяется на две стадии: докембрийскую и фанерозойскую.

Докембрийская стадия ознаменовалась становлением в архее – раннем протерозое на мантийном субстрате первичной гранито-метаморфической ЗК, на которой в среднем–позднем протерозое началось формирование вулканогенно-осадочной стратисферы. Фанерозойская стадия подразделяется на палеозойский и мезо-кайнозойский этапы. В палеозое продолжается формирование стратисферы в фациях эпиконтинентальных морских бассейнов. Седиментогенез сопровождается циклической трансформацией плит с мощными комплексами осадков в складчатые пояса, обрамляющие стабильные блоки плит – платформы (работает платформенно-геосинклинальная концепция). В начале мезо-кайнозойского этапа вдоль глобальных расколов формируется новообразованная кора базитового состава, появляются глубоководные океанические бассейны (работает концепция расширяющейся Земли). В последующее время продолжающиеся процессы как расширения Земли, так и дальнейшего обрастания платформ складчатыми структурами последующих тектонических циклов (работают все остальные гипотезы и концепции), приводят к обретению планетой современного геологического облика.

Теоретическое обоснование изложенной выше описательной конструкции новой (Всеобъемлющей Синергетической) концепции должно разрабатываться на принципах самоорганизации неживой материи – на принципах синергетики. Для этого потребуются синхронные усилия

большого коллектива учёных из разных научных дисциплин естественных наук.

Сравнивая, в свете рассмотренной новой парадигмы, современное состояние Земли с состоянием других планет Солнечной системы, можно предположить, что Меркурий находится на стадии развития, аналогичной началу докембрийской стадии эволюции Земли; Венера – на начальном этапе Земной фанерозойской стадии, а Марс, быть может, демонстрирует возможное будущее Земли.

Литература

1. Геологическая карта Мира / Ред. Б.А. Яцкевич, С.И. Стрельников, О.П. Дундо. Масштаб 1:15 000 000. МПР России, 2000. 12 л.
2. Geological map of the World, Scale 1:50 000 000, CGMW 2009, (third edition).
3. Magnetic anomaly map of the World, Scale 1:50 000 000, CGMW 2007, (first edition).
4. Magnetic lineations of the Worlds ocean basins, Scale 1:27 400 000 at equator, AAPG, Tulsa, Ocl.1989.
5. World gravity map, Scale 1:50 000 000, CGMW 2012, (first edition).

**С.В. Егорова¹, А.В. Степанова¹, А.В. Самсонов²,
А.А. Арзамасцев³, Ю.О. Ларионова², Е.Б. Сальникова³,
Р.В. Веселовский⁴, К.Г. Ерофеева², М.В. Стифеева³**

Дайки базитов с возрастом 2505 млн лет северо-восточной части Фенноскандинавского щита: компоненты LIP Мистассини?

Реконструкция строения крупных магматических провинций (LIP) имеет важное значение не только при решении проблем зарождения и коровой эволюции первичных магматических расплавов, прогнозирования и поиске месторождений полезных ископаемых, часто приуроченных к базит-гипербазитовым интрузивам, но и при проведении па-

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия; zumlic@mail.ru, stepanov@krc.karelia.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; samsonovigem@mail.ru, ukalarionova@gmail.com, xenin.erofeeva@ya.ru

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; arz1998@yahoo.com, katesalnikova@yandex.ru, stifeeva-maria@ya.ru

⁴ МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия; roman.veselovskiy@ya.ru

леоконтинентальных реконструкций. В составе LIP традиционно объединяют вулканиты, дайки, силлы и дифференцированные интрузивы [1].

Фрагменты LIP Мистассини (Mistassini) с возрастом 2505 млн лет установлены к настоящему времени на многих кратонах мира [2]. На Канадском щите событие Мистассини представлено роями мафических даек [2, 3]. На Фенноскандинавском щите к этой LIP могут быть отнесены ультрамафит-мафитовые интрузии Кольско-Норвежского террейна Кольской провинции (КП) [4, 5], дифференцированные интрузии базитов Беломорского подвижного пояса [7], дайки габброноритов в юго-восточной части Карельского кратона [6] и ОI габброноритов в Кольско-Норвежском террейне КП [8], а также близкие по возрасту вулканиты пурначской и кукшинской свит Имандра-Варзугской структуры [9]. В настоящем сообщении представлены результаты изучения даек базитов с возрастом 2505 млн лет, распространенных в северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

Дайки оливиновых габброноритов изучены в Кольско-Норвежском террейне КП. Краевые части даек представлены мелкозернистыми ОI порфиритами, центральные части тел – ОI габброноритами и меланогабброноритами. Породы сложены оливином (содержание Fo до 88), орто- и клинопироксенами (Mg# до 0.88, Cr₂O₃ до 1.2 мас.%), плагиоклазом (An₃₈₋₆₂) и хромитом (Cr# до 0.69, MgO до 9.7 мас.%). Характерны высокие концентрации MgO (14.47–20.23 мас. %), Cr (2147–2450 г/т) и Ni (718–826 г/т), повышенные содержания SiO₂ (до 53 мас.%) и низкие TiO₂ (менее 0.54 мас.%). Кроме того, дайки ОI габброноритов обогащены ЛРЗЭ ((La/Sm)_n = 2.8–3.5) и деплетированы ТРЗЭ ((Gd/Yb)_n = 1.3–1.6) и Nb (Nb/Nb* = 0.18–0.27).

Дайки оливиновых габбро изучены в восточной части Мурманского кратона, описаны Ж.А. Федотовым как меланократовые микрогаббро [8]. Зоны закалки даек сложены мелкозернистыми ОI порфиритами, центральные части – слабометаморфизованными ОI микрогаббро. Оливины и пироксены даек ОI габбро имеют существенно более железистый состав, чем в дайках ОI габброноритов (содержание Fo в ОI менее 76; низко-Са пироксен представлен пижонитом; Mg# авгита < 0.81). По химическому составу изученные тела характеризуются умеренно-Ti (TiO₂=1.10–1.42 мас.%), умеренно-Mg (MgO=6.55–8.55 мас.%) составом. ОI габбро обогащены ЛРЗЭ ((La/Sm)_N=2.5–2.6), обеднены ТРЗЭ ((Gd/Yb)_N=2.5–2.7), Nb (Nb/Nb*=0.38–0.40) и Sr (Sr/Sr*=0.79–0.85).

Дайки кварцевых долеритов формируют несколько роев меридионального – ССВ простирания в Кольско-Норвежском террейне КП и в Мурманском кратоне. В большинстве случаев характеризуются хо-

рошей сохранностью первичных минеральных ассоциаций и представлены Qtz микрогабброноритами и долеритами. Характерной особенностью является присутствие в породах значительного количества кварц-полевошпатового гранофира и отсутствие оливина. По химическому составу дайки Qtz долеритов варьируют от низко-Ti, умеренно-Mg базитов до диоритов. Для них характерно обогащение ЛРЗЭ ((La/Sm) n = 2.1–4.1), деплетированность ТРЗЭ (Gd/Yb) n = 1.3–2.1) и Nb (Nb/Nb* = 0.17–0.41) и отрицательные значения $\epsilon Nd_{2.505}$ = -1.3 – -1.7.

Дайки ортопироксен-плагноклазовых порфиритов формируют серию маломощных тел в Кольско-Норвежском террейне КП. Центральные и краевые части части тел сложены тонко-мелкозернистыми Орх-Pl порфиритами и долеритами. Характерной особенностью Орх-Pl порфиритов является отсутствие в них оливина и хромита. По химическому составу рассматриваемые дайки соответствуют умеренно-Mg базитам (MgO = 6.11–6.71 мас.%). Дайки Орх-Pl-порфиритов характеризуются дифференцированным характером распределения РЗЭ ((La/Sm) n = 2.41–3.04, (Gd/Yb) n = 1.38–1.6), они обеднены Nb (Nb/Nb* = 0.32–0.45), обогащены Sr (Sr/Sr* = 1.38–2.08) и имеют отрицательные значения $\epsilon Nd_{2.505}$ = -2.3.

U-Pb (ID-TIMS) датирование бадделеита показало, что возраст кристаллизации даек Ol габброноритов, Qtz долеритов и Ol габбро совпадает в пределах погрешности и составляет 2505 млн лет [10]. Таким образом, дайки 2505 млн лет КП и Мурманского кратона Фенноскандинавского щита являются компонентом крупной магматической провинции Мистассини [10].

Сопоставление даек с близкими по возрасту вулканитами Имандра-Варзугской структуры показало, что породы кукшинской свиты [11] наиболее близки к дайкам Орх-Pl порфиритов и Qtz долеритов. Сопоставление рассматриваемых даек с одновозрастными интрузиями Кольско-Норвежского террейна КП показало, что наиболее близкими по составу к рассчитанному примитивному расплаву расслоенных интрузивов [12] являются дайки Ol габброноритов. Дайки Ol габбро, Qtz долеритов и Орх-Pl порфиритов существенно менее магнезиальны, в них ниже содержания Cr и Ni и выше SiO₂, TiO₂. При этом и расслоенные интрузии, и дайки разного состава с возрастом 2505 млн лет имеют близкий характер распределения рассеянных элементов, что предполагает сходство условий генерации первичных расплавов. Близкие значения (La/Sm) n и Nb/Nb* и близкий изотопный состав Nd в породах не предполагают существенных различий в степени контаминации разных геохимических типов даек коровым веществом, а наблюдаемые широкие вариации большинства петрогенных и рассеянных элементов (SiO₂

от 49.15 до 58.2 мас.%, MgO от 3.2 до 20.23 мас.%, Cr от 10 до 2450 г/т являются, вероятно, результатом фракционной кристаллизации исходного расплава в промежуточных камерах. Существование промежуточных камер подтверждается и петрографическими особенностями пород: зоны закалок всех геохимических типов даек содержат порфиновые вкрапленники оливина или ортопироксена. Оценка условий формирования даек ОI габброноритов показала, что начало кристаллизации пород происходило при $T=1200-1350^{\circ}\text{C}$ (ОI-SpI термометр [13]) и фиксируется появлением магнезиального ОI ($Fo=85-88$) и хромита. Последующая кристаллизация связана с появлением высоко-Mg пироксенов при $T=1215-1240^{\circ}\text{C}$ и $P=5-6$ кбар. Ранний этап кристаллизации даек Qtz долеритов фиксируется формированием ортопироксена (Орх-термоба-рометр [14]) и происходил при $P=4-6$ кбар и $T=1220^{\circ}\text{C}$. Таким образом, условия кристаллизации наиболее высокотемпературных ассоциаций в дайках Qtz долеритов сопоставимы с условиями более низкотемпературного этапа кристаллизации даек ОI габброноритов. Полученные результаты предполагают, что кристаллизация даек разных геохимических типов происходила при разных температурах, но на близкой глубине. Это подтверждает гипотезу о формировании разных геохимических типов базитов с возрастом 2505 млн лет в результате фракционной кристаллизации общего исходного расплава.

Сопоставление даек базитов северо-восточной части Фенноскандинавского щита с разновозрастными роями мафических даек Канадского щита показало, что по геохимическим характеристикам дайки Qtz долеритов, Орх-PI порфиритов и ОI габбро близки к дайкам роя Каминьяк [3] и низко- и умеренномагнезиальным дайкам роя Мистассини [2]. Дайки ОI габброноритов по содержанию петрогенных элементов сопоставимы с высокомагнезиальными дайками роя Мистассини [2].

В соответствии с имеющимися данными о возрасте и особенностях химического состава даек базитов с возрастом 2505 млн лет КП и Мурманского кратона Фенноскандинавского щита, дайки ОI габброноритов, ОI габбро, Qtz долеритов и Орх-PI порфиритов являются компонентом LIP Мистассини [2]. Изученные дайки широко варьируют (как по минеральному, так и по химическому) составу и формируют единый тренд от высокомагнезиальных базитов до диоритов. Формирование разных геохимических типов даек с возрастом 2505 млн лет связывается с фракционной кристаллизацией общего исходного расплава. Наиболее примитивные и близкие к исходным расплавам разновозрастных дифференцированных интрузий Кольско-Норвежского террейна КП составы представлены в дайках ОI габброноритов. Дайки Qtz долеритов представляют собой глубоко фракционированные расплавы и, ве-

роятно, соответствуют более высокому уровню среза питающей системы LIP с возрастом 2505 млн лет, чем расслоенные интрузивы.

Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда, грант 16-17-10260.

Литература

1. *Coffin M.F., Eldholm O.* Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences // *Rev. Geophys.* 1994. Vol. 32. N 1. P. 1–36.
2. *Ernst R.* Large igneous provinces. Cambridge Univ. Press, 2014. 666 p.
3. *Sandeman H.A., Heaman L.M., LeCheminant A.N.* The Paleoproterozoic Kamina dykes, Hearne craton, western Churchill Province, Nunavut, Canada: Preliminary constraints on their age and petrogenesis // *Precam. Res.* 2013. Vol. 232. P. 119–139.
4. *Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precam. Res.* 1995. Vol. 75. N 1–2. P. 31–46.
5. *Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 172 с.
6. *Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kulikov V.S.* The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: New constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // Abstract for IGC33 meeting, Oslo, Norway. 2008.
7. *Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н. и др.* Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского Щита: петрология и тектоническая позиция // *Петрология.* 2017. № 6. С. 581–608.
8. *Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А.* Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона // *Геотектоника.* 2012. № 6. С. 29–45.
9. Ранний докембрий Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
10. *Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др.* Дайки 2505 млн лет Кольской и Мурманской провинций Фенноскандии: геохронология, геодинамические следствия. Настоящий сборник.
11. *Melezhik V.A. et al.* 6.1 The Imandra/Varzuga Greenstone Belt / *Melezhik V. et al. (eds.). Reading the archive of Earth's oxygenation // Frontiers in Earth Sciences.* 2013. Vol. 6. N 1.
12. *Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Смолькин В.Ф. и др.* Петрология расслоенной интрузии г. Генеральской // *Петрология.* 1999. № 5. С. 509–526.
13. *Coogan L.A., Saunders A.D., Wilson R.N.* Aluminium-in-olivine thermometry of primitive basalts: Evidence of an anomalously hot mantle source for large igneous provinces // *Chemical Geology.* 2014. Vol. 368. P. 1–10.
14. *Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. Vol. 69. P. 61–120.

Геологическое строение осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря

В Восточно-Сибирском море выделяются следующие тектоно-стратиграфические единицы и соответствующие им границы. Мезозойская складчатость на Новосибирских островах и на острове Врангеля закончилась, вероятно, в начале аптского времени. На поверхности акустического фундамента Восточно-Сибирского моря выделяется система гребенообразных рифтов, в основании которых наблюдаются яркие высокоамплитудные пачки отложений, предположительно, являющиеся аналогами базальтов Де-Лонга с возрастом около 125 млн лет (рис. 1). Это говорит о том, что, возможно, рифтинг начался сразу же после магматизма Де-Лонга. Приведенные факты указывают на то, что время рифтинга в Восточно-Сибирском море не может быть древнее апта. Поэтому, рифты, в основании котловины Подводников не могут быть древнее этого бассейна [5, 17].

Горизонт 100 млн лет прослеживается как граница кровли синрифтового комплекса позднемелового возраста и выделяется на основании яркой смены волновой картины. Является среднеамплитудным отражением, выдержанным на всей площади Восточно-Сибирского моря. Верхнемеловые отложения на Новосибирских островах горизонтально залегают на выветрелых нижнемеловых риолитах, и представлены глинисто-алевритовой толщей с пластами песка, песчаника, галечника и бурого угля. Встречаются туфогенные пески и песчаники [4]. Сделав палеовыворачивание на границу 100 млн лет (граница рифт–пострифт), мы наблюдаем заметное увеличение мощностей на поднятии Де-Лонга, следовательно, в данное время продолжалось пострифтовое накопление осадков (рис. 2). Горизонт 100 млн лет уверенно коррелируется в районе котловины Подводников. Мы считаем, что если рифты Восточно-Сибирского моря имеют апт-альбский возраст, то и рифты котловины Подводников не древнее апта–альба.

80 млн лет – примерное время окончания извержений плато-базальтов, входящих в состав Охотско-Чукотского вулканического пояса, данное время также фиксирует стадию завершения субдукционных процес-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; n.zhukov@ginras.com

² Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

³ ОАО НК «Роснефть», Москва, Россия

⁴ ПАО НК «Роснефть», Москва, Россия

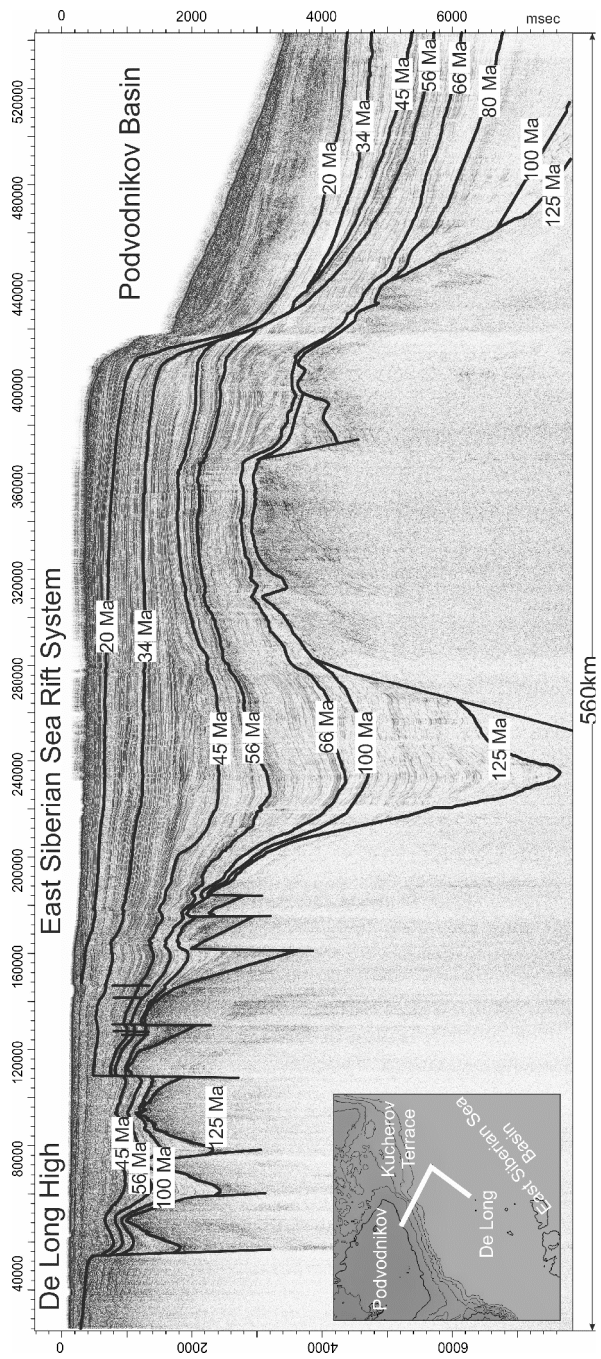


Рис. 1. Композитный временной сейсмогеологический разрез через основные структуры Восточно-Сибирского моря

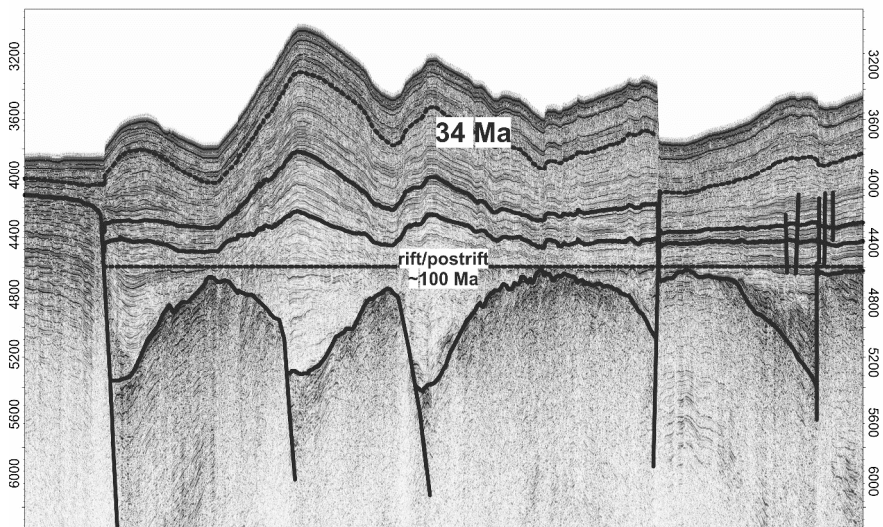
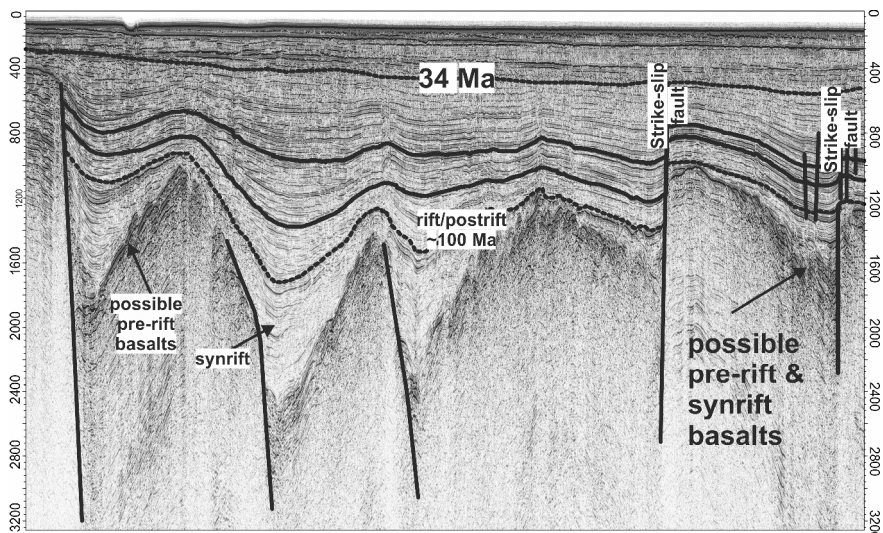


Рис. 2. Палеовыравнивание на границу на границу рифт-пострифт

сов в Охотско-Чукотском вулканическом поясе [1]. После субдукционных процессов начался этап формирования Корякско-Западнокамчатского аккреционного орогена, который закончил своё образование к 50–45 млн лет. Завершение стадии субдукционных процессов вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, возможно, соответствует моменту значительной перестройки кинематики плит и окончанию формирования хребта Альфа-Менделеева.

Граница 66 млн лет трассируется как высокоамплитудное отражение, выдержанное на всей площади Восточно-Сибирского моря, и представляет собой региональное угловое несогласие, горизонт служит границей между меловыми и палеогеновыми отложениями. Образование горизонта отвечает крупномасштабным сдвиговым деформациям в интервале времени от 80 до 56 млн лет, которые, предположительно, привели к формированию бассейна Макарова.

Начиная с 56 млн лет (или ранее) история формирования Арктического океана связана с раскрытием Атлантического океана. Сформировался Евразийский бассейн [17].

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ (18-05-70011).

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
2. Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурин В.Ф., Столбов Н.М. Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 11. № 1. 36 с.
3. Линева М.Д., Мальшев Н.А., Никишин А.М. Строение и сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря // Вестник Моск. ун-та, сер. 4. Геол. 2015. № 1. С. 3–9.
4. Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P., 2017. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep-water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8. N 1. P. 11–43. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0231>.

Оценка влияния современного поля напряжений на фильтрационные параметры коллектора нефтяного месторождения

При разработке большинства нефтяных и газовых месторождений необходимо учитывать наличие естественной трещиноватости продуктивных пластов. Решение данной проблемы особенно актуально, когда наблюдаются резкие изменения в работе близко расположенных друг от друга добывающих или нагнетательных скважин за счет контрастных значений проницаемости коллектора. При этом возникает необходимость определить, какая доля флюидного потока будет фильтроваться по трещинам, а какая по межзерновым порам (классический коллектор). В том случае, если трещины имеют значительную густоту и степень раскрытости, их влияние может быть определяющим для величины флюидной проницаемости пласта. При прочих равных условиях, распределение флюида в пределах природного резервуара определяется двумя факторами – степенью проницаемости горных пород и характером их напряженного состояния. Причем, напряженное состояние обуславливает не только направление и скорость миграции флюида, но и оказывает значимое влияние на величину проницаемости самих горных пород. Особо отметим важность изучения именно современного поля напряжений определяющего тектоническую активность трещин [1, 2].

Для оценки влияния современного напряженного состояния на фильтрационные параметры коллектора были решены следующие исследовательские задачи:

- 1) создание 3D геомеханической модели;
- 2) оценка трещиноватости новообразованной или подновлённой в результате современной тектонической активности;
- 3) расчёт значений вторичной проницаемости, связанной с трещиноватостью;
- 4) выявление активных гидродинамических зон и каналов миграции флюидов с помощью трассирования межскважинных фильтрационных потоков мечеными жидкостями;
- 5) сопоставление результатов моделирования вторичной проницаемости с замерами, полученными в результате трассирования фильтрационных потоков.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; v.zaitsev@mail.ru, panina53@mail.ru

Итак, для оценки вторичной флюидной проницаемости необходимо с помощью геомеханической модели реконструировать поле тектонических напряжений, формирующих трещиноватость, построить вероятностную модель распределения трещин и рассчитать трещинную проницаемость.

В данной работе реализована технология оценки вторичной флюидной проницаемости горных пород с помощью программного комплекса ItapRMS компании ROXAR. В результате перебора 27 геомеханических моделей было установлено, что статистически максимальное влияние на работу скважин оказывает сдвиговое поле напряжений с юго-западной ориентировкой оси максимального сжатия.

С помощью геомеханической модели, построенной методом граничных элементов, выявлено шесть параметров, определяющих появление новых или изменение степени раскрытости существующих трещин. Это – величина и ориентировка максимальных касательных напряжений, вероятность появления новообразованных трещин, перемещения, рассчитанные по трем осям X, Y, Z, плотность трещиноватости, выявленной с помощью специального сейсмического атрибута Stochastic Enhanced CC.

Используя данные параметры, была построена аналитическая модель трещиноватости с помощью программного модуля «Fracture modelling». Далее, используя метод двойного пространства, было построено распределение трещинной проницаемости и проведено сопоставление полученных данных с добычными характеристиками добывающих скважин. Сравнение трещинной и поровой проницаемости показало, что эти данные существенным образом дополняют друг друга.

Оценка вторичной пористости и проницаемости была выполнена с помощью программного модуля «Dual-Porosity Modelling». Вероятностная величина плотности трещин рассчитывается с помощью аналитической дискретной модели трещиноватости. Для оценки степени открытости трещин используется величина горизонтальных смещений. И, наконец, для определения интегральной величины воздействия данных параметров их нормируют по степени значимости (коэффициенту Пирсона), а затем «складывают». Данный модуль позволил установить трещинную проницаемость в разных форматах, были рассчитаны параметры K_h maximum, K_h minimum и K_h max direction. Между средними дебитами нефти и трещинной проницаемостью была установлена четкая зависимость увеличения максимальных дебитов скважин с возрастанием вторичной проницаемости. Коэффициент корреляции Пирсона между этими параметрами составляет 0.92.

Ключевым моментом для понимания характера миграции флюидов в пределах изучаемого месторождения являются разрывные нарушения, которые, с одной стороны, являются гидрогеологическими барьерами, определяющими положение водно-нефтяного контакта (ВНК), с другой стороны, создают каналы миграции углеводородов. Исследование межскважинного пространства методом закачки меченых жидкостей позволило установить основные направления миграции флюидов и величины проницаемости жидкости по выявленным каналам. Наличие этих каналов и их фильтрационные параметры необходимо учитывать при построении геомеханической модели. В результате выполненного сопоставления выяснилось, что распределение фильтрационных потоков тесно связано с геомеханическими параметрами и вторичной проницаемостью, которые были установлены геодинамическим моделированием (максимальные значения проницаемости расположены строго вдоль зон максимального геомеханического воздействия). Анализ геодинамического состояния и фильтрационных свойств коллектора классического нефтяного месторождения показал, что:

во-первых, при построении фильтрационных моделей нефтяных месторождений необходимо учитывать современное поле напряжений, воздействующее на коллектор;

во-вторых, при построении 3D геомеханических моделей необходимо учитывать все известные фильтрационные параметры;

в-третьих, необходимо еще на стадии создания структурного каркаса геомеханической модели месторождения адаптировать ее к работе скважин.

Литература

1. *Зайцев В.А., Керимов В.Ю., Рябухина С.Г., Бондарев А.В.* Современная геодинамика и ее влияние на вторичные фильтрационные свойства кол-лекторов северо-восточной части Сахалинского шельфа // Вестник Моск. ун-та. 2017. Сер. 4. Геол. № 5. С. 16–23.

2. *Керимов В.Ю., Мустаев Р.Н., Дмитриевский С.С., Зайцев В.А.* Оценка вторичных фильтрационных параметров низкопроницаемых сланцевых толщ майкопской серии центрального и восточного Предкавказья по результатам геомеханического моделирования // Нефтяное хозяйство. 2016. № 9. С. 18–21.

Взаимосвязи изменений стратосферного вулканического аэрозоля с циркуляцией атмосферы Северного полушария, колебаниями арктических льдов, скорости вращения Земли и температур воздуха (XIX–XX вв.)

В работе [9] рассмотрены сведения об 11-ти наиболее крупных вулканических извержениях взрывного типа 1850–1990 гг., а также вычисленных для них полушарных и глобальных оптических толщинах стратосферного аэрозоля. Были исследованы извержения вулканов: Котопахи (Эквадор, 1864 г.); Кракатау (Индонезия, 1883 г.); группа нескольких вулканов (около 1885 г.); Санта Мария (Гватемала, 1902 г.); Катмай (Аляска, 1912 г.); Агунг (Индонезия, 1963 г.); Аву (Индонезия, 1966 г.); Фернандина (Галапагосские о-ва, 1968 г.); Эль-Чичон (Мексика, 1982 г.); Пинатубо (Филиппины, 1991 г.). Наиболее активными оказались извержения вулканов Кракатау 1883 и Пинатубо 1991.

На рис. 1 В приведены перечисленные извержения вулканов и расчётные оптические толщины стратосферного аэрозоля (при $\lambda = 0.55$ мкм) [9]. 1 – глобальные значения, 2 – Северное полушарие, 3 – Южное полушарие.

Эти сведения были сопоставлены с элементарными циркуляционными механизмами (ЭЦМ) и циркуляционными эпохами Северного полушария в соответствии с [5–7], изменениями морских арктических льдов [2, 3] и ледников [4], а также концентрацией в атмосфере вулканического сульфатного аэрозоля SO_2^{2-} в зависимости от вариаций скорости вращения Земли и глобальных температур воздуха [1, 7, 8, 10, 11] (см. рис. 1, 2).

На рис. 1 А показаны границы циркуляционных эпох Северного полушария по [5]. В соответствии с ними на рис. 1 и 2 серым тоном выделены колонки двух эпох зональной циркуляции 1864–1882 и 1916–1956 гг., в течение которых меньше всего наблюдались крупные вулканические извержения (рис. 1 В). В эти эпохи из зональной группы ЭЦМ действовали чисто зональные и ЭЦМ с нарушением зональности в одном из секторов (ЭЦМ 1, 2; ЭЦМ 3–7). Характеризуются эти макропроцессы кольцом, или «полукольцом» циклонов вокруг области высокого давления у полюса и двумя-тремя выходами южных циклонов [6].

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; zakharov_vg@mail.ru

² Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва, Россия; sidorenkov@mecon.ru

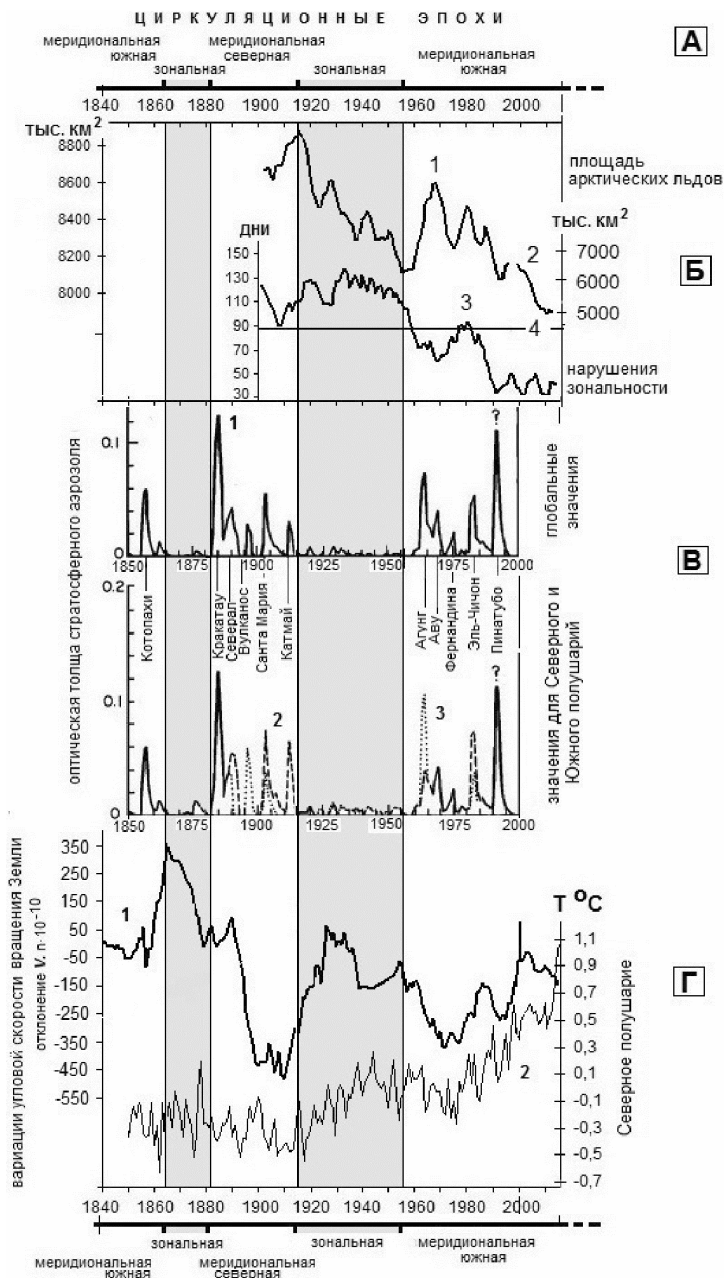


Рис. 1. Крупные вулканические извержения взрывного типа и стратосферный аэрозоль 1850–1990 гг. в условиях вариаций скорости вращения Земли, динамики ледовых, климатических и атмосферных процессов Северного полушария XIX–XXI вв.

А. Границы циркуляционных эпох Северного полушария [5–7].

Б. 1 – изменения площади арктических льдов в 1900–1996 гг. (тыс. км²) [3], 2 – площадь льдов в 1981–2010 гг. по данным NSIDC (http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html), 5 – летние скользящие средние; 3 – продолжительность действия элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) группы нарушения зональности в днях [6], 4 – средние значения продолжительности действия группы.

В. Крупные вулканические извержения взрывного типа и расчётные оптические толщины стратосферного аэрозоля (при $\lambda = 0.55$ мкм). 1 – глобальные значения, 2 – Северное полушарие, 3 – Южное полушарие [9].

Г. 1 – вариации угловой скорости вращения Земли (отклонение V . н 10^{-10}) [8]; 2 – аномалии температур воздуха Северного полушария воздуха [7]

На рис. 1 Б сопоставлены изменения площади морских арктических льдов (1) по [3] и продолжительности действия ЭЦМ с нарушением зональности (2) [6, 7]. Из рисунка следует: при росте продолжительности действия ЭЦМ группы, особенно при максимумах зональной эпохи в 1924–1940 гг., происходило самое заметное для первой половины XX столетия сокращение арктических льдов. Коэффициент корреляции связи льды – ЭЦМ 3–7 составил 0,70. В это время происходило сближение азорского максимума и исландского минимума, усилившее зональную циркуляцию и потепление климата Северного полушария [4]. К причинам значительного сокращения арктических льдов в зональные эпоху 1916–1956 гг. следует отнести и усиление таяния в связи с активизацией южных циклонов, а также наиболее прозрачной атмосферой при малых значениях оптических толщин стратосферного аэрозоля незначительных вулканических извержений.

Для зональной эпохи 1864–1882 гг. сопоставление изменений морских льдов и циркуляционных условий в Арктике проводилось по продолжительности блокирования паковыми арктическими льдами берегов Исландии и повторяемости ветров южного и западного направлений у юго-восточного побережья Англии [2, 4]. Анализ показал, в это время, как и в зональную эпоху 1916–1956 гг., происходило сокращение арктических льдов при усилении южных ветров и таяния в условиях малых оптических толщин стратосферного аэрозоля незначительных вулканических извержений.

На рис. 1 Г представлены кривые вариаций скорости вращения Земли (1) [8] и температур воздуха Северного полушария (2) [7]. Из рисунка видно: в эпохи зональной циркуляции наблюдался схожий характер заметного возрастания угловой скорости вращения Земли и температур

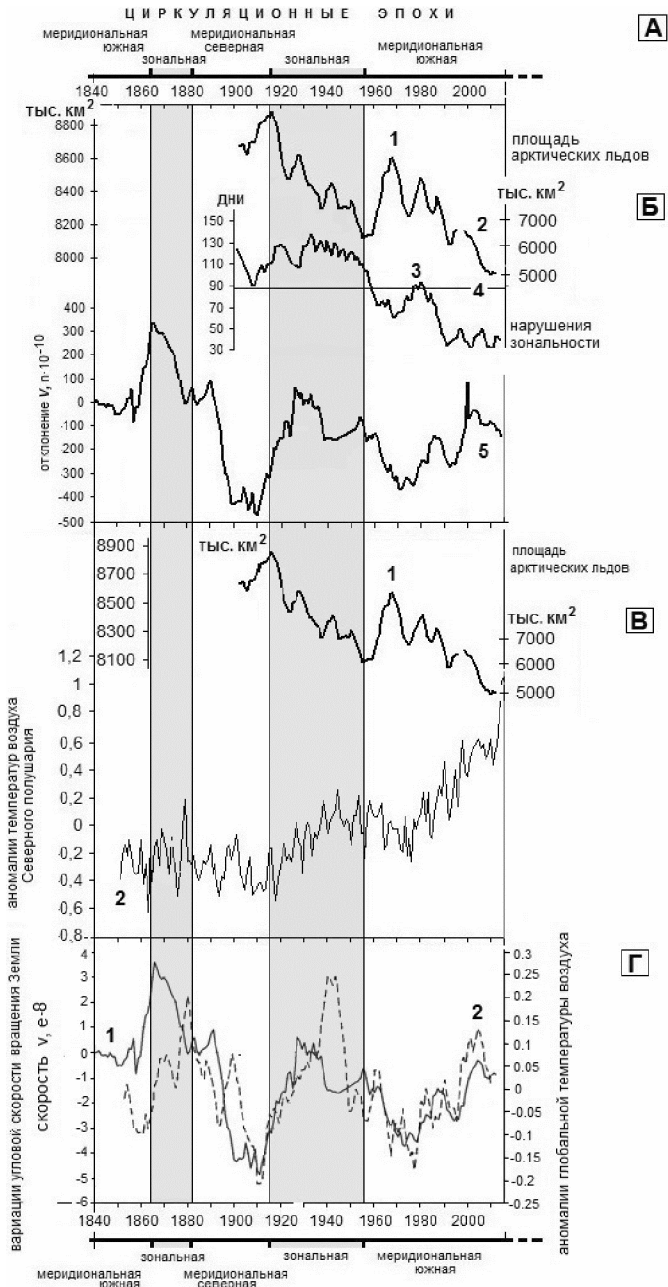


Рис. 2. Изменения площади морских арктических льдов, вариации скорости вращения Земли и аномалий температур воздуха в циркуляционные эпохи Северного полушария XIX–XXI вв.

А. Границы циркуляционных эпох Северного полушария [5–7].

Б. 1 – изменения площади арктических льдов в 1900–1996 гг. (тыс. км²) [3], 2 – площади льдов в 1981–2010 гг. по данным NSIDC (http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html), 5 – летние скользящие средние; 3 – продолжительность действия элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) группы нарушения зональности в днях [6], 4 – средние значения продолжительности действия группы; 5 – вариации угловой скорости вращения Земли (отклонение V . н 10^{-10}) [8].

В. 1 – изменения площади арктических льдов (тыс. км²) [3]; 2 – аномалии температур воздуха Северного полушария воздуха [7].

Г. 1 – вариации угловой скорости вращения Земли (отклонение V . н 10^{-10}); 2 – скользящие средние за пять лет глобальные аномалии температуры воздуха [8]

воздуха с проявлением некоторой контрфазности во второй половине эпох. Эти особенности хорошо подтверждаются рис. 2 Г при сопоставлении колебаний скорости вращения Земли и глобальной температуры воздуха. Коэффициент корреляции рассматриваемых характеристик $r = 0.67$ [8, 10].

Из сопоставления рис. 1 Б, В, Г и 2 Б, В, Г следует: наиболее крупные вулканические извержения совпадали с эпохами меридиональной северной (Мс) и меридиональной южной (Мю) циркуляций и характеризовались высокими оптическими толщинами стратосферного аэрозоля (СА) крупных вулканических извержений взрывного типа. Сопровождались извержения снижением скорости вращения Земли, глобальных температур воздуха и, соответственно, увеличением площади арктических льдов, а также ледников. Хронологию событий вулканических извержений и циркуляционных эпох Северного полушария (с учетом более ранних границ эпох по [5]) можно представить следующим образом: 1) Мю 1835–1863 гг. – крупные извержения с высокими оптическими толщинами СА; 2) Зональная 1864–1882 гг. – незначительные извержения с низкими оптическими толщинами СА; 3) Мс 1883–1915 гг. – крупные извержения с высокими оптическими толщинами СА; 4) Зональная 1916–1956 гг. – незначительные извержения с низкими оптическими толщинами СА; 5) Мю 1957–2000-е гг. – крупные извержения с высокими оптическими толщинами СА.

На рассматриваемом отрезке времени 1840–2000-е гг. в меридиональную северную эпоху 1883–1916 гг. площади арктических льдов в среднем были больше, а вариации скорости вращения Земли и температур воздуха значительно ниже, чем в меридиональную южную эпоху 1957–2000-е гг. Это обусловлено отличительными особенностями ме-

ридиональных северных и южных ЭЦМ. При меридиональных северных ЭЦМ из района полюсного антициклона осуществляются два-четыре холодных арктических вторжения (блокировки) из высоких широт при двух-четырёх прорывах южных циклонов (ЭЦМ 8–12) [6]. Меридиональная южная циркуляция не имеет блокировок. Характеризуется циклонической циркуляцией над Арктикой и развитием циклонической деятельности на арктическом фронте с регенерацией на нем приходящих с юга глубоких циклонов [6].

Таким образом, на протяжении 150–170 последних лет:

1. Периоды высоких значений оптических толщин глобального стратосферного аэрозоля крупных вулканических извержений взрывного типа и уменьшения прозрачности атмосферы, соответствовали периодам снижения скорости вращения Земли, глобальных температур воздуха и продолжительности действия ЭЦМ зональных групп циркуляции атмосферы. Одновременно возрастала площадь арктических льдов и ледников, а также продолжительность действия ЭЦМ меридиональных групп атмосферной циркуляции. Выявлено: рассмотренные взаимосвязи в лучшей мере проявились в границах трёх эпох меридиональной циркуляции Северного полушария XIX–XXI вв., которые по [6, 7] лежат в пределах меридиональной южной 1835–1863, меридиональной северной 1883–1915 и меридиональной южной 1957–2000-е гг.

2. Периоды низких значений оптических толщин стратосферного аэрозоля незначительных извержений вулканов и улучшения прозрачности атмосферы, соответствовали периодам снижения скорости вращения Земли, повышению температур воздуха и продолжительности действия ЭЦМ зональных групп циркуляции атмосферы. В этих условиях потепления происходило наиболее быстрое для первой половины XX столетия сокращение арктических льдов и ледников с интенсивным таянием за счет улучшения прозрачности атмосферы при малых оптических толщинах стратосферного аэрозоля. Рассмотренные взаимосвязи отчётливо проявились в границах двух эпох зональной циркуляции Северного полушария. В соответствии с [5, 6] это 1864–1882 и 1916–1956 гг.

3. На основании анализа выявленных природных взаимосвязей можно заключить: на протяжении пяти эпох атмосферной циркуляции Северного полушария XIX–XXI вв. соотношение характеристик оптических толщин вулканического стратосферного аэрозоля, состояния арктических льдов и ледников, вариаций скорости вращения Земли и температур воздуха носило схожий характер в границах однотипных по характеру эпох. Это однозначно проявилось в течение трёх меридио-

нальных и двух зональных циркуляционных эпох. Таким образом, по характеру чередующихся меридиональных и зональных эпох циркуляции атмосферы Северного полушария, динамике арктических льдов, вариациям скорости вращения Земли и климата можно на качественном уровне судить об изменениях состояния сульфатного стратосферного аэрозоля от эпохи к эпохе. Установлено: в меридиональные эпохи оптические толщины и концентрации сульфатного стратосферного аэрозоля значительно выше, чем в зональные. Однако, взаимосвязи анализируемых характеристик в зональные эпохи 1864–1882 и 1916–1956 гг. проявились наиболее четко.

Литература

1. Борзенкова И.И., Жильцова Е.Л., Лобанов В.А. Вариации климата внетропической зоны причин Северного полушария в последние 1000 лет: анализ данных и возможных причин // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М.: Планета, 2011. С. 131–152.
2. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М.: Мысль, 1988. С. 59–67.
3. Захаров В.Ф. Изменение состояния морских арктических льдов // Формирование и динамика современного климата Арктики. СПб.: Гидрометеоиздат, 2004. С. 112–135.
4. Захаров В.Г. Особенности колебаний ледников Приатлантической Арктики (конец XIX – начало XXI вв.) // Сложные системы. М.: МГУ, 2014. № 4(13). С. 33–45.
5. Кононова Н.К. Циркуляционные характеристики климатических экстремумов. Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 22–29.
6. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
7. Кононова Н.К. Типы глобальной циркуляции атмосферы: результаты мониторинга и ретроспективной оценки за 1899–2017 гг. // Фундаментальная и прикладная климатология. № 3. 2017. С. 108–123.
8. Сидоренков Н.С. Небесно-механические причины изменений погоды и климата // Геофизические процессы и биосфера. 2015. Т. 14. № 3. С. 5–26.
9. Makiko Sato, James E. Hansen, M. Patrick McCormick, James B. Pollack. Stratospheric Aerosol Optical Depths, 1850–1990 // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. N. D12. P. 22987–22994.
10. Sidorenkov N.S., Zhigailo T.S. Geophysical effects of the Earth's monthly motion // Odessa Astronomical Publications. 2013. Vol. 26. N/2. P. 285–287.
11. Sidorenkov N.S., Ian Wilson. Influence of solar retrograde motion on terrestrial processes // Odessa Astronomical Publications. 2017. Vol. 30. P. 246–249.

Формирование мафических даек в процессе андерплейтинга: предварительные результаты численного моделирования

В настоящее время считается надежно обоснованным существование двух докембрийских суперконтинентов – палео-мезопротерозойского Нуна (Колумбия) и неопротерозойского Родиния. Существование третьего, неоархейского суперконтинента Кенорленд, ставится под сомнение. Однако с появлением новых кондиционных неоархейских–палео-протерозойских палеомагнитных полюсов для разных континентальных блоков, выделение основных этапов распада суперконтинента Кенорленд активно обсуждается в многочисленных публикациях (см. обзор в [2]).

Вместе с тем, результаты построения геодинамической модели суперконтинента Родиния показали, что его распад начинался с подъема мантийного суперплюма [5, 7 и ссылки в этих работах]. Это событие маркируется внедрением большого количества даек и интрузий основного состава. Практически одновременно с подъемом мантийного плюма из-за гравитационной неустойчивости центра масс происходит событие True Polar Wander – резкое отклонение на 50-60° оси вращения Земли, что приводит к «опрокидыванию» суперконтинента и его расколу [6]. После этого в течение ~ 100 млн лет отмечается период «предраскольного состояния», фиксируемое проявлением внутриплитного магматизма с высокой степенью фракционирования расплавов и значительной контаминацией их коровым веществом. Вместе с тем, на этом этапе распада как такового еще не происходит. Первые этапы распада суперконтинента на мегаконтиненты маркируется присутствием большого количества толеитов и толеитовых базальтов MORB-типа. Финальный распад суперконтинента на отдельные континентальные блоки связывается с выделением крупных магматических провинций (LIP) [5].

В пределах Карельского кратона раннепалеопротерозойские мафит-ультрамафитовые интрузии и вулканогенные образования представлены расслоенными интрузивами Олангской группы, Бураковской интрузии и их аналогами [3]. По геохимическим особенностям сумийские габбронориты (2.45 млрд лет) связывают с подъемом глубинного ман-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; zakharov@geol.msu.ru, natalia.lubnina@gmail.com

² Университет «Дубна», Московская область, Дубна, Россия

тийного плюма [8]. В период 2.4–2.2 млрд лет формируются рои долеритовых даек, являющихся отражением этапов палеопротерозойского внутриплитного магматизма в пределах Карельского кратона [9]. Окончательный раскол архейской литосферы в пределах Карельского кратона маркируют толеиты MORB-типа (2.14 млрд лет) [9].

Поскольку объектами для палеомагнитных исследований являются как различные по мощности дайки, так и расслоенные интрузии, для корректной интерпретации времени приобретения породами компонент намагниченности необходимо знать скорость и глубину остывания (P – T -условия), а также время и скорость выхода интрузий на поверхность. Для исследования динамики изменения температуры после внедрения интрузивного тела, определения P – T -условий, выявления возможности формирования мафических даек в процессе андерплейтинга и оценки временных интервалов проведено численное геодинамическое моделирование. В качестве основы использованы оригинальные согласованные термомеханические и петрологические двумерные модели, разработанные Т.В. Герей с коллегами [4]. Рассмотрена обстановка растяжения континентальной литосферы (мощностью 140 км) в сочетании с поднятием горячей частично расплавленной мантии к подошве континентальной коры в области шириной 400–500 км.

Предварительные результаты моделирования (проведенного в масштабе плит) показывают, что в континентальной коре над плюмом формируются многочисленные интрузивные тела, имеющие основной состав. В результате теплового воздействия плюма из горячей мантии начинается выплавка расплава основного состава и его внедрение в подошву континентальной коры. Затем в ходе общего растяжения в коре формируются ослабленные зоны, по которым происходит внедрение горячего расплава с температурой 700–900°С и формирование мафических интрузивных тел.

Мощность формирующихся интрузивных тел составляет от 1 км до первых километров. Минимальный размер определяется разрешающей способностью данной модели, которая составляет 1 км, при моделировании с большей детальностью уменьшаются и минимальные размеры неоднородностей. Отметим, что наблюдается концентрация внедренных мафических даек в некоторых областях, т.е. повторные внедрения в одной и той же или близкой зонах. Затем происходит кристаллизация расплава и дальнейшее остывание системы даек. По предварительным результатам, время остывания составляет, в зависимости от размеров даек и их относительного расположения, от первых миллионов до первых десятков миллионов лет.

В результате моделирования выявлено, что сходные структуры и последовательность их формирования возникают при некотором диапазоне значений: скорость растяжения 0.2–2 см/год, мощность континентальной коры 30–45 км, добавочная (по сравнению со значениями, принятыми для современных условий) температура мантии 50–150° С, что соответствует условиям докембрия.

Проводились численные эксперименты с глубиной верхней части плюма 40, 60, 70 и 80 км, и с температурой мантии на 150° С выше современных, что соответствует геодинамическим условиям архея–палео-протерозоя. Во всех указанных случаях происходит внедрение интрузивных тел основного состава по ослабленным зонам, формирующимся в процессе растяжения, сходно с описанным выше механизмом. Но при этом выявлены следующие особенности. В случае глубины плюма 40–60 км внедрение интрузивных тел происходит в целом симметрично. Оно начинается с краев зоны, находящейся под его воздействием и распространяется к ее центральным областям. Для глубины плюма 70 км растяжение, подъем горячей мантии проявляется сначала в правой части континентальной коры, и затем распространяется налево. Для случая глубины плюма 80 км эта тенденция еще более выражена: выявляется тренд в распространении интрузий справа налево. Отметим, что это распространение происходит не равномерно, а скачкообразно, что вызывается неравномерным поднятием горячей мантии верхних частей плюма. Таким образом, выявляются некоторые «пульсации» в развитии интрузий. Следует отметить, что общее время процесса тут невелико и составляет первые млн лет.

При ультрамедленном растяжении (0.2 см/год) продолжительность процесса формирования даек составляет до 70 млн лет. Дальнейшее развитие моделей приводит к тому, что континентальная кора в значительной мере поглощается выплавленными из мантии базальтами, и на месте континентального блока формируется океанический бассейн с новой океанической корой. В случае симметричного растяжения формируется однородный океанический бассейн, континентальная кора фрагментируется, и ее остатки постепенно исчезают. В случае несимметричного развития растяжения также формируется новая океаническая кора, однако возможно сохранение относительно крупных (50–80 км) континентальных блоков с кислой корой. Время существования этих континентальных блоков зависит от скорости растяжения. Предварительные результаты показывают, что при ультрамедленном растяжении (порядка 0.2 см/год) такие континентальные блоки могут сохраняться в течение времени порядка 10 млн лет. В случае последующего закрытия океанического бассейна в процессе конвергенции оставшиеся

континентальные блоки будут представлять собой террейны, которые в дальнейшем могут входить в структуру аккреционно-коллизийного пояса. Но этот вопрос нуждается в дальнейшем исследовании.

Таким образом, результаты численного моделирования дают возможное объяснение последовательного формирования интрузивных тел Карельского кратона в обстановке андерплейтинга. Однако в среднем продолжительность процессов в наших моделях меньше, чем получено по датировкам интрузивных тел Карельского кратона. Более детальное описание формирования и термальной истории указанных объектов требует продолжения моделирования.

Авторы благодарят Т.В. Герю за предоставленный для моделирования программный код. Работа выполнена за счет гранта РФФИ (проект №18-17-00170) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова [1].

Литература

1. Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И. и др. Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.
2. Лубнина Н.В., Слабунов А.И. Карельский кратон в структуре неоархейского суперконтинента Кенорленд: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные по гранулитам Онежского комплекса // Вестн. Моск. Ун-та. Сер 4: Геол. 2017. № 5. С. 1–25.
3. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
4. Gerya T.V., Yuen D.A. Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol. 140. P. 293–318.
5. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precam. Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210.
6. Li Z.X., Zhong S. Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics // Phys. Earth Planet. Inter. 2009. Vol. 176. P. 143–156.
7. Lobkovsky L., Kotelkin V. The history of supercontinents and oceans from the standpoint of thermochemical mantle convection // Precam. Res. 2015. Vol. 259. P. 262–277.
8. Puchtel I.S., Haase K.N., Hofman A.W. et al. Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61. P. 1205–1222.
9. Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V. et al. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian craton, eastern Fennoscandian shield: U–Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes // Precam. Res. 2015. Vol. 259. P. 43–57.

Модели тектонофизического контроля транспорта флюидов при образовании гидротермальных месторождений в сейсмическом режиме

Современные модели объясняют механизмы транспорта гидротермальных флюидов, поступающих в сейсмическом режиме из глубинного источника в сферу накопления рудных концентраций, с позиций флюидного режима и проницаемости активных разломов-проводников. Наиболее ранней является модель клапанного механизма (fault-valve) [6], регулирующего пульсационное поступление флюидов в зоны разломов, по которой восходящая миграция осуществляется при условии превышения сейсмического девиаторного напряжения над литостатическим давлением в области генерации гидротермального источника. Регулятором (клапаном) является объем и давление флюидов – при сбросе давления в процессе разрушения пород и расходе флюидов «клапан закрыт». Принцип влияния объема флюидов на транспорт заложен в модель роевых землетрясений, инициированных напорными флюидами [5]. Каскады роев землетрясений «запускаются» в разломах при объемах флюидов от 10^4 до 10^5 м³, поступающих со скоростью десятков литров в секунду, при этом рудные концентрации могут накапливаться за 10^4 – 10^5 лет в процессе тысяч эпизодов роевой сейсмичности. Однако, влияние различных, зависящих от типа разгрузки напряжений в очаге землетрясения, сейсмических механизмов деформаций на транспорт флюидов не рассматривалось. Разгрузка сейсмического очага по модели двойного диполя (Double Couple – DC) вызывает образование проницаемой трещинной инфраструктуры разлома по различным схемам для сдвига, сброса или надвига, а о схеме образования трещинной инфра-структуры при недвухдипольной (Non Double Couple – NDC) разгрузке очага мало сведений.

Изучались золоторудные месторождения Вернинское (рис. 1а) и Ирокиндинское (рис. 1б), формирование которых происходило в условиях, отличающихся по динамическим режимам подводящих разломов. Первое размещено в центральной части Байкало-Патомского пояса (БПП) и локализовано в покровно-складчатой толще байкалид Бодайбинского синклинория, сформированного над палеорифтом. Его фор-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; tatiana1946@yandex.ru, vlad243@igem.ru, kostik.mur@mail.ru, kotovaleksey@gmail.com

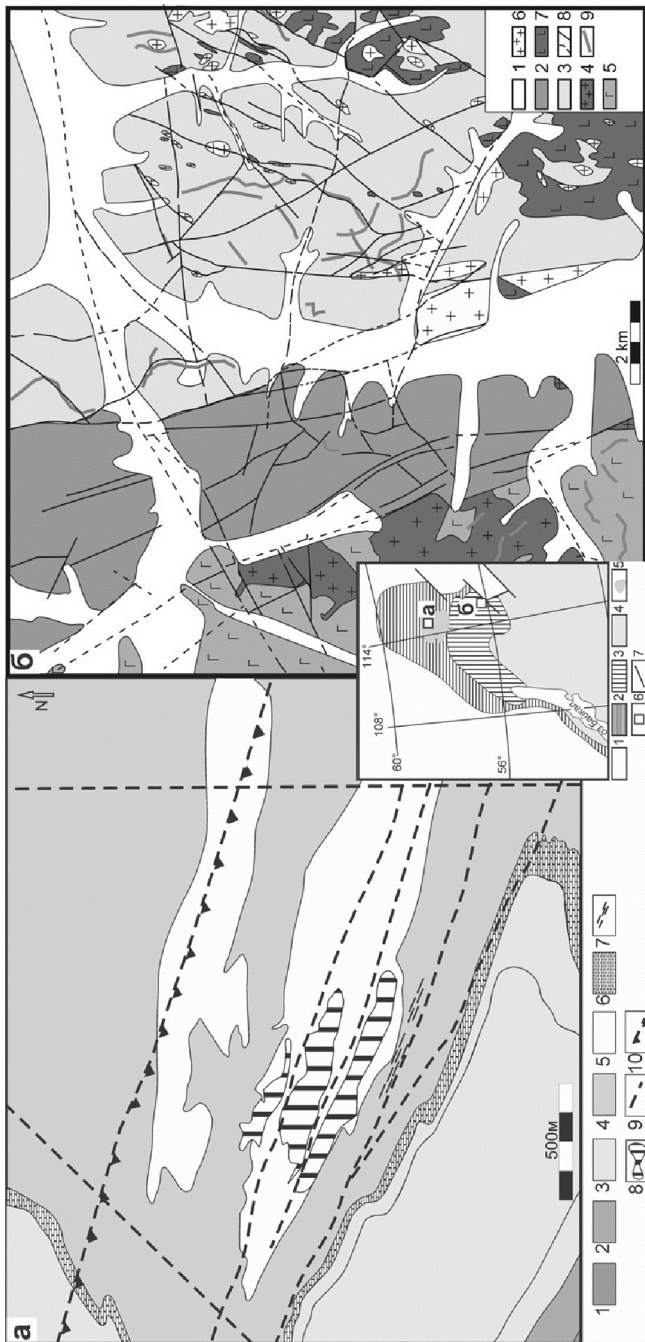


Рис. 1. Геолого-структурные схемы Вернинского (а) и Ирокиндского (б) месторождений.

На врезке: 1 – Сибирский кратон, 2 – БПП, 3 – БМП, 6 – позиция месторождений, 7 – разломы.

а) 1–6 – метаморфизованные породы свит: 1 – PR₃ap, 2 – PR₃vc, 3–6 – PR₃au; 3–5 – чередование сланцев, алевролитов, песчаников, 6 – горизонт известняков; 7 – жилы, 8 – прожилково-вкрапленные руды; 9 – разломы; 10 – зона надвигов.

б) 1 – четвертичные отложения (Q); 2 – метатерригенные породы (R-V[?]); 3 – гнейсы (AR[?]kn); 4–7 – интрузивные комплексы:

4 – (PR₂?-R₃bm[?]); 5 – (PR₂); 6, 7 – (PR₁ ms); 8 – разломы; 9 – жильные зоны

мирование связано с поступлением флюидов в режиме активизации субширотной зоны надвигов, образовавшихся поперечно к простиранию палеорифта и сдвигов вдоль субмеридиональных разломов, скрытых под надвигами. Второе размещено на восточной окраине Байкало-Муйского пояса (БМП), вблизи юго-западной окраины Сибирского кратона и локализовано как в архейских гнейсах кратонного выступа в среде орогенных байкалитид, так и в породах интрузивных комплексов БМП. Его формирование происходило при поступлении флюидов из глубоких тектоно-магматогенных пулл-апат структур через разломы, активные в режиме сдвигов, в структуру «пальмы», верхушку которой представляли дивергентные надвиги, образовавшие структурные зоны [2].

По динамопарам тангенциальных сколов, выполненных рудными прожилками, реконструировано множество частных переменных векторов главных нормальных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) и деформаций (A, B, C), характеризующих напряженно-деформированное состояние (НДС) среды в период поступления флюидов. Количественный анализ НДС среды производился по оценкам собственных значений детерминантов ($\text{Det}(M_{i,j})$) тензоров-девиаторов, [1] и асимметрии тензоров [4].

При формировании Вернинского месторождения флюиды поступали в активную тектоническую систему в условиях нестабильности поля напряжений. Инверсии векторов напряжений ($\sigma_2 \leftrightarrow \sigma_3$) и деформаций ($B_{1,2} \leftrightarrow C_{2,1}$) (рис. 2-I-B, C) в субмеридиональном направлении указывают на возвратные дислокации "маятникового" типа вдоль сместителей скрытых крутопадающих разломов. Если учесть, что зоне надвигов соответствует простирание пояса максимумов пологих векторов растяжения (σ_1) (см. рис. 2-I-A) и наблюдается инверсия векторов напряжений ($\sigma_1 \leftrightarrow \sigma_3$) и деформаций ($A_{2,4} \leftrightarrow C_{4,2}$) (см. рис. 2-I-A, C), возможна следующая интерпретация картины деформаций. Дискретно-непрерывное надвигание покровных толщ с севера на юг сопровождалось сейсмическими событиями, что вызывало качание плоскостей B_1C_1 и B_2C_2 деформаций в зонах скрытых глубоких меридиональных разломов, способствующее локальному раскрытию нарушений надвиговой зоны и проявлению вдоль них переменной сдвиговой компоненты. Механизм палеодеформаций схож в целом с сейсмическим механизмом DC-типа (сдвиго-надвиги), в очаге которого происходило перераспределение напряжений между σ_1 и σ_3 , через σ_2 . При такой посреднической роли σ_2 , максимальное трещинное разрушение в зоне разломов, увеличивающее их проницаемость, должно совпадать с направлением векторов B деформации, вдоль которых сопрягаются все динамопары мелких сколов. Термо-барометрические параметры флюидов (давления не превышают 3 кбар и температуры 356–252°C), полу-

ченные по флюидным включениям в золотоносном кварце, соответствуют глубине 8–9 км [3]. Учитывая эти данные и изменения направления действия σ_3 на противоположное, "маятниковый" механизм деформаций способен работать в насыщенной флюидами среде как насос, обеспечивая подкачку флюидов под давлением 2–3 кбар из источников по глубоким меридиональным разломам в сдвиго-надвиговую зону сферы накопления рудных концентраций. Модель тектонофизического контроля транспорта флюидов "пульсационно-маятниковая".

Поступление флюидов в зоны разломов при формировании Ирокиндинского месторождения происходило в режиме преобразования поля напряжений сдвига в центроидное. Пульсирующее поле напряжений одноосного переменного сжатия-растяжения ($\sigma_3=\sigma_2>\sigma_1\leftrightarrow\sigma_3=\sigma_2<\sigma_1$) изменилось на более устойчивый режим одноосного растяжения ($\sigma_1>\sigma_3=\sigma_2$). Устойчивый режим обусловил четко структурированную картину конических деформаций с замкнутым поясным распределением максимумов пологих векторов С и В (при $\sigma_3\approx\sigma_2$) и полярным распределением частных векторов А вблизи оси Н (см. рис. 2-П), которая является осью симметрии конической системы деформаций, не согласующейся с кинематикой сдвигов по разломам. Все элементы парагенеза трещинной инфраструктуры пересекаются в точке сопряжения с осью Н [2], создавая здесь максимальное разрушение и повышенную проницаемость. Сопряжение проводящих разломов (см. рис. 2-П) также совпадает с ориентировкой Н. Дивергентные надвиги структурных зон раскрылись под действием флюидов, на что указывает растяжение (см. рис. 2-П, А), действовавшее нормально к сместителям, в которых лежат веером частные векторы С и В деформаций (см. рис. 2-П, С и В). Тензор-девиатор, характеризующий общие деформации Ирокиндинского месторождения, близок к сдвигу, но не соответствует полностью фокальным механизмам DC-типа, когда действуют только касательные напряжения. Веерное распределение векторов С (σ_3) и В (σ_2) (см. рис. 2-П, С и В) при $\sigma_3=\sigma_2$ можно интерпретировать только как связанное с равномерным давлением флюидов на стенки проводящего разлома. Флюиды поступали в активный в режиме сдвига разлом под давлением >4 кбар и температуре >450°C (параметры соответствуют глубине 15–17 км [3]), добавляя, судя по вариациям оценок асимметрии тензоров, объемные напряжения, действовавшие из центра масс флюидопотока на стенки разлома–проводника, что, вероятно, вызывало угасание сдвиговой компоненты. Устойчивый механизм палеодеформаций соответствует сейсмическому механизму центроида момента NDC-типа, который проявился как продукт триггерного воздействия флюидов на процесс разрушения, не зависящий от сдвига, что подтверждается

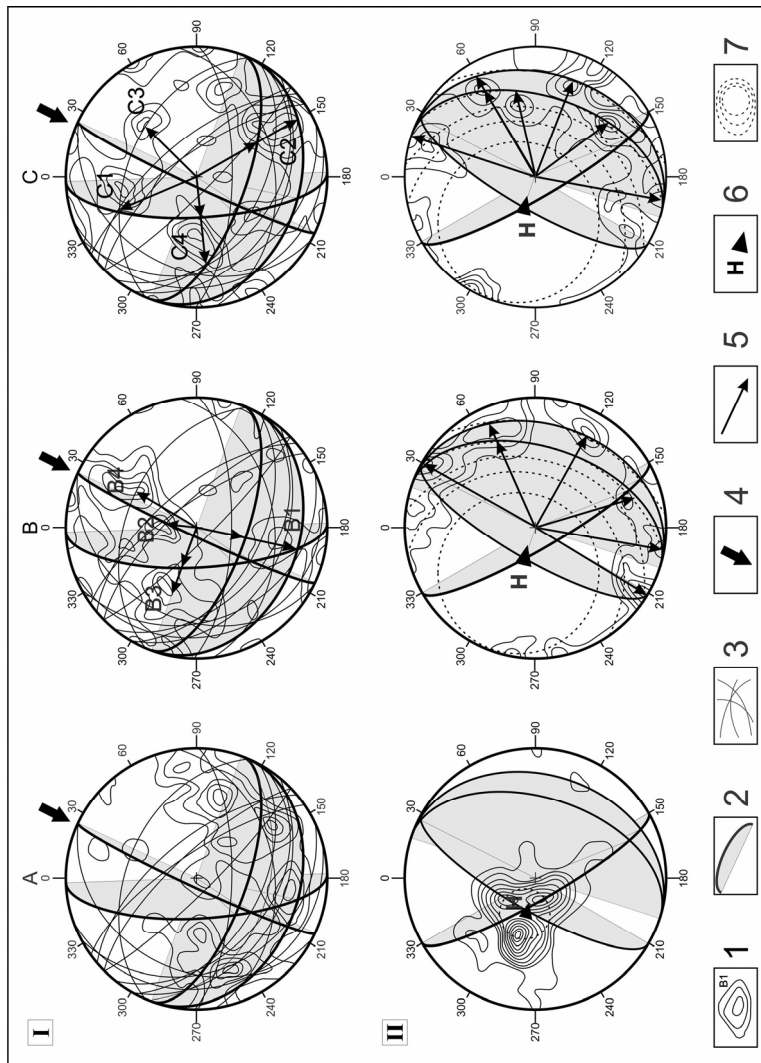


Рис. 2. Сферограммы, характеризующие НДС среды в период накопления рудных концентраций месторождений Вернинское (I) и Ирокиндинское (II). Все проекции на верхнюю полусферу сетки Шмидта.

Условные обозначения к рис. 2:

I – изолинии плотности распределения (0,5,1,0,1,5,2,0,...7%) векторов деформаций, напряжений *A* (σ_1), *B* (σ_2), *C* (σ_3), σ_3 – максимальное сжатие, σ_1 – минимальное, σ_2 – промежуточное; 2 – плоскости разломов и надвиговых зон; 3 – проекции жил и прожилков; 4 – направление регионального сжатия; 5 – векторы *B* и *C* деформаций в плоскостях тектонических нарушений; 6 – ось симметрии системы конических деформаций; 7 – проекции сечений аппроксимирующих конусов Бингхема

большими вариациями параметров флюидной системы: давления (от 4.24 до 1.9 кбар), плотности жидкой (от 1.09 до 0.96 г/см³) и газовой фазы (от 1.01 до 0.67 г/см³). Сброс давления на 2.3 кбар флюида, снижение его плотности являются реакцией флюидной системы на дилатационную декомпрессию при заполнении флюидами вакуумированных трещинных зон. Модель тектонофизического контроля транспорта флюидов “триггерная центроидная” при затухающей подвижке по разлому.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН I.48П, гранта РФФИ: №.17-05-01167.

Литература

1. *Злобина Т.М.* Математические методы моделирования трещинных структур рудных месторождений. М.: Наука, 1991. С. 71–74.
2. *Злобина Т.М., Петров В.А., Мурашов К.Ю., Котов А.А.* Модель формирования структуры Ирокиндинского золоторудного узла (С. Бурятия) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2018. С. 218–222.
3. *Прокофьев В.Ю., Пэк А.А.* Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 1. С. 3–24.
4. *Bingham Ch.* An antipodally symmetric distribution on the sphere // *Annals of Statistics*. 1974. Vol. 2. P. 1201–1225.
5. *Cox S.F.* Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: implication for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes // *Economic Geology (Bulletin SEG)*. 2016. Vol. 111. N 3. P. 559–587.
6. *Sibson R.H., Robert F., Poulsen K.H.* High-angle reverse faults, fluid pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 551–555.

Неопротерозойский рифтогенез на восточной окраине Русской плиты

Уральская складчатая область, по современным представлениям, основанным на восстановлении палеотектонических обстановок, разделяется на Западный палеоконтинентальный и Восточный палеоокеанический секторы. Западный сектор развивался на континентальной коре восточной окраины Европейского континента, а Восточный – на океанической палеозойской коре. В пределах Западного сектора на Северном и Среднем Урале, наибольшим распространением и разнообразием магматических пород характеризуется Центрально-Уральская структурно-формационная мегазона [1, 3]. В её Среднеуральской части находится Кваркушко-Каменногорская структурно-формационная зона (ККСФЗ). Североуральская часть мегазоны, представлена Верхнепечорско-Колпаковской структурно-формационной зоной (ВПКСФЗ), которая по нашим представлениям, включает Ляпинско-Кутимский мегантикли-норий и его продолжение на юге, в виде Колпаковской структуры. ВПКСФЗ в своей южной части расположена восточнее ККСФЗ и отделяется от неё Ельминско-Серебрянской зоной, состоящей из Улсовско-Висимского мегасинклинория и его северного продолжения.

ККСФЗ соответствует Кваркушко-Каменногорскому мегантиклинорию Центрально-Уральского поднятия. Строение фундамента ККСФЗ исследовано геофизическими методами. Содержательный анализ результатов грави- и магнитометрии, позволил сделать вывод о положении Кваркушко-Каменногорской зоны на восточной окраине мезоархейской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) Русской плиты, на продолжении субширотного Чусовского зеленокаменного пояса [6], в опущенном и тектонически переработанном её блоке.

ВПКСФЗ развивалась, на относительно молодом фундаменте Печорской плиты, имеющем позднепротерозойский возраст.

Можно полагать, что в месте стыка ККСФЗ и ВПКСФЗ проходит зона сочленения Печорской и Русской тектонических плит. Граница между плитами проходит по Улсовско-Висимскому мегасинклинорию [2, 6].

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет (ПГНИУ), Пермь, Россия; riaminov@psu.ru, mineral@psu.ru

Анализ геологического строения Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, его геологического разреза показал, что рифейско-вендский осадочный чехол мегантиклинория, имеет полициклическое строение. Каждый цикл начинается с трансгрессивной обстановки и заканчивается эмерсивной, переходя через инундационную и регрессивную. Всего выделяются три цикла: позднерифейский, ранневендский и поздневендский. Первый позднерифейский цикл осадконакопления сопровождается наиболее интенсивным магматизмом. Начальный базальт-риолитовый магматизм цикла протекал во время активного погружения территории в течение инундационной обстановки. Завершающий трахибазальт-базальтовый магматизм первого цикла приурочен к его окончанию, к последней эмерсивной обстановке.

Кроме того, к первому циклу приурочен сарановский комплекс гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации в верхней части которого находятся расслоенные гипербазиты. Присутствие в составе пород первого цикла мантийного материала в виде дунитов и хромитоносных гарцбургитов, свидетельствует о присутствии мантийного клина [5] на месте формирования Кваркушко-Каменногорской структуры.

Перечисленные палеотектонические обстановки и характер магматизма явно указывают на развитие описываемой территории в рифее, как континентального рифта.

Развитие рифта продолжилось в раннем венде, что отразилось в циклическом строении вендских пород. После эмерсивной обстановки позднего рифея, приведшей к поднятию территории, частичной эрозии и размыву пород и образованием хромитоносных конгломератов, произошла ранневендская инундация, перешедшая в заключительную часть цикла эмерсию. Последняя сопровождалась формированием щелочного гиаломеланефелинит-трахибазальтового дворцового комплекса. В данном комплексе, произошло завершение интенсивного магматизма рифта, хотя проявления его, отмечаются и в третьем поздневендском цикле.

Третий цикл осадконакопления завершил развитие рифта, который превратился в авлакоген.

Описанная картина раскрытия, существования и развития Кваркушко-Каменногорского рифта практически полностью соответствует рифей-вендскому рифтогенезу, протекавшему в пределах Русской плиты. Рассмотренный палеорифт-авлакоген, по-видимому, является самым восточным из рифей-вендских рифтов Русской плиты, которая была составной частью мегаконтинента Лавразия.

Литература

1. Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П. Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб науч. статей. Перм. ун-т. Пермь, 2002. С. 124–146.
2. Ибламинов Р.Г. К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Пермь: Пермский ун-т, 2001. С. 34–44.
3. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Вулканические комплексы магматических формаций западного склона Среднего и Северного Урала // Литосфера. 2006. № 1. С. 76–90.
4. Ибламинов Р.Г., Пузик А.Ю., Суслов С.Б. Цикличность осадконакопления и магматизма Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория (Средний Урал) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала / Под общ. ред. Р.Г. Ибламинова. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т., 2018. С. 52–56.
5. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
6. Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Гершанок В.А., Простолупов. Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии // Литосфера. 2011. № 6. С. 134–140.

В.Л. Ильченко¹

Моделирование тектонического строения внешней оболочки Земли средствами волновой геодинамики как неразрушающий путь и альтернатива крупномасштабным сейсмологическим глубинным исследованиям

Внешняя земная оболочка не является сплошной средой, имеет глыбово-блочное строение и пронизана системами трещин. Трещины (разломы) служат путями миграции для рудоносных флюидов, а также создают зоны риска для недропользователей [1]. Трещиноватость обладает иерархичностью, фрактальностью и описывается известными степенными законами (геометрические прогрессии) и, тем не менее, сейсотектонические события (как и их последствия) остаются непредсказуемыми и их рассматривают как «детерминированный хаос» [2 и мн. др.].

Строение внешней оболочки Земли (земной коры и верхней мантии, до глубин ≈ 600 км) изучают методами сейсмологического профилиро-

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия; vadim@geoksc.apatity.ru

вания с применением «мирных» ядерных взрывов (МЯВ) [3]. При этом определение «мирный» вовсе не следует трактовать как «безобидный», «безопасный» или «безвредный» [4].

Механизмы подготовки пород внешней земной оболочки к разрушению (в т. ч. тектоническое расслоение) имеют волновую природу. Ниже – краткое изложение их сути.

1) Механизм тектонического расслоения пород внутри колебательной системы: $M_n = M_0 \cdot 2^{-n}$, M_n – мощность элемента (моды) расслоения, n – номер моды (0, 1, 2..., все целые числа), M_0 – мощность колебательной системы, которая зависит от плотности пород вдоль вертикального радиуса приливно-волнового возмущения в данной точке; среднее значение $M_0 \approx 1600$ км [5]. Размер M_0 можно получить и «обратным» пересчётом из длины «конечной моды» M_n : $M_0 = M_n \cdot 2^n$. Длину конечной моды можно измерить на графиках каротажных работ (оптимально – расстояние между соседними породными вывалами на кавернограмме) из относительно неглубоких скважин ($\approx 1 \square 2$ км). Этот механизм впервые был предложен и использован для построения модели тектонического расслоения земной коры Печенгского блока и доказан на динамическом разрезе Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) [6], Уральской сверхглубокой (СГ-4) и на многих других скважинах (пройденных в осадочных фанерозойских толщах и, в т. ч., на шельфе Баренцева моря).

2) Развитие концентрической системы тектонических нарушений вокруг геологического объекта (породного тела) с контрастными, относительно вмещающей среды, свойствами (сюда – как весьма контрастные объекты – относятся глубокие горные выработки) и которое регулярно превращается в источник колебаний, происходит по закону: $M_n = M_0 \cdot \sqrt{2}^{-n}$; M_n – n -й радиус области тектонических нарушений, n – её номер (0, 1, 2..., все целые числа), M_0 – мощность исходной ($N_0=0$) колебательной системы. Размер M_0 так же как и в механизме тектонического расслоения, можно легко получить посредством обратного пересчёта: $M_0 = M_n \cdot \sqrt{2}^{-n}$ [7 и ссылки там].

Сходство (и, по-видимому, родство) формул: $M_n = M_0 \cdot 2^{-n}$ и 2) $M_0 = M_n \cdot \sqrt{2}^{-n}$, предполагает общий физический принцип для обеих ситуаций (в их основе – одно и то же физическое явление), разница в том, что при переходе «изнутри – наружу» в точке M_0 , динамика описываемого процесса меняется. Эти изменения вытекают из ситуаций: в случае (1) приливная энергия остаётся как бы «внутри» колебательной системы, а случай (2) описывает «работу» той части энергии, что уходит из колебательной системы во внешнюю среду. В итоге получается

два числовых ряда (геометрические прогрессии), начинающихся в точке M_0 , развитие одного из которых происходит с «убыванием» длин мод по мере роста их количества – за счёт их пошагового деления пополам, а другого – с возрастанием длин.

Рабочая версия процессов «подготовки» пород к тектоническому расслоению состоит в следующем: колебание в породах внешней земной оболочки вызывается – на атомном уровне – наподобие эффекта Мёсбауэра – силой лунной гравитации (солнечно-лунный прилив). Затем, по мере ухода источника возмущений (Луны) из зенита приливное возмущение (колебание) преобразуется в стоячую волну, которая вынуждена перейти в режим затухания, с развитием в колеблющейся среде системы из многих точечных узлов стоячей волны – концентраторов избыточных напряжений (куда, видимо, отжимается часть напряжений из зон колеблющихся пучностей стоячей волны), что и обуславливает последующее расслоение [6]. Более строгого физического описания этого явления пока ещё нет, но сам описанный механизм, хотя и получен эмпирически, вполне рабочий и позволяет вычислять вероятностное пространственное положение границ тектонического расслоения с достаточно высокой точностью.

Теперь немного об эффектах, возникающих вследствие описанных процессов тектонического расслоения. Во-первых, это анизотропия упругих свойств горных пород (или просто упругая анизотропия); известно: показатель упругой анизотропии в массиве горных пород отличается заметными пространственными вариациями и, как правило, эти вариации имеют волнообразный тип распределения (по вертикали и по латерали). Чем выше показатель анизотропии, тем быстрее и легче порода разрушается – предпосылка для избирательного выветривания. В рельефе этот момент отражен так, что самые высокие горные вершины сложены наименее анизотропными породами (и наоборот). Показатель упругой анизотропии вычисляется из скоростей распространения ультразвука в породном пространстве в разных направлениях и определяется системой трещин. Принято считать, что пространственное положение главной плоскости упругой симметрии соответствует направлению, в котором ультразвук проходит с наименьшей скоростью. В общем, эта плоскость пространственно совпадает с самой развитой системой трещиноватости.

Кроме того, многократно эмпирически установлено, что всякий раз, когда происходит спонтанное искривление скважины, буровой снаряд, в процессе её бурения, всегда стремится занять положение (отклоняется от вертикали), нормальное к главной плоскости упругой симметрии или системе тектонических нарушений (трещин) [8 и др.]. Таким обра-

зом, можем считать, что якобы спонтанное, отклонение скважины происходит в условиях, которые определяются приближением бурового инструмента к системе тектонических нарушений (или контактом инструмента с трещиноватой средой), развитие которой связано с волновым влиянием неизвестного (или известного) породного тела с контрастными по отношению к вмещающей породе свойствами.

Как уже сказано выше, развитие зон тектонических нарушений («подготовка» условий – накопление некоего избыточно-критического количества упругой энергии в узловых точках стоячей волны) происходит пошагово, причём в зависимости от номера моды тектонического расслоения (её длина прямо пропорциональна времени накопления этой энергии). Кроме того, породы внешней земной оболочки (тектоносфера) отличаются заметными пространственными вариациями физических свойств (плотность, прочность), что соответственным образом отражается в деструктивных (динамических) явлениях. Приведённые выше данные упрощают понимание нелинейности многих геодинамических явлений.

Заключение. Как показала практика, использование механизма тектонического расслоения позволяет без особых затруднений строить модели тектонического расслоения корово-мантийной оболочки с вычислением глубин залегания тектонических границ разных иерархических «рангов», причём результаты вычислений получаются хотя и вероятностные, но вполне удовлетворительного качества – ничуть не хуже результатов сейсмологических работ. При этом для расчётов расслоения требуется лишь каротажный материал по неглубоким скважинам – из геофизических архивов, т.е. себестоимость таких расчётов крайне низка и ни в какое сравнение не идёт с ценой проведения глобальных сейсмологических исследований с применением МЯВов.

Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН по теме НИР № 0231-2015-0006.

Литература

1. *Шабаров А.Н., Цирель С.В.* Обеспечение геодинамической безопасности при подземной разработке месторождений // Горный журнал. 2017. № 9. С. 65–70.
2. *Захаров В.С.* Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа. Автореф. дисс. ... д.г.-м.н. М.: Геологический ф-т МГУ, 2014. 35 с.
3. *Павленкова Н.И., Павленкова Г.А.* Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2014. 192 с.

4. Яблоков А.В. «ЧУДИЩЕ ОБЛО, ОЗОРНО, ОГРОМНО, СТОЗЁВНО И ЛАЙЯ...» Рассказ эколога об атомной индустрии. Иркутск: «Байкальская Экологическая Волна», 2009. 128 с.

5. Ильченко В.Л. Оценка глубины проникновения энергии лунного прилива во внешнюю оболочку земли // Сб. мат. XIII междунар. конф. "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле" / Ред. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я. и др. Москва, 1–3 октября, Борок, 2011 г. М., 2012. С. 109–112.

6. Ильченко В.Л. Моделирование тектонического расслоения земной коры как колебательной системы, возбуждаемой лунным приливом (на примере земной коры Печенгского блока, Балтийский щит) // Сб. мат. XIII междунар. конф. "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле" / Ред. Лебедев Е.Б., Салтыковский А.Я. и др. Москва, 1–3 октября, Борок, 2012 г. М., 2012. С. 105–108.

7. Ильченко В.Л. Волновая природа систем тектонических нарушений вокруг горных выработок и их аналогов (концентрических кольцевых разломов) на земной поверхности. // Материалы Всероссийской конференции в ИГД СО РАН, «Геодинамика и напряженное состояние недр Земли», 2–6 октября 2017 г. Новосибирск // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. Т. 4. № 2. С. 47–52.

8. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

Л.П. Имаева¹, В.С. Имаев

Сеймотектонические деформации неотектонических структур Арктико-Азиатского сейсмического пояса

Комплексные геолого-геофизические и сейсмологические исследования выявили на территории Северо-Востока Азии протяженный – Арктико-Азиатский сейсмический пояс (ААСП), который в структурно-тектоническом плане подразделяется на региональные сегменты с развитием в их пределах характерных парагенезисов активных структур, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры [1–3]. **Лаптевоморский сегмент** включает акваторию шельфа моря Лаптевых и сопряженные структуры побережья. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы, а также Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем. Сейсмичность в акватории Северного Ледовитого океана представлена линейной зоной эпицентров землетрясений и обусловлена спредингом океанического дна, на что указывают параметры фокальных механизмов местных землетрясений [2] и распределение аномалий магнитного поля [3]. По сейсмологическим данным [2] ре-

¹ ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия; imaeva@crust.irk.ru

жим растяжения распространяется на шельф моря Лаптевых и прибрежные районы континента. Здесь главные оси напряжений располагаются вкрест простираения основных тектонических элементов и при пологих углах погружения имеют северо-восток–юго-западное направление. На шельфе моря Лаптевых выявляются два тектонических блока, расположенных по обе стороны от осевой зоны границы между Евразийской и Североамериканской плитами [1, 2]. На западной границе Лено-Таймырского блока и на шельфе Восточно-Сибирского моря по данным фокальных механизмов землетрясений существует режим сжатия, как реакция на рифтинг, действующий в пределах основной зоны эпицентров хребта Гаккеля и на шельфе моря Лаптевых.

Хараулахский сегмент в тектоническом отношении расположен на северном фланге Верхоянского складчато-надвигового пояса [4]. Напряженное состояние земной коры сегмента исследовалось на основе фокальных механизмов землетрясений [2] и данных геолого-структурных наблюдений [1, 2]. В Хараулахском сегменте установлены две области с переходным деформационным режимом: в пределах северо-западного фланга Верхоянской складчатой системы и в Буорхайнской зоне разломов. По сейсмологическим данным [1, 2] в этих областях вклад сжимающих усилий в общую деформационную обстановку весьма существенен, при этом близгоризонтальная ось сжатия ориентирована на северо-восток–юго-запад. Кинематика активных разломов (сбросы, сдвиги, надвиги и их модификации), анализ тектонической трещиноватости горных пород и типы палеосейсмодислокаций также свидетельствует о том, что сейсмический процесс в Хараулахской зоне развивается в условиях, как растяжения, так и сжатия. Таким образом, в Хараулахском сегменте Верхоянской сеймотектонической зоны существует уникальная переходная область изменения полей тектонических напряжений растяжения на сжатие, в пределах которой сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры. Окончательная смена режимов сеймотектонического деформирования земной коры (на сжатие) отмечается в региональных сегментах зоны Черского.

Яно-Индибирский сегмент сеймотектонической зоны Черского включает ряд террейнов различной геодинамической природы, расположенных к северо-западу от среднего течения р. Индибирка [4]. Кинематический анализ зон динамического влияния активных разломов, а также сейсмологические данные показали, что здесь в условиях транспрессии имеет место определенная динамическая обстановка, инициированная взаимодействием фронтальных структур Евразийской и Североамериканской литосферных плит. Подобные условия возможны,

если при сближении плит роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок. Результат такого воздействия проявился в формировании перед фронтальной частью индентора расходящихся северо-западных (левых) и юго-восточных (правых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях веерообразные зоны сжатия, представленные широким спектром складчатых и разрывных деформаций в кайнозойских отложениях Индигиро-Зырянского прогиба. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно расположена зона растяжения [2].

Индигиро-Колымский сегмент зоны Черского является северным блоком Охотоморской коровой плиты. Здесь пространственное распределение сейсмичности и систем активных разломов позволяет четко выделить три зоны повышенной сейсмотектонической активности. В первой из них, землетрясения концентрируются вдоль Кетандино-Ульбейской системы правых сдвигов субдолготной ориентации. Фокальные механизмы, произошедших здесь землетрясений, имеют восток-северо-восточную ориентацию напряжений сжатия и правосдвиговые смещения в их очагах. Вторая полоса сейсмичности приурочена к Индигиро-Колымской системе левосдвиговых разломов северо-западного простирания [1, 2]. Следующая зона относится к системе Челомджа-Ямского левого сдвига со взбросовой компонентой. Пространственная комбинация данных структурно-динамических зон показывает, что под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку, способствуя конвергенции Североамериканской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в северо-западной части зоны Черского, а правосторонних перемещений в Северном Приохотье.

На основе скоростей современных горизонтальных движений были рассчитаны деформационные параметры отдельных сегментов Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Результаты расчетов показали, что для данной территории характерны низкие значения скоростей деформации на уровне $10^{-9} \times \text{год}^{-1}$, что в тектоническом плане соответствует Евразийской и Североамериканской литосферным плитам. Максимальные значения скоростей деформаций $\approx |3 \times 10^{-8} \times \text{год}^{-1}|$ фиксируются в зоне сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской плит [2]. В зоне межплитной границы между Североамериканской и Охотоморской плитами отмечается область вращения против часовой стрелки – в обратном для остальной территории направлении. Таким образом, исследуемая территория находится в области влияния разных геодинамических процессов: на ней сказывается воздействие рифтогенных процессов в спрединговом хр. Гаккеля и окраинно-континентальной рифтовой системы шельфа моря Лаптевых, а также

режим сжатия, действующий в сеймотектонической зоне Черского, возникший при сближении литосферных плит: Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Североамериканской (-1 см/год) и Евразийской (-0.2 см/год) [1, 2].

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.

2. Сеймотектоника северо-восточного сектора Российской Арктики / Отв. ред. Имаева Л.П., Колодезников И.И. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 136 с.

3. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.

4. Парфенов Л.М. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. С. 199–254.

Т.Т. Казанцева¹

К особенностям строения офиолитовых поясов Урала

Удивительное постоянство ассоциации ультраосновных и основных пород с глубокоководными кремнистыми осадками Г. Штейнман в 1906 году назвал офиолитовой формацией, известной впоследствии как «тройственный союз» имени его автора. Длительный период забвения, когда в геологическом словаре «термин употреблять не рекомендуется» и насмешек «все свалено в одну кучу», сменился реабилитацией, термин «офиолиты» вновь стал использоваться в геологических исследованиях. «Гипербазитовый парадокс» разрешился в конце 60-х годов двадцатого столетия, когда глубокоководным бурением было установлено, что ультраосновные породы (гипербазиты) занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе дна океанов. Офиолиты континентов стали рассматривать как океаническую кору геологического прошлого (А.В. Пейве, 1969), а термин «офиолиты» предлагалось применять для полной последовательности, состоящий из гипербазитов, габбро, дайкового комплекса, подушечных лав и кремнистых пород.

Основную часть формаций, известных как офиолиты, составляют гипербазиты, которые чрезвычайно широко распространены. Урал, например, занимает первое место в мире по площади их развития. В значи-

¹ Уфимский федеральный исследовательский центр, Уфа, Россия; ktt@ufaras.ru

тельном количестве присутствуют в Корякско-Камчатской и Альпийско-Гималайском складчатых областях, Аппалачах, в Севано-Аккеринской зоне Малого Кавказа и др. Потому этим образованиям всегда уделялось большое внимание и придавалось особое значение в механизме образования и истории развития земной коры складчатых областей.

Длительная история изучения офиолитов привела к выявлению особенностей и закономерностей их состава, строения, структурного положения, происхождения, как отдельных типов пород, так и их парагенетических ассоциаций. Уже хрестоматийными истинами стали сведения о: сопоставимости офиолитов складчатых областей континентов с мафической корой океанов; преимущественно дунит-гарцбургит-лерцоли-товом составе гипербазитовых массивов, при участии верлитов, горнблендитов и других пород; тектоническом характере контактов; отсутствии активных интрузивных взаимоотношений с вмещающими породами. В нашей стране после установления аллохтонности гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале [1, 2] надвиговая природа офиолитовых комплексов доказана во многих складчатых областях.

Одной из важнейших особенностей структурной геологии регионов развития гипербазитов является сосредоточение этих образований в виде нескольких субпараллельных, меридионально вытянутых поясов, приуроченных к крупным региональным разломам. Это гипербазитовые пояса Урала. Форма отдельных тел и массивов согласуется как с их простиранием, так и с характером общей дислоцированности всего региона. Большинство массивов сопровождается зонами особых кластических образований, которые называют меланжем, микститом, олистостромом. На Урале сначала выделяли четыре гипербазитовых пояса, затем количество их возросло до тринадцати. Размещены они вдоль границ крупных структурно-формационных зон.

Имеются многочисленные данные геологических съемок [3], бурения и тематических разработок, в которых доказано, что все гипербазитовые пояса представляют собой фронтальные зоны надвигания океанической коры на континентальное основание. Изолированные массивы ультраосновных пород представляют собой останцы тектонических пластин, оторванных от своих корневых зон.

Состав гипербазитовых массивов отражают магматические формации, среди которых распространены: дунитовая, дунит-гарцбургитовая, дунит-гарцбургит-лерцолитовая и некоторые другие. Вариационная неоднозначность соотношений типов ультраосновных пород и кардинально разнящиеся представления на последовательность их формиро-

вания во времени наводят на мысль об особом характере геодинамического режима, обуславливающего их кристаллизацию [4]. Логичность приведенной выше последовательности вытекает из структурных возможностей породообразующих минеральных составляющих, которыми, как известно, в порядке кристаллизации ряда темноцветных минералов по Боуну-Заварицкому являются: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен и амфибол. В этом случае островной тип структуры оливина сменяется цепочечным, свойственным ортопироксену, с малыми затратами энергии. Кристаллизация клинопироксена происходит с некоторым повышением роли тектонического давления. Это вытекает из экспериментальных данных, когда ортопироксен превращается в клинопироксен в условиях деформирования (Моррисон-Смит, 1985). При этом структура клинопироксена отличается от ортопироксена тем, что у него тетраэдрические цепи смещены относительно друг друга в направлении оси z (Декарли, 1985). Если же последовательность появления минералов не соответствует прямому порядку кристаллизации (например, когда лерцолитовая формация предшествует гарцбургитовой), то требуется привнесение значительной дополнительной энергии. Это вытекает из реконструктивного характера структурного превращения ортопироксена из клинопироксена, так как размеры ионного радиуса Fe и Mg (катионов ромбических пироксенов), значительно меньше, чем у Ca (одного из катионов моноклинных пироксенов). Это положение можно использовать в структурной геологии при определении нормального либо опрокинутого залегания формаций ультраосновных пород в каждом конкретном случае.

Среди вторичных изменений минералов, слагающих гипербазиты, наиболее существенной является серпентинизация. Серпентиниты развиваются по дунитам и пироксенитам, преимущественно в краевых частях гипербазитовых тел и массивов, а также в зонах разрывных нарушений. Они служат и цементирующей массой кластических образований, возникающих в процессе тектонического перемещения гипербазитов. Запасы их значительны, что важно для Башкортостана, где в настоящее время внедрена технология полной утилизации промышленных кислотных и щелочных отходов, разработанная Б.А. Шкуропатов, и В.А. Борисовой [5] по программе Академии наук Башкирии. В ней в качестве нейтрализаторов используются серпентиниты и малоизмененные ультраосновные породы. Конечными продуктами являются сернокислый магний, гидрокремнезем и гидроокислы железа. Первый служит быстродействующим магниальным удобрением, а также исходным сырьем для получения солей магния в отдельных сферах промышленности. Второй используется как эффективный сорбент. Третьи при-

меняются при производстве керамики, декоративного стекла, опалового фарфора и др., а также содержат примеси хрома, никеля, марганца, кобальта, которые являются высококачественным легированным железорудным концентратом.

Возрасту гипербазитов и становлению гипербазитовых поясов уделялось внимание на протяжении всей истории их изучения. Во второй половине прошлого столетия периоды формирования гипербазитов определялись, в основном, по общегеологическим данным. Использовались и определения абсолютного возраста минералов (Павлов, Кравченко, Чупрынина, 1968, Овчинников, Степанов, Краснобаев, Дунаев, 1969; Гаррис, 1977 и др.), в которых разброс значений составил от **600** до 404 ± 18 млн лет. В конце этого периода наиболее интересная информация содержится в публикации Б.А. Шкуропата и В.А. Борисовой [6], по данным которых датирование рубидий-стронциевым методом для Баженовского массива соответствовало 949 млн лет, для Джетыгайринского 905 млн лет, а для хромдиопсидов Кемпирсайского массива 1100 млн лет. При этом дайкам преимущественно кислого состава соответствовал возраст в 245 млн лет. Как пишут эти авторы «длительность эндогенных процессов в офиолитах Южного и Среднего Урала, от раскрытия мантии, до завершения гидротермального минералообразования оценивалась в 700 млн лет».

В двадцать первом веке надежным методом определения абсолютного возраста гипербазитов, как известно, признают цирконометрию. Е.В. Пушкарёв и др. (2007), С.Г. Самыгин и В.С. Буртман (2009), А.А. Краснобаев, А.И. и И.А. Русины (2009), В.Н. Пучков (2010), Т.Т. Казанцева (2011), Г.Н. Савельева (2011) называют значения, соответствующие возрастному интервалу от докембрия до позднего палеозоя. Анализ приведенных датировок подтверждает преимущественно докембрийский возраст ультраосновных пород, и неоднократные проявления периодов тектонического становления гипербазитовых поясов в палеозое [7]. Образования последних сопровождаются: метаморфическими преобразованиями, в том числе глаукофанизацией, общерегиональными перестройками структурных планов; появлением формаций – индикаторов высокой интенсивности геодинамического режима: флиша, олистостром, микстита, меланжа, в составе которого присутствуют фаунистически охарактеризованные рифогенные тела [7, 8]. Таким образом, новые данные по возрастным характеристикам офиолитов подтверждают, что происходило последовательное выведение на поверхность гипербазитовых поясов надвиганием, омолаживающимся в восточном направлении. При этом зафиксировано несколько этапов их становления.

Литература

1. *Казанцева Т.Т.* Строение и особенности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала // Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования. 1970. С. 91–94.
2. *Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189. № 5. С. 1077–1080.
3. *Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия. // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1190. № 1. С. 113–121.
4. *Казанцева Т.Т.* Структурные превращения породообразующих минералов и геодинамика // Изв. Уфимского науч. центра РАН. 2013. № 4. С. 64–73.
5. *Шкуронат Б.А., Борисова В.А.* Утилизация некоторых горных пород из отходов рудодобывающих предприятий Башкирии. Уфа: Недра Башкортостана, 1997. С. 31–32.
6. *Шкуронат Б.А., Борисова В.А.* Хромитовое орудинение и основные этапы эволюции альпинотипных ультрабазитов Южного Урала // Геология. Известия отделения наук о Земле и экологии. 1997. № 1. С. 64–72.
7. *Казанцева Т.Т.* О возрасте гипербазитов и периодизации формирования гипербазитовых поясов Урала. // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов. 2011. № 17. С. 92–103.
8. *Савельева Г.Н.* Офиолиты варисцид Европы и Уралид: обстановки формирования и метаморфизм // Геотектоника. 2011. № 6. С. 24–39.

**В.А. Камзолкин¹, А.В. Латышев^{1,2}, С.Д. Иванов¹,
Ю.П. Видяпин¹, М.Л. Сомин¹, Е.П. Кулакова¹**

Новые данные о строении и возрасте блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа

Вопрос возраста и состава Блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа является частью фундаментальной проблемы изучения положения глубокометаморфизованных комплексов в структуре складчатых поясов. Ранее, на основании изучения интрузий блыбского комплекса было установлено что, по меньшей мере нижние уровни комплекса, представленные балканской формацией и прорывающим их Балканским массивом кварцевых метадиоритов

¹ Институт физики Земли (ИФЗ РАН), Москва, Россия; vkamzolkin@gmail.com, f0ma@ifz.ru, y.vidyapin@yandex.ru, somin@ifz.ru, Liverpool.town.uk@gmail.com

² Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; anton.latyshhev@gmail.com

являются поздневендским фундаментом [1]. Несмотря на то что для перекрывающих балканскую формацию сланцев армовской формации имеются оценки возраста на уровне среднего палеозоя [2], отсутствовали датировки армовских пород из района выделения стратотипа формации – горы Армовки.

Исследования возраста пород Армовского покрова проводились для восточного склона горы Армовки, обращенного к Малой Лабе, непосредственно над контактом с балканской формацией. Выделенные цирконы из пробы гранат-слюдяных сланцев окатанные, как правило, с видимой осцилляторной зональностью. Их датирование проводилось на приборе SHRIMP-II на базе Центра изотопных и геохронологических исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург).

Цирконы пробы 18–14 ($n = 11$) имеют Th/U отношения в диапазоне 0.29–0.55, что указывает на их магматический генезис [3]; для группы цирконов ($n = 4$) эти значения ниже (0.3–0.5), по-видимому, они имеют метаморфический генезис. Значения среднего квадратичного взвешенного отклонения MSWD = 0.66. Конкордантный возраст, полученный по пробе 362.2 ± 1.9 млн лет.

Учитывая имеющиеся данные по возрасту сланцев района Соленовского моста на р. Б. Лаба [2], можно заключить, что формирование и метаморфизм пород армовской формации происходили в среднем палеозое.

Одновременно нами были получены возрасты для цирконов, выделенных из монцодиоритов, протяженные тела которых оконтуривают южную границу блыбского комплекса и Передового хребта.

Для пробы 17–10 значения Th/U подтверждают магматический генезис: 0.21–0.48. По $n=14$ зернам получен конкордантный возраст 393.7 ± 1.7 млн лет (MSWD=0.036). Таким образом выделяется новое магматическое событие, произошедшее в среднем девоне в пределах основания зоны Передового хребта.

Таким образом данные датирования пород армовской формации подтверждают резкое возрастное несогласие с балканской формацией и подтверждают концепцию строения блыбского комплекса, включающую поздневендский фундамент и среднепалеозойский покров.

На настоящий момент нами выделено три магматических события запечатленных в пределах блыбского комплекса: поздневендское, связанное с внедрением крупнейшего балканского массива кварцевых метадiorитов, среднедевонское, проявившееся во внедрении тел монцодиоритов и раннекарбовое, выраженное во внедрении группы интрузий гранитоидов.

Данные исследования выполнены при поддержке РФФИ (Гранты: 16-05-01012, 17-05-01121).

Литература

1. Камзолкин В.А., Латышева А.В., Видяпин Ю.П., Сомин М.Л., Смутьская А.И., Иванов С.Д. Поздневендские комплексы в структуре метаморфического основания Передового хребта Большого Кавказа // Геотектоника. 2018. № 3. С. 42–57.

2. Леонов Ю.Г. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

3. Möller A., O'Brien P.J., Kennedy A., Kröner A. The use and abuse of Th-U ratios in the interpretation of zircon // Geophysical Res. Abstracts. 2003. Vol. 5. P. 12113.

В.Б. Каплун¹, А.К. Бронников

Геoeлектрические разрезы литосферы южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса по данным магнитотеллурических зондирований

Сихотэ-Алинский орогенный пояс (САОП) среднемелового возраста расположен в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 1500 км при ширине 600 км от залива Петра Великого на юге Приморья до побережья Охотского моря на севере Нижнего Приамурья. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синдвигового турбидитового бассейна [1]. Восточная окраина САОП перекрыта позднемеловым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом (ВСАВП).

В южной части САОП были проведены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в широком частотном диапазоне от 10кГц до 0.001 Гц с шагом 5 км на двух профилях: г. Дальнереченск – п. Пластун, длиной

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; kaplun@itig.as.khb.ru, bronnikovak1992@gmail.com

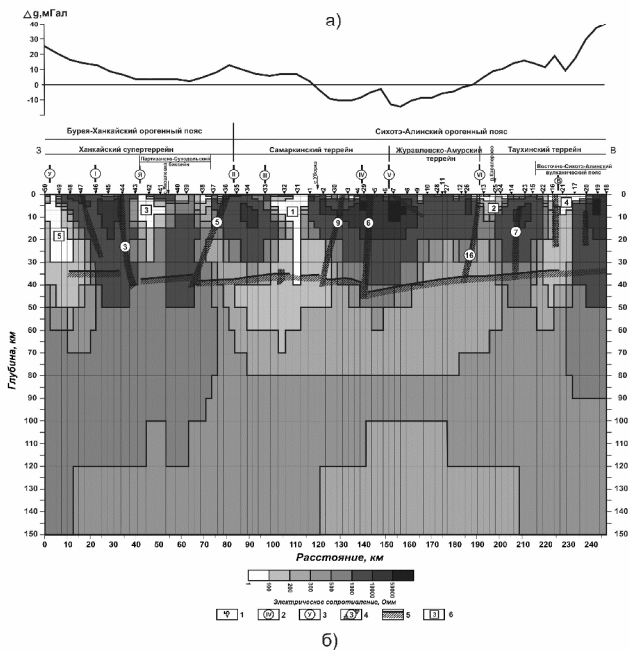
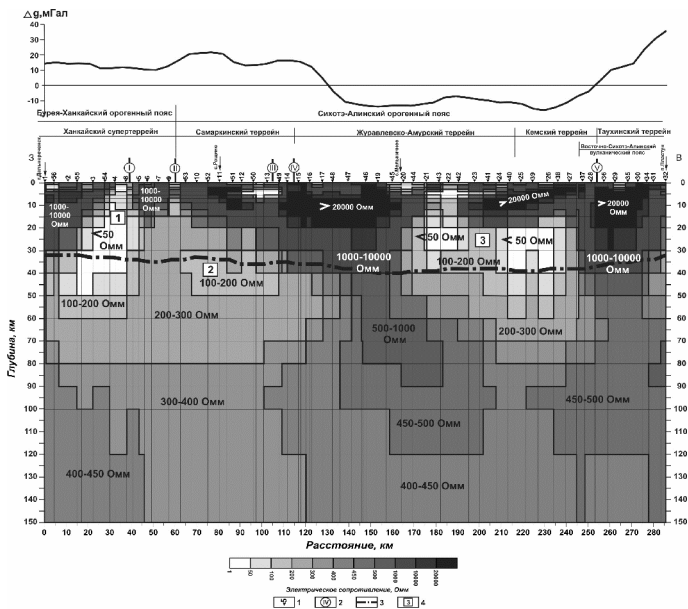


Рис. 1. Геоэлектрические разрезы, построенные по результатам трехмерной интерпретации [8]:

а – по профилю г. Дальнереченск – п. Пластун:

1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: I – Среднеханкайский, II – Арсеньевский, III – Самаркинский, IV – Центральный Сихотэ-Алинский, V – Фурмановский, согласно [3]; 3 – подошва земной коры по данным ГСЗ [2], 4 – зоны аномально низкого электрического сопротивления: 1 – Среднеханкайская, 2 – Роцинская, 3 – Верхне-Большеуссурская.

б – по профилю г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная, с вынесенными на него элементами строения земной коры по данным ГСЗ [2]:

1 – пункты МТЗ и их номера; 2 – основные разломы: I – Среднеханкайский, II – Арсеньевский, III – Самаркинский, IV – Меридиональный, V – Центральный Сихотэ-Алинский, VI – Фурмановский, согласно [3]; 3 – второстепенные разломы: У – Уссурийский, Я – Яковлевский, В – Восточный; 4 – зоны глубинных разломов по данным ГСЗ [2]: 3 – Западно-Сихотэ-Алинская, 5 – Даубихинская, 6 – Центральная Сихотэ-Алинская, 7 – Прибрежная, 9 – Фудзино-Иманский сдвиг, 16 – Фурмановская; 5 – поверхность Мохоровичича; 6 – зоны низкого электрического сопротивления: 1 – Кокшаровская, 2 – Кавалеровская, 3 – Яковлевская, 4 – Восточная, 5 – Спасская.

Над разрезами показаны графики аномального гравитационного поля Δg , мГал

285 км, и г. Спасск-Дальний – бух. Зеркальная [4], длиной 250 км, проходящих вкрест простираения пояса. Регистрация электромагнитного поля проводилась электроразведочной станцией МТУ-5А, производства фирмы Phoenix Geophysics (Канада).

В результате интерпретации полевых данных построены геоэлектрические разрезы литосферы до глубины 150 км (рисунок).

На профиле Дальнереченск-Пластун (рисунок, а) земная кора характеризуется высокими значениями ЭС свыше 1000 Ом·м, имеет блоковое строение и переменную мощностью от 20 до 40 км. Границами блоков являются зоны низких или пониженных электрических сопротивлений (ЭС) в основном совпадающие с основными разломами. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР) на геоэлектрическом разрезе как зона низких ЭС не выделяется. Выявлена одна граница между блоками, которая не связана с выделенными по геологическим данным разломами (пункты МТЗ 43-:-42). Природа её не определена.

В земной коре и верхней мантии выделено три зоны аномально низкого ЭС от первых десятков Ом·м до 100 Ом·м.

Геоэлектрический разрез верхней мантии имеет сложное строение. В основании земной коры и до глубины около 80 км располагаются две области низкого и пониженного ЭС от первых десятков Ом·м до 200–300 Ом·м, а глубже залегает область с более высоким ЭС от 300 до 500

Ом·м. Области низкого ЭС разделены зоной повышенных ЭС от 500 до 1000 Ом·м. В прибрежном блоке выделен слой повышенного ЭС в верхней мантии шириной 30–40 км, соединяющийся со слоем повышенного ЭС, лежащего в основании геоэлектрического разреза на глубинах 80–150 км и протягивающегося в западном направлении под континент.

На профиле Спасск-Дальний – бух.Зеркальная (рисунок, б) земная кора имеет блоковое строение с высокими значениями ЭС свыше 1000 Ом·м и переменной мощностью от 20 до 50 км, в основном совпадающей с мощностью земной коры, полученной по данным ГСЗ [2]. Наибольшая мощность слоя высокого ЭС земной коры до 50 км по данным МТЗ выделяется под Ханкайским супертеррейном и Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Границами между блоками земной коры являются зоны низких ЭС. Всего выделено пять зон низкого ЭС. Эти зоны связываются в основном со второстепенными разломами, которые трактуются как зоны растяжения (*Восточная, Яковлевская*), зонами надвига (*Спасская*), зонами рудной минерализации (*Кокшаровская, Кавалеровская*). Наименьшими ЭС выделяется *Кокшаровская* зона, представленная телом высокой проводимости на глубине 8–10 км шириной 10–15 км и длиной не менее 50 км. Основные разломы располагаются в блоках высокого ЭС, что связывается со сжатием, в результате которого произошла гранитизация земной коры. Внутрикоровых слоев низкого ЭС выделено не было. Вероятно, их распространение имеет локальный характер.

Верхняя мантия южного Сихотэ-Алиня имеет сложное строение. Объекты с повышенным ЭС в верхней мантии связываются с остатками древней субдуцировавшей плитой, что согласуется с сейсмологическими и петрологическими данными [5–7]. На основании полученных геоэлектрических разрезов земной коры и верхней мантии, геотермических, сейсмических, гравитационных, геологических и петрологических данных предложена геодинамическая модель развития района исследований, связываемая с древней зоной субдукции. Сделаны оценки теплового режима верхней мантии, показывающие уменьшение её температуры с позднемезоценового времени на 200–500°C и подтверждающие геотермические данные о нестационарном режиме охлаждения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №16-17-00015.

Литература

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

2. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 92 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) L-(52),53; (K-52),53 (оз. Ханка). СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
4. *Каплун В.Б., Бронников А.К.* Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии Южного Сихотэ-Алиня по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37. № 5. С. 31–47.
5. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 84–108.
6. *Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961.
7. *Ханчук А.И., Мартынов Ю.А.* Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
8. *Kelbert A., Meqbel N., Egbert G., Tandon K.* ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Computers & Geosciences, 2014. Vol. 66. P. 40–53.

Г.Л. Кириллова¹

Проградация мезозойских тектоно-стратиграфических систем на Восточно-Азиатской континентальной окраине

Восточно-Азиатская континентальная окраина (ВАКО) представляет собой гигантскую аккреционную систему, протягивающуюся на 5000 км и последовательно нарастающую к востоку последние 450 млн лет аккреционными комплексами. В мезозое в пределах ВАКО выделяется шесть главных периодов аккреции: T_2 , J_1 , J_2 , J_3 , $J_3-K_1^1$ и K_1^2 [1, 3–5, 7]. Аккреционные комплексы делятся на пояса или зоны, количество которых определяется особенностями стратиграфии океанической плиты и разрешающей способностью микрофауны (конодонты, радиолярии). Интервал одной радиоляриевой зоны обычно составляет 5–7 млн лет [6].

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; kirillova@itig.as.khb.ru

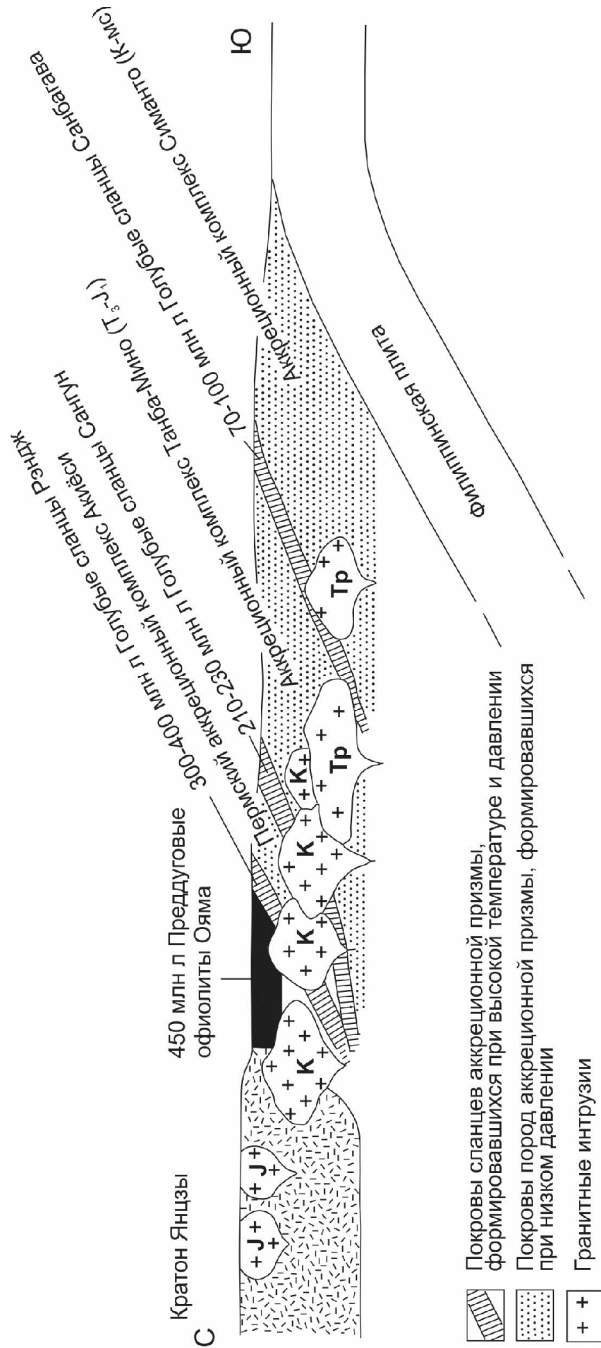


Рис. 1. Проградиация поясов голубых сланцев на японской континентальной окраине [6]

В условиях напряженной тектонической обстановки ныне ВАКО – это серия неоднократно повторяющихся тектонических пластин. С юрского времени толщина континентальной окраины в результате многократной аккреции составила 200 км. По данным японских исследователей [6], перерывы между эпизодами аккреции составляют 10–20 млн лет. Каким-то образом, это, видимо, связано с эпизодами спрединга, его скоростью.

Проградацию мезозойских тектоно-стратиграфических систем аккреционных комплексов можно проследить на примере японской и российской континентальных окраин.

Ранее, на примере Приамурья в пределах мезозойских аккреционных комплексов было выделено три основных тектоно-стратиграфических системы: система океанической плиты, представленная слоистыми кремнями, реже вулканитами, система чехла океанической плиты при ее подходе к зоне субдукции (кремнистые аргиллиты) и перекрывающие терригенные образования [8].

Хотя японская континентальная окраина изучена гораздо детальнее, чем российская, проградацию ее в принципе можно видеть на простом схематическом рисунке (рис. 1), где [6] видно последовательное омоложение аккреционных призм и метаморфических поясов к востоку. Формирование покровов происходит каждые 100 млн лет и сопровождается внедрением гранитных батолитов. Замечено, что проградация к океану метаморфических поясов с голубыми сланцами и гранитов происходит во время эпизодов столкновения срединно-океанических хребтов и последующей субдукции.

Проградация на восток и смена с несогласием кремнисто-терригенных отложений юры грубообломочными образованиями мела на российской континентальной окраине показана на рис. 2.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

Литература

1. Анойкин В.И., Кириллова Г.Л., Эйхвальд Л.П. Новые представления о составе, строении и возрасте Нижнеамурского фрагмента позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 6. С. 60–77.
2. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20–40.

Горинский бассейн

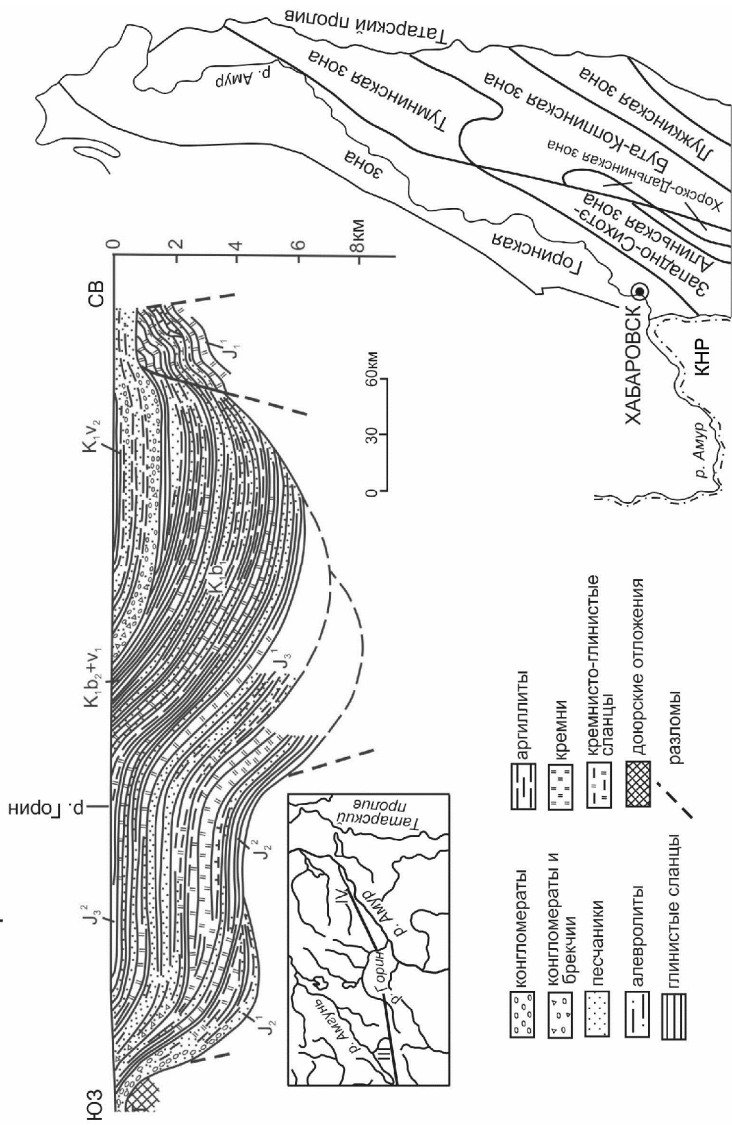


Рис. 2. Проградация на северо-восток юрско-меловых отложений Горинского бассейна

3. *Кириллова Г.Л.* Модель структуры Восточно-Азиатской континентальной окраины на конвергентной границе плит: сравнительный аспект / Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле», Москва, МГУ 1–4 февраля 2011 г. Тез. докл. С. 130–134.

4. *Кириллова Г.Л., Анойкин В.И.* Структура Амуро-Горинского фрагмента нижнемезозойской Восточно-Азиатской аккреционной системы // ДАН. 2011. Т. 436. № 1. С. 64–68.

5. *Кириллова Г.Л.* Типы мезозойских тектоно-стратиграфических систем, формирующихся в обстановках субдукции (на примере Приамурья) // Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». Тез. докл. Владивосток: Дальнаука, 2018. С. 51–52.

6. *Isozaki Y.* Jurassic accretion tectonics of Japan // *Island arc*. 1997. № 5. P. 56–82.

7. *Ishida N.* Jurassic to Early Cretaceous accretionary complexes and Upper Jurassic trench-slope basin deposits of the Southern Chichibu Terrane in the Itsuki-Gokanoshio area, western Kyushu // *News of Osaka Micropaleontologists (NOM)*. 2009. Spec. Vol. P. 375–403.

8. *Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M.* Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *Island arc*. 1997. № 6. P. 121–142.

9. *Nakae S.* Stratigraphy and structure of the Jurassic accretionary complex in the Daigo district, northern Ibaraki and eastern Tochigi Prefectures, central Japan // *Bull. Geol. Soc. Japan*. 2006. Vol. 57. N ½. P. 29–50.

Проблема докембрийских террейнов в структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: структурно-геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопные данные

Кристаллические комплексы в структуре каледонид центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) рассматривались как образования раннедокембрийского фундамента Дзабханского микроконтинента (Моссаковский и др., 1993 и др.). В северо-восточной части Тувино-Монгольского террейна присутствие архейских кристаллических образований с возрастом 2727 ± 6 млн лет (ID-TIMS) известно в фундаменте Гарганской глыбы, а формировании протолита тоналитовых гнейсов определено в интервале 2.73–2.68 млрд лет (LA-ICP-MS).

В составе Дзабханского микроконтинента были объединены высокоградные породы собственно Дзабханского, Байдарикского, Тарбагатайского и Сонгинского блоков, которые позднее были отнесены к так называемым раннедокембрийским «кратонным террейнам» [3]. Однако раннедокембрийский возраст обоснован только для высокоградных пород северо-западной части Байдарикского террейна и идерского комплекса восточной части Тарбагатайского террейна. Блоки раннедокембрийских пород незначительны по масштабу. Их общей особенностью является отсутствие проявлений процессов неопротерозойской структурно-метаморфической переработки, хотя в современной структуре они практически совмещены с блоками кристаллических пород, в которых регионально проявлены процессы ранне- и позднеопротерозойского высокотемпературного метаморфизма и сопряженной с ним складчатости. Становление их структуры происходило в интервале 1850–1855 млн лет, а стадию стабилизации фиксируют посткинематические гранитоиды с возрастом 1825 ± 5 млн лет и анорогенные анортозиты с возрастaми 1784 ± 10 и $1776 \pm$ млн лет. То есть данные фрагменты древних кратонов после распада не вовлекались в зоны неопротерозойской конвергенции. Их положение в современной структуре,

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург; ivan-kozakov@yandex.ru, v.p.kovach@gmail.com, katesalnikova@yandex.ru, iggp@mail.ru, jplotkina@yandex.ru

скорее всего, обусловлено раннепалеозойскими и, частично, среднепалеозойскими сдвиговыми деформациями.

Собственно Дзабханский террейн представляет собой гетерогенную структуру, сложенную тектоническими пластинами и блоками неопротерозойских пород разного возраста, состава и происхождения. Среди них были установлены высокоградные моно- и полиметаморфические комплексы, а также островодужные комплексы вулканических дуг, формирование которых происходило в интервалах около 890–860 и 810–780 млн лет назад [2]. В юго-западной части Дзабханского террейна выделена зона меланжа, в которой установлены породы островодужного комплекса Хараулинского блока, сложенного метатрондьемитами с дайковыми телами метабазитов. Для метатрондьемитов установлены значения возраста циркона 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, а для метагаббро 930 ± 6 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS) [2]. В пределах данной зоны меланжа наряду с островодужными образованиями представлены высокоградные метаморфические породы, неметаморфизованные вулканы, фрагменты карбонатного чехла (цаганоломская свита). В пределах Дзабханского террейна зона меланжа прослеживается в юго-восточном направлении. В южной окраинной части Дзабханского террейна в ней установлены реликтовые ассоциации эклогитовой и глаукофансланцевой фации [1]. В юго-восточном направлении эта зона прослеживается в структурах южного обрамления Дзабханского террейна и на ее продолжении известны реликтовые эклогитовые парагenezисы [5, 8 и др.], а также тектонические пластины, сложенные ортогнейсами кристаллического комплекса Замтин-нуру с раннепротерозойскими значениями возраста циркона 955 ± 7 млн лет и 941 ± 11 и 953 ± 12 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS, Kröner et al., 2010); в комплексе офиолитов Ердэнэ-ул для циркона из габброидов получена оценка возраста 973 ± 12 млн лет (LA ICP MS, [5]). Далее в юго-восточном направлении в хр. Бага-Богд Гобийского Алтая в тектонической пластине для цирконов гнейсогранитов получены близкие оценки возраста 983 ± 6 , 956 ± 3 , и 954 ± 8 млн лет; при этом в тектонических пластинах этой же структуры для цирконов гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов установлены раннепалеозойские значения возрастов – 498 ± 3 , 499 ± 3 и 501 ± 4 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS, [8]). Общим в тектоническом положении данных раннепалеозойских и неопротерозойских комплексов, включая Хараулинский, является их пространственная приуроченность к зоне сочленения группы блоков докембрия Хангая (Дзабханского и Байдарикского) и офиолитов Озерной зоны. К этой же зоне относятся и раннепалеозойские метаморфические комплексы Центрально-Монгольского метаморфического пояса, которые трассируют юж-

ную внутреннюю границу раннекаледонского супертеррейна, прослеживающуюся параллельно окраине каледонского палеоконтинента.

Формирование островодужного комплекса Хараулинского блока и его возрастных аналогов в интервале около 960–930 млн лет, устанавливаемое в Дзабханском террейне и в зоне его сочленения, может отражать проявление процессов ювенильного корообразования в палеоокеаническом бассейне в период относительно стабильного существования суперконтинента Родиния – 1000–850 млн лет назад [7].

Масштабное проявление неопротерозойских процессов конвергенции, с которыми связано формирование новообразованной континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП фиксируется в интервале 890–780 млн лет. Эти процессы коррелируются с ранними стадиями распада суперконтинента Родиния в интервале около 830–795 млн лет [10]. Можно предполагать, что они отражают развитие глобальной субдукционной системы в палеоокеанической области обрамления суперконтинента Родиния – Circum-Rodinia subduction-accretion system [6, 9]. С этим процессом связано возникновение новообразованной неопротерозойской континентальной коры, представленной в блоках докембрия ЦАСП. В этот период в палеоокеаническом обрамлении происходило накопление продуктов разрушения пород фундамента древних кратонов, которые в различных пропорциях входили в состав источников новообразованной континентальной коры наряду с неопротерозойской ювенильной корой.

Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные исключают модели, предполагающие отнесение Дзабханского террейна к фрагментам древнего кратона, входившего в состав суперконтинента Родиния, что рассматривается в некоторых моделях [3, 4 и др.]. Образования раннего докембрия выступают в качестве одного из источников терригенных пород и коровых гранитоидов.

Проведенные в последние годы исследования свидетельствуют о масштабном проявлении неопротерозойских (890–780 млн лет) процессов конвергенции, с которыми связано формирование континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП. Породы неопротерозойских вулканоплутонических комплексов могли являться одним из основных источников как коровых гранитоидов, так и терригенных пород, развитых в структурах Центральной Азии. Близкие значения возраста (870–780 млн лет) известны для внутриплитных вулканоплутонических комплексов древних кратонов Северной Евразии и Австралии, входивших в суперконтинент Родиния, фиксируя ранние стадии его распада. В этот период процессы дивергенции в пределах древ-

них континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием субдукционных зон в его обрамлении. [6, 9].

Другую схему развития можно предполагать для установленных в фундаменте Дзабханского террейна фрагментов островодужных комплексов, становление которых происходило в интервале 965–930 млн лет [2]. В период около 1000–850 млн лет (до начала распада) предполагается относительно стабильное существование суперконтинента Родиния [7, 10 и др.]. С этих позиций процессы конвергенции и образования в указанном интервале неопротерозойской ювенильной коры происходили в палеоокеаническом бассейне обрамления суперконтинента Родиния до начала его распада – *Pan-Rodinia-ocean* [9].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00130).

Литература

1. Азимов П.Я., Козаков И.К. Первая находка высокобарических пород в композитном Дзабханском террейне (Западная Монголия): признак конвергентных обстановок / 2019, тезисы в настоящем сборнике.

2. Козаков И.К., Кузнецов, А.Б. *Эрдэнэжаргал Ч. и др.* Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента ЦАСПа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.

3. *Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F.* A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2002. Vol. 21. P. 87–110.

4. *Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al.* Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // *Amer. J. Science.* 2016. Vol. 316. P. 1–63.

5. *Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al.* Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // *Gondwana Research.* 2017. Vol. 47. P. 200–227.

6. *Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al.* Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. Vol. 449. P. 118–126.

7. *Condie K.C.* Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // *Gondwana Res.* 2001. Vol. 4. P. 5–16.

8. *Demoux A., Kroner A., Liu D., Badarch G.* Precambrian crystalline basement in Southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // *Int. J. Earth Sci.* 2009. Vol. 98. P. 1365–1380.

9. *Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He Ji. et al.* Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton. // *American Geophysical Union.* 2014.

10. *Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al.* Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // *Precam. Res.* 2003. Vol. 122. P. 85–109.

Амуро-Ханкайский рифтоген – индикатор эволюции окраинно-континентальной структуры Востока Азии

Амуро-Ханкайский рифтоген (АХР) – самая крупная рифтогенная система окраинно-континентальной структуры (ОКС) Востока Азии, входящей в состав западного сегмента мезозойско-кайнозойского Тихоокеанского подвижного пояса (ТОПП). На фрагменте с АХР на структуру ОКС существенное влияние оказывает северная (широтная) ветвь синхронно развивающегося Альпийско-Гималайского подвижного пояса (АГПП) [4]. Оба пояса наложены, в свою очередь, на более раннюю (байкальско-герцинскую) структуру Центрально-Азиатского пояса (ЦАП), включающего здесь два крупных реликтовых блока протоплатформы – Буреинский и Ханкайский массивы. Северная ветвь АГПП, продолжающая основную (широтную часть) этого пояса к востоку, до окраины континента, в значительной мере унаследовала более ранний структурный план ЦАП, тогда как субмеридиональная структура ТОПП отчетливо дискордантна по отношению к нему.

Структура АХР протягивается в субмеридиональном направлении на 1300 км – от залива Петра Великого на юге до острова Б. Шантар на севере. Рифтоген, с его довольно хорошо изученным осадочным разрезом, является надежным индикатором развития ОКС. Обозначенная выше региональная позиция рифтогена определила сложное исходное строение его фундамента. В дальнейшем, в ходе развития АХР структура этого фундамента была неоднократно и весьма существенно усложнена. В своем современном состоянии она представляет собой мозаичную, интерферированную систему разнопорядковых блоков разного возраста и разной степени жесткости. В палеоцене, перед заложением АХР, поверхность фундамента была эродирована и проработана площадной и линейными корами выветривания. Они стали одним из основных источников вещества для седиментационной системы рифтогена. На севере и в центре структура АХР наложена на мобильный мозаичный субстрат фундамента, с блоками позднепалеозойских пород ЦАП и мезозойских образований Тихоокеанского пояса. Здесь в центральной части АХР были сформированы две самые крупные впадины – Санцзян на территории КНР и Средне-Амурская на территории России. Севернее их рифтоген представлен системой узких линейных (приразломных) впадин. На юге (в Приморье) вмещающей средой для рифто-

¹ Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН; kokovkin@itig.as.khb.ru

гена послужил жесткий блок Ханкайского массива, а еще южнее – верхнепалеозойские и мезозойские породы ТОПП. Здесь получили развитие средние по размерам впадины с системой палеодолин на их бортах.

Развитие рифтогена, выполненного рыхлыми отложениями угленосной аллювиальной формации, контролируют разломные системы ТОПП и АГПП. Доминирующую роль играет входящая в состав ТОПП система Танлу с Иланьской (западной) и Мишаньской (восточной) ветвями [5]. Ее разломы имеют субмеридиональную – северо-восточную ориентировку. На формирование южной части АХР заметное влияние оказывают Эхилкан-Ханкайская (меридиональная) и Синегорская (северо-восточная) зоны разломов ТОПП [3]. Широтная разломная система АГПП представлены Гур-Комсомольской, Намурхэ-Амурской и Наолихэ-Бикинской зонами. На развитие северной части АХР оказывают влияние Инкоу-Хинганский и Пауканский разломы северо-восточной ориентировки. Все разломы развиваются в знакопеременно-сдвиговом (ЗПС) режиме, тесно взаимодействуя, с нерегулярной периодикой меняя свою активность и сохраняя в целом высокую динамику своего развития до настоящего времени. Под влиянием ЗПС все разломы были фрагментированы и превращены в мощные (до $n \times 10$ км) сложно построенные зоны. ЗПС-режим обеспечил, вместе с тем, сохранность целостности структуры рифтогена, с нерегулярным наращиванием его ритмично построенного осадочного чехла по мощности и по латерали. Доминанта разломов Танлу обеспечила устойчивость развития структуры АХР в меридиональном направлении, с омоложением к северу, к современному рифтогену Охотского моря. На юге разрез осадков рифтогена начинается с эоцена, тогда как к северу он омолаживается до плиоцена-плейстоцена. Система разломов АГПП обеспечила наращивание структуры АХР по широте. Наибольшую активность проявили при этом Намурхэ-Амурская и Наолихэ-Бикинская зоны разломов. Под их влиянием и были сформированы самые крупные впадины АХР – Санцзян и Средне-Амурская. За пределами этих зон формировались более локальные структуры. Каждая отдельная впадина АХР, из-за нелинейности ЗПС-режима и разной степени мобильности субстрата фундамента, отличается, в связи с этим, высоким уровнем индивидуальности своего строения. Для каждой впадины характерна своя морфология, своя ритмика осадочного выполнения, свои особенности литологического состава, своя мощность осадков и свои латеральные параметры.

Разломы, контролирующие самые крупные впадины АХР, в ходе развития насыщались инверсионными поднятиями (ИП). Для образования этих структур необходим режим сжатия, но формируются они в

рифтогене с характерным для него режимом растяжения (раздвига). Условия сжатия обеспечивает этим поднятиям ЗПС-режим вмещающих их разломов. ИП являются индикаторами ЗПС-режима и, одновременно, индикаторами активности этих разломов. Основным полигоном для разработки модели ИП послужила Хабаровско-Хехцирская система поднятий, сформированная в южной части Средне-Амурской впадины, в узле пересечения разломов Мишаньской ветви Танлу с разломами Намурхэ-Амурской системы [2].

Амуру-Ханкайский рифтоген, с его раздвиговым режимом, развивается в структуре ОКС во взаимодействии с двумя орогенами – Восточно-Буреинским на западе и Сихотэ-Алинским на востоке [1]. Для орогенов, как известно, характерен режим сжатия. Такая синхронизация полярных режимов является проявлением на региональном уровне волнового механизма структурирования ОКС. Развитие этой новейшей волновой «гармоники» связано с прессом на континент Тихоокеанской плиты. Наиболее выраженные волны Сихотэ-Алинского орогена (положительная) и Амуру-Ханкайского рифтогена (отрицательная) обусловлены мобильностью субстрата, на котором они заложены и жесткостью Буреинского массива, ограничивающего АХР с запада. Массив выступает здесь в роли барьера для упомянутого пресса. Для Восточно-Буреинского орогена, менее выраженного в структурном плане, по сравнению с Сихотэ-Алинским, характерен амагматичный режим. Сихотэ-Алинский же ороген на ранней стадии новейшего этапа развивался в магматогенном режиме. В АХР это нашло отражение в обогащении туфогенной составляющей нижней (эоценовой) части его осадочного разреза.

В плиоцене – среднем плейстоцене в окраинно-континентальной структуре Востока Азии была активизирована ее плюмовая система. Активизация сопровождалась базальтоидным (трапповым) магматизмом. Ее следы сохранились в виде крупных реликтовых базальтовых плато – Совгаванского и Налевского на северо-востоке Сихотэ-Алия, Борисовского и Шкотовского – на юге, Сулукского и Хинганского – в структуре Восточно-Буреинского орогена. Многочисленные небольшие покровы базальтов отмечены в плиоцен-плейстоценовой части осадочного разреза АХР.

Структура АХР в ходе плиоцен-плейстоценовой активизации подверглась деструкции. Так, масштабной перестройке была подвержена центральная и западная части Средне-Амурской впадины с ее мобильным мозаичным фундаментом. Сдвиговыми системами Танлу и Намурхэ-Амурской зоны впадина была здесь взброшена с амплитудой до первых сотен метров и разбита на систему разнопорядковых, разновы-

соких блоков. Далее вся эта деформационная система была подвержена масштабной эрозии с формированием площадной поверхности выравнивания. Вслед за этим она снова была просажена и перекрыта мало-мощным (первые десятки метров) чехлом горизонтально залегающих осадков (приамурская свита). Осадкообразование продолжается здесь до настоящего времени.

Под чехлом молодых осадков имеется множество просаженных блоков, выполненных угленосными эоцен(олигоцен)-миоценовыми отложениями высокой степени обводненности. Эти реликтовые блоки, которые здесь названы грабенами, имеющие тектонические ограничения. Они контрастно выделяются в гравиметрическом поле. Строение этой части Средне-Амурской впадины было изучено автором профилями рекогносцировочного бурения с комплексом методов структурной геофизики. Эрозия и планация плиоцен-плейстоценовой деформационной системы сопровождалась развитием на ней площадной зоны поверхностного окисления. Данная зона, после перекрытия ее осадками приамурской свиты, была восстановлена. Но ее реликты сохранились в кровле осадков грабенов (в глинистых разностях) в виде гнезд лимонитовой пропитки. Осадки небольших блоков-грабенов с пластами бурого угля были в ходе деструкции деформированы. Уголь при этом был метаморфизован до уровня каменного.

Развивающийся с позднего плейстоцена на восточной периферии ОКС (на Камчатке, Курилах и на островах Японии) кислый вулканизм отразился появлением примеси пеплового туфового материала в верхней (плейстоценовой) части осадочного чехла впадин южной части АХР. Наличие этого дальнепринесенного материала отмечено, в частности, в осадках Краскинской, Раковской и Павловской впадин. На рубеже неоплейстоцен–голоцен структура АХР была дополнительно активизирована и деформирована ЗПС-тектоникой. Вертикальная амплитуда сдвиговых перемещений достигала при этом 350 м. Эта активизация оставила многочисленные следы – такие, как взброс базальтов Шкотовского плато, деформация и эрозия плейстоценовых осадков Приханкайской группы впадин и осадков краевых зон Средне-Амурской впадины, дислокации плейстоценовых осадков на юге о-ва Б. Шантар и пр. Развивалась эта активизация на глобальном уровне, после масштабной бомбардировки Земли потоком астероидов и сопровождалась океанской трансгрессией. Воздействию трансгрессии и абразии была подвержена, в том числе, и ОКС Востока Азии, а вместе с ней северная и южная части АХР. На юге океаном были частично поглощены осадки Тавричанской, Краскинской и Амбинской впадин, на севере – осадки впадины Эльганде и Тугурской впадины.

Литература

1. Коковкин А.А. Новейшая структура Сихотэ-Алинского орогена: эволюционная модель // РГиМ. 2012. № 52. С. 39–48.
2. Коковкин А.А. Комплексная эволюционная модель новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий // Отечественная геология. 2013. № 4. С. 32–41.
3. Коковкин А.А. Новейший этап развития структуры и металлогении Синегорской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Отечественная геология. 2014. № 3. С. 5–16.
4. Коковкин А.А. Особенности неоплейстоцен-голоценовой эволюции восточной части Альпийско-Гималайского подвижного пояса // Материалы IX Косыгинских Чтений. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 253–256.
5. Коковкин А.А. Танлу-Курский и Тастахский разломы в окраинно-континентальной структуре Востока Азии: тектоника, сейсмотектоника, взаимодействие с другими разломными системами // Отечественная геология. 2018. № 3. С. 43–54.

С.Ю. Колодяжный¹

Долгоживущие тектонические зоны Восточно-Европейской платформы и общие особенности их динамического развития

Многими исследователями отмечалась пространственная связь и унаследованное развитие крупнейших разновозрастных структур Восточно-Европейской платформы (ВЕП): палеопротерозойских орогенных поясов и рифейских авлакогенов, над которыми выше по разрезу располагаются синеклизы, инверсионные валы и разрывы плитного чехла [1–5]. Совокупность разновозрастных тектонических структур, совмещенных в пределах линейно-вытянутых поясов и образующих единую вертикальную последовательность в разрезе всех этажей платформы, характеризует особый тип внутриплитных нарушений – долгоживущие тектонические зоны. Их изучение проводилось на основе комплексного анализа геолого-геофизических материалов, дешифрирования данных спутниковой альтиметрии, а также полевых исследований. В итоге был составлен пакет геолого-структурных карт: 1) тектоники докембрийского фундамента, 2) рельефа кровли фундамента и строения рифейских авлакогенов, 3) структурные карты различных

¹ Геологический Институт (ГИН РАН), Москва, Россия; e-mail: kolod63@mail.ru

горизонтов плитного чехла, 4) современной поверхности рельефа [3–5]. Расположение данных картографических образов в единой вертикальной последовательности позволяет анализировать и сопоставлять особенности строения различных этажей платформы.

В строении фундамента ВЕП обособлены крупные клиновидные в плане сегменты с корой архейского и палеопротерозойского возраста. Они ограничены палеопротерозойскими орогенными поясами, самым крупным из которых является Лапландско-Беломорско-Среднерусский (ЛБС) коллизионный ороген. Эти пояса имеют радиальную ориентировку, сливаются в один тектонический узел в центре ВЕП и образуют гигантскую вихревую мегаструктуру, спиралевидно закрученную по часовой стрелке [1, 3–5] (рисунок, VII). В истории развития орогенных поясов обычно прослеживается следующая последовательность событий: 1) ранний рифтогенез (2.53–2.42), завершившийся проявлением селецкой складчатости; 2) поздний рифтогенез (2.1–1.95 млрд лет), сменившийся коллизией свекофеннского этапа (1.9–1.8 млрд лет), в результате которой сформировалась инфраструктура фундамента будущей платформы. Гигантский ЛБС пояс при раннем рифтогенезе представлял собой корневую часть рифтовой структуры, испытавшей в процессе свекофеннской коллизии выдавливание к поверхности в виде системы дивергентных покровов и продольных протрузий в условиях транспрессии. В его развитии важную роль играли листрические разломы, которые на стадиях рифтогенеза представляли собой сдвиго-сбросы, а в условиях коллизии трансформировались во взборосо-сдвиги и надвиги [3].

Главные системы рифейских палеорифтов (авлакогенов) пространственно наследуют палеопротерозойские орогенные пояса и, также, как и они, имеют радиально-спиралевидную вихревую конфигурацию, сочленяясь в центре платформы (рисунок, VIII) [1, 4]. При этом они имеют клиновидные очертания и плавно раскрываются к краям платформы, что свидетельствует об их развитии в условиях асимметричного рифтинга в результате ножницеобразных ротационных перемещений. Материалы сейсмопрофилирования показывают, что в основании многих палеорифтов прослеживаются сквозькоровые зоны детачментов, с которыми сопряжены листрические сбросы, контролирующие размещение палеопротерозойских и рифейских рифтовых структур на поверхности [2, 4]. С зонами детачментов связаны структуры горизонтального растяжения, напоминающие мегабудины, а также элементы тектоники сжатия, представленные надвиговыми дуплексами и складками [4]. Это позволяет полагать, что детачменты развивались, начиная с раннего палеопротерозоя при периодических инверсиях кинематиче-

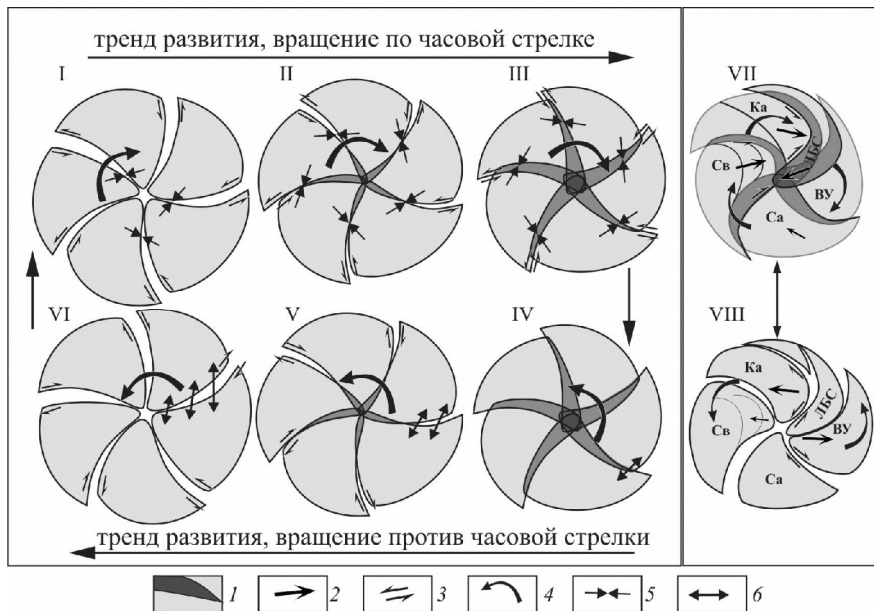


Рисунок. Модель ирисовой диафрагмы на стадиях ее закрытия (I–III) и раскрытия (IV–VI) в сопоставлении с ротационной моделью развития ВЕП в условиях транспрессии (VII) и транстенсии (VIII).

1 – пластины диафрагмы (сегменты ВЕП) и области их перекрытия; 2–4 – направления перемещений: 2 – тангенциальных, 3 – сдвиговых, 4 – ротационных; 5, 6 – направления: 5 – сжатия, 6 – растяжения. Тектонические провинции: ВУ – Волго-Урاليا, Са – Сарматия, Св – Свекофеннская, Ка – Карельская, ЛБС – Лапландско-Беломорско-Среднерусский пояс

ского режима. На одних этапах они функционировали как пологий сброс, связанный с растяжением коры по модели простого сдвига, на других – в качестве транскорового надвига. Развитие палеорифтов ВЕП, как правило, протекало в режиме транстенсии при сложном сочетании элементов тектоники сдвиговых зон, пологих detachментов и ротационных перемещений. Тектоноплитные реконструкции показывают, что в рифее ВЕП испытывала знакопеременное вращение [2]. Это позволяет полагать, что образуемая палеорифтами вихревая структура не просто наследует древние структуры фундамента, а связана с проявлением вращательных движений.

В современной структуре ВЕП важную роль играют протяженные (200–1000 км) зоны дислокаций, осложняющие комплексы плитного чехла и проникающие в фундамент [5]. Они образуют паутинообраз-

ную радиально-концентрическую систему тектонических нарушений и контролируют границы крупных структур ВЕП. Зоны, ориентированные радиально, чаще конформно наследуют древние структуры фундамента и, также, как и они, сходятся в центре ВЕП, образуя гигантскую вихревую мегаструктуру (рисунок, VII). Системы концентрических зон обычно дискордантны к структуре фундамента, но в целом конформны контурам ВЕП и обрамляющим ее орогенным поясам. В осадочном чехле зоны выражены разрывами, но, чаще, системами малоамплитудных дизъюнктивно-пликативных нарушений, рассредоточенных в широкой (до 60 км) полосе и образующих структурные рисунки, характерные для сдвиговых зон (сочетание продольных, диагональных и оперяющих разрывов, а также кулисно-эшелонированных систем валов и складок). Сдвиговая кинематика многих зон подтверждена материалами полевых исследований [5].

Зоны дислокаций чехла характеризуются неоднородным строением в вертикальном и латеральном направлениях. Их вертикальная неоднородность подчеркивается сочетанием гетерогенных структур, образующих единую колонну (снизу вверх): глубинное, часто, листрическое нарушение фундамента; уступ или грабен (авлакоген) в кровле фундамента; система инверсионных валов, надстраивающих рифейские трюги; зоны трещиноватости, разрывы и складки в отложениях чехла.

В эволюции долгоживущих зон ВЕП прослеживаются следующие главные этапы: 1) коллизия и формирование транспрессионных зон в конце палеопротерозоя; 2) рифтогенез и становление рифейских авлакогенов в режиме транстенсии (готский–тиманский этапы); 3) формирование надрифтовых инверсионных валов, взбросов и сбросов в процессе развития синеклиз (каледонский–герцинский этапы); 4) сдвиговые перемещения в обстановках транспрессии или транстенсии (киммерийский–альпийский этапы) [3–5]. Эта последовательность событий отражает циклическую смену обстановок сжатия и растяжения, что проявляется и в более короткие интервалы времени. Для этапов сжатия ВЕП реконструируются концентрические и радиально-центростремительные траектории горизонтальных перемещений. Первые из них подчеркиваются дугообразной конфигурацией тектонических зон, обрамляющих серповидные блок-ороклины, а также сопряженными сдвиговыми смещениями в крыльях структурных дуг. Центростремительные траектории перемещений выражены в вергентности складчатонадвиговых структур, осложняющих окраины ВЕП и, реже, центральные её сегменты.

Для объяснения динамических особенностей эволюции ВЕП может быть использована модель «ирисовой диафрагмы» [5]. При вращении

по часовой стрелке происходит закрытие диафрагмы и образующие ее пластины, разделенные «детачментами», испытывают перемещения вдоль концентрических и радиально-центростремительных траекторий, что сопровождается вращательными, надвиговыми и сдвиговыми смещениями пластин (рисунок, I–III). В центре диафрагмы пластины надвигаются одна на другую, образуя область всестороннего сжатия и скупивания. Модель визуально объясняет процессы схождения и взаимного перекрытия крупных доменов плиты, а также проявление остановок транспрессии в зонах нарушений, разделяющих домены. При вращении против часовой стрелки происходит раскрытие диафрагмы, а её лепестки испытывают обратные центробежные и концентрические перемещения, «детачменты» проявляются как листрические сбросы, а между пластинами постепенно формируются клиновидные зияния – продольно асимметричные рифты (рисунок, IV–VI). При этом в центре диафрагмы увеличивается зазор, в пределах которого следует ожидать проявление нисходящих движений и компенсационных поднятий. Ротационно-маятниковые колебательные движения приводят к циклическому повторению всех стадий развития модели (рисунок, I–VI). Цикличность в изменении направлений вращения ВЕП находит отражение в многократных кинематических и морфологических инверсиях тектонических структур. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00485) и госбюджетной темы № 0135-2016-0012.

Литература

1. *Гарецкий Р.Г.* Особенности тектоники и геодинамики Восточно-Евро-пейской платформы // *Літасфера*. 2007. № 2 (27). С. 3–13.
2. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
3. *Колодяжный С.Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Тектоника фундамента // *Изв. ВУЗОВ. сер. Геология и разведка*. 2018. № 2. С. 5–13.
4. *Колодяжный С.Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Строение кровли фундамента // *Изв. ВУЗОВ. сер. Геология и разведка*. 2018. № 3. С. 5–14.
5. *Колодяжный С.Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 3. Тектоника плитного чехла // *Изв. ВУЗОВ. сер. Геология и разведка*. 2018. № 4. С. 5–16.

О древних датировках цирконов из позднедевонских долеритов губы Машигина (Новая Земля) в контексте раскола суперматерика Родинии

1. Согласно данным современной Геолкарты-200, вариант которой м-ба 1: 500 000 демонстрировался на одном из заседаний ICAM и других Международных совещаниях, в районе губы Машигина широко развиты вулканогенно-осадочные образования раннего франа и песчано-сланцевые толщи эйфеля–живета, пронизанные силлами долеритов, которые прекрасно читаются на аэрофотоснимках. Осадочные толщи содержат руководящие ископаемые остатки (в т.ч., – конодонты), а базиты имеют активные контакты с вмещающими породами, на что указывали и предыдущие исследователи.

2. Норвежскими геологами [1] из 3-х образцов диабазов (долеритов по нашей терминологии) губы Машигина и 1-ого образца диорита губы Митюшиха из коллекции О. Хольтедаля, Осло, 1921 г. [2, 3], была проведена цирконометрия и получены допалеозойские возрасты (от 704±5 до 716±8 млн лет). По датировкам из губы Машигина, эти исследователи, не знающие реальной геологии района и использующие устаревшие сведения О. Хольтедаля, считают, что все «дайки» базитов интродуцируют «немые» толщи докембрия, отделённые от фаунистически охарактеризованных отложений девона зонами сдвигов (a zone of shearing), и делают «пионерный» вывод об островодужных (?) дайках(?) криогения, связывая «энсиматические островные дуги» с последствием распада континента Родиния 750 млн. лет назад [4].

3. На основании этих определений они вдоль баренцевского побережья Новой Земли реконструируют зону разлома, маркируемую протяжёнными «дайками» базитов, и интерпретируют её в качестве одного из расколов при распаде суперконтинента Родинии. Хотя датированные тела долеритов (три пробы) губы Машигина, а также расположенного южнее в губе Митюшихе кварцевого диорита (одна проба) находятся в зоне глубинного разлома, известного в отечественной литературе под названием Главного Новоземельского [5–7 и др.], однако вы-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия; okeangeo@vniio.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия; vsegei@vsegei.ru

вод об островодужных (?) дайках(?) криогения (среднего периода неопротерозоя), связанных с «энсиматические островные дугами» является ошибочным.

4. Ещё раз подчеркнём, что в губе Машигина, где О. Хольтедаль отбирал пробы, обнажаются вулканогенно-осадочные породы нижнего франа и песчано-сланцевые толщи эйфеля–живета, пронизанные силлами (а не дайками!) долеритов, которые читаются на аэрофотоснимках и датированы руководящими окаменелостями. Эти данные сомнений не вызывают, в отличие от широких и далеко идущих выводов авторов статьи в «Тетта Нова» [1]! Слепая вера в геохронологическое датирование без знания полевых взаимоотношений горных пород никак не способствует решению спорных геологических вопросов.

5. Первые докембрийские датировки магматитов из районов губ Митюшихи и Сев. Сульменёвой получены из наших сборов отечественными и американскими аналитиками в 80-х и 90-х годах XX века [8–10]. Помимо неопротерозойских дат американские аналитики приводят и мезозойские датировки – от 174 ± 25 до 189 ± 22 с комментарием «могут не иметь геологического значения».

Цирконометрия норвежских исследователей из кварцевого диорита губы Митюшихи в целом близка нашей из гранитоидов губ Митюшихи и Сев. Сульменёвой. Для каждой пробы базитов губы Машигина Ф. Корфу без комментариев приводит и мезозойские значения возрастов – 200 ± 100 и 227 ± 170 млн лет.

6. Есть основания полагать, что поскольку метаморфизм в зоне Главного Новоземельского разлома кое-где (особенно в районе губ Митюшиха и Сульменёвых) носил динамический характер, то мраморы, возможно, представляют собой метаморфиты по известнякам грибовской свиты нижнего девона, кристаллические сланцы и гнейсы первично являлись глинистыми сланцами и песчаниками тайнинской свиты нижнего–среднего девона, а докембрийские датировки получены из цирконов осадочных пород, тонко инъецированных гранитоидами раннемезозойского (?) возраста, поскольку малые тела и мелкие дайки лейкогранитов раннего мезозоя спорадически прослеживаются вдоль зоны Главного Новоземельского разлома на расстояние более 200 км. В районах губ Митюшихи, Юж. и Сев. Сульменёвой они столь тонко инъецируют существенно терригенные толщи силура, что нередко бывает трудно визуальнo диагностировать и установить первичную осадочную или магматическую природу этих сильно гранитизированных образований. Подчас при датировании цирконов из метасадочных пород, в обломочной части которых резко преобладают магматиты, получают такие же чёткие конкордии, как при цирконометрии магматитов.

8. В связи с изложенным, встаёт вопрос о безоговорочной достоверности древних датировок по цирконам (особенно из пород основного состава). Они действительно имеют место, но подчас противоречат натурным наблюдениям, вероятно, свидетельствуя об эксгумации древних радиологических меток более молодыми магматитами и наложенных метаморфических процессах в зоне Главного Новоземельского разлома. Последние проявились неоднократно, возможно, подчас уничтожая при этом молодые радиологические метки. Нередко (например, в северном выходе массива Митюшев Камень у подножия горы Приметной) наряду с лейкократовыми и аплитовидными гранитами свежего облика встречаются более меланократовые гнейсированные разности, а также такситовые и полосчатые породы за счёт скопления темноцветных минералов – биотита и реже амфибола. Возможен ещё вариант попадания древних цирконов в более молодые породы (например, позднедевонские базиты) за счёт инъекций их раннемезозойскими гранитами, «забравшими» до этого древние цирконы из митюшевских гранитов неопротерозоя.

ВЫВОДЫ

1. До сих пор нет ясных представлений о возрасте пород в ряде блоков западного побережья Новой Земли, где интенсивно проявлен динамический метаморфизм (губы Митюшиха и Сев. Сульменёва). Подчас помимо неопротерозойских дат аналитики приводят постпермские возрасты с пометкой «могут не иметь геологического значения». Коегде из гранитоидов, явно рассекающих девонские породы (в том числе, позднедевонскую осадочно-вулканогенную свиту), получены неопротерозойские даты.

2. Материалы статьи Ф. Корфу с соавторами по району губы Машигина противоречат современным геологическим данным Геолкарты-200, базирующимся на контактной печати и определениям руководящих окаменелостей (в т.ч., – конодонтов).

3. Наиболее трудно объясним U-Pb возраст циркона из долеритов губы Машигина. Он близок возрасту гранитов Митюшева Камня, которые, по-видимому, маркируют неопротерозойские орогенные события в центральных районах Новой Земли. Впрочем, лейкократовый состав гранитов может быть результатом их последующей аляскитизации. Если так, то изначально это могли быть граниты А-типа, т.е. анарогенные, например, как гранитоиды о-ва Врангеля [11] либо «красные» граниты Нигерии [12], которые подчас связывают с толеитовыми базальтами в зонах внутриконтинентального рифтогенного магматизма (вероятно, в связи с мантийными струями).

4. Анализируя имеющиеся изотопные датировки, полученные различными методами, приходим к заключению, что модельный возраст протолита гранитоидов около 1 млрд лет (*Sm-Nd*), а возраст гранитоидов Митюшева Камня близок границе криогения и эдиакария (*Pb-Pb* ТМА, *U-Pb SHRIMP*, *K-Ar*, *Ar-Ar*).

5. Древним датировкам цирконов в зонах интенсивного и неоднократного динамометаморфизма следует однозначно доверять лишь в случае их совпадения с датировками, полученными другими изотопными методами.

Литература

1. *Corfu F., Svensen H., Neuman E-R., Narkem H.A., Ranke S.* U-Pb and geochemical evidence for a Cryogenian magmatic arc in central Novaya Zemlya, Arctic Russia // Terra Nova. 2010, P. 1–9.
2. *Holtedahl O.* On the rock formation of Novaya Zemlya. – Report of the scientific results of the Norw. Exp. to Novaya Zemlya 1921. Oslo. 1924. № 5. 183 p.
3. *Backlund H.* Die Magmagesteine der Geosinklinalen von Nowaya Zemlya, with notes on the Paleozoic stratigraphy of other Arctic lands // Rep. of Scien. Results of the Norw. Exp. to Nov. Zemlya 1921. Oslo. 1930. № 45. 63 p.
4. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Неопротерозойский этап эволюции Родинии в свете новых палеомагнитных данных по западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 42–59.
5. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М.: Наука, 1970. 545 с.
6. *Бондарев В.И.* Пайхойско-Новоземельская складчатая система // Тектоника Европы. М., 1964. С. 255–259.
7. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли / *Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.* ВНИИОкеангеология, 1992. 196 с.
8. *Кораго Е.А., Чухонин А.П.* Новые данные о геологическом строении и возрасте гранитоидов массива Митюшев Камень (Новая Земля) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 272. № 2. С. 445–448.
9. *Кораго Е.А., Чухонин А.П.* Гранитоидные формации Новой Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988, № 10. С. 28–35.
10. *Каплан А.А., Коупленд, Бро Е.Г. и др.* Новые данные о радиометрическом возрасте изверженных и метаморфических пород Российской Арктики // ААРГ. Регион. Междунар. Конф (тезисы). СПб.: ВНИГРИ, 2001. С. 6.
11. *Лучицкая М.В., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И. и др.* Ок-раинно-континентальные и внутриплитные позднепротерозойские граниты и риолиты острова Врангеля (Арктида) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 19–43.
12. *Loiselle M.C., Wones D.R.* Characteristics and origin of anorogenic granites // Geol. Soc. Am. Abstract Prog. 1979. Vol. 11. 468 p.

Тектонические системы Рассохинского мегавала и Дудыптинского прогиба ЕХРП

Южная прибортовая часть Енисей-Хатангского регионального мегапрогиба (ЕХРП) является малоизученной территорией. Она представляет собой крупную зону выклинивания юрско-неокомских песчаных горизонтов на крутых склонах Рассохинского мегавала, которые могут служить экраном залежей УВ. Южное обрамление ЕХРП, включающее Дудыптинский и Боганидско-Жданихинский прогибы, в настоящее время не изучены разведочным бурением, а сейсморазведочные профили расположены здесь очень неравномерно. Здесь продолжаются полевые работы по уплотнению сети. Название прогиб получил по течению реки Дудыпта и её слиянию с рекой Верхней Пясиной. Результаты поискового бурения в зоне Рассохинского мегавала требуют создания новых геолого-геофизических моделей [1]. Основное внимание при изучении этого региона следует направить на изучение палеотектонических и литолого-формационных условий формирования неокомского клиноформного комплекса к северу от Рассохинского вала, а также новых выделенных объектов антиклинального типа в районе Дудыптинского прогиба.

Тектоническое строение мегавала и клиноформного комплекса отложений

По плотности и равномерности сети региональных профилей можно сказать, что региональный этап в центральной зоне ЕХРП практически завершен [5]. Главная текущая задача – выбор наиболее перспективных объектов для постановки параметрического бурения. По результатам сейсмогеологического анализа имеющейся сети региональных сейсмических профилей прослежена палеотектоническая история развития этой геоструктуры, изучены прибортовые зоны выклинивания мезозойских отложений и неокомский клиноформный комплекс.

Основой тектонического каркаса Рассохинского мегавала принята рифтовая модель Енисей-Хатангского регионального прогиба, который во время всей своей истории развивался под постоянным влиянием центральной Рассохинско-Балахинской рифтовой зоны

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ «ВНИГ-НИ»); korneev@vnigni.ru, afanasenkov@vnigni.ru, bondarenko@vnigni.ru, chikishev@vnigni.ru, lyubaevroman@vnigni.ru@vnigni.ru

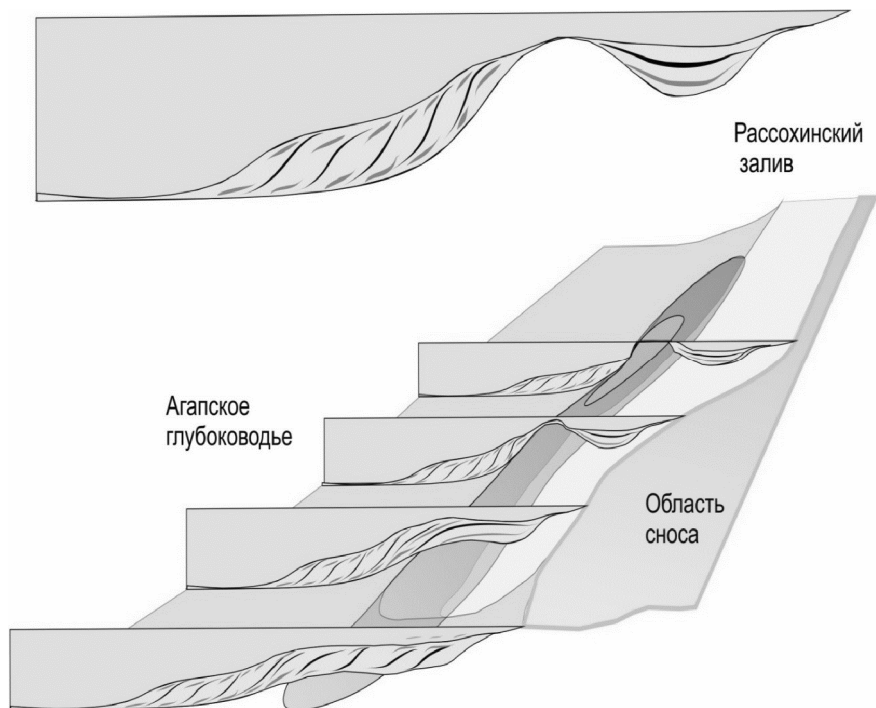


Рис. 1. Схематическое строение неокомского седиментационного бассейна в зоне Рассохинского мегавала

(рис. 1). Показано, что уже в средне-позднетриасовое время заложилась антиклинальные зоны, которые впоследствии станут основой для формирования этой геоструктуры. В течение юрского времени накапливался мощный (до 3 км) юрский бассейн. Главная инверсия началась в конце юрского времени – в начале неокома, и с тех пор практически не прекращалась, подъем происходил неравномерно. Выделяются неокомский и олигоцен-четвертичный максимумы поднятий.

Вся история формирования Рассохинского мегавала, это чередование коротких фаз резкого погружения, заканчивающихся гравитационно-геодинамическими срывами [6] бортовых пластин палеозойских комплексов к оси ЕХРП и смятием накопившихся терригенных мезозойских толщ и периодов спокойного шельфового осадконакопления, постепенно захороняющих осевой инверсионный вал.

Альпийская активизация существенно ухудшила условия сохранности сводовых ловушек углеводородов, поскольку в сводах валов фор-

мируются цветковые разломы и грабены оседания, по которым происходит разгрузка углеводородных потоков. Это четко проявляется на хорошо изученных Западно- и Восточно-Мессояхских месторождениях на Мессояхском валу [9]. Вместе с тем эта же непростая история геологического развития обуславливает широкое развитие зон выклиниваний вдоль северного и южного склонов осевых мегавалов. Свод Рассохинского мегавала изучен серией поперечных сейсмогеологических профилей, которые описывают этот грабен оседания и его влияние на сохранность залежей УВ.

Вторым и крайне важным элементом в этой тектонической модели является Дудыптинский прогиб. Дудыптинский прогиб представляет узкую протяженную впадину (20–40 км на 280 км) широтного простирания, заполненную осадочными породами мелового и юрского возрастов. На северо-западе он ограничен южным склоном периклинали Рассохинского вала, на северо-востоке – линией выклинивания отложений юры и мела на крутых южных склонах вала [3]. На юго-западе прогиб заканчивается подъемом через Гыдано-Хатангскую переходную зону на Северо-Сибирскую моноклизу, ярко выраженным в юрской толще Енисей-Хатангским региональным разломом. На юго-востоке подъем на Сибирскую платформу более пологий, но также отмечен линией разлома. На западе Дудыптинский прогиб граничит с Танамо-Малохетским валом, а на востоке седловина восточнее пос. Усть-Авам отделяет Дудыптинский прогиб от Боганидско-Жданихинского.

Неокомский этап инверсии определил формирование и нефтегазонакопительность клиноформного комплекса к северу от вала, а последний альпийский цикл активизации создал возможности формирования зон нефтегазонакопления антиклинального и неантиклинального типа на бортах Рассохинского мегавала и в зоне Дудыптинского прогиба [4].

Изучение литофизических свойств отложений нижнего мела и юры в пределах Дудыптинского прогиба производилась по технологии ОТДИ [2].

Обработка сейсмических материалов в рамках изучения литофизических свойств отложений мела и юры в зоне Дудыптинского прогиба началась вблизи его юго-западного окончания, где в пределах Гыдано-Хатангской переходной зоны расположена глубокая опорная скважина Паяхская-1 с качественными данными акустического каротажа. Путем передачи геоакустических моделей по системе пересекающихся профилей, обработанных системой ОТДИ, исходная сейсмоакустическая модель с профиля 3590014 была передана на профиль 0409109, пересекающий Рассохинский вал, что позволило получить сейсмоакустиче-

ский разрез по этому профилю, ограничивающему Дудыптинский прогиб с запада. Здесь прогиб трансформируется в Хатангскую переходную зону шириной 20 км между профилями 6214412 и 6214418, в пределах которой происходит выполаживание и утонение юрско-меловых отложений. Если в Агапской впадине кровля юры (яновстанская свита) залегает на глубине 3500 м, то на западном окончании Дудыптинского прогиба эта отметка поднимается до 3000 м. При этом толщина верхне-среднеюрских отложений уменьшается от 1800 до 1600 м, а нижнеюрских еще заметнее. Наиболее песчанистым здесь является сиговский горизонт, а также малышевский, что согласуется с данными по ближайшим скважинам – Озерковским, Суходудинским, Джанготским [7]. Что касается меловых отложений, основное отличие заключается в том, что в пределах Агапской впадины развита мощная клиноформная толща, включающая отложения от урьевской до чеускинской глинистых реперных перемычек, в то время как в пределах Рассохинского вала и Дудыптинского прогиба эти поверхности залегают параллельно друг другу, а значит – клиноформы отсутствуют. Аналогично, исходная сейсмоакустическая модель была передана на профиль 6214407 (рис. 2). Он пересекает Рассохинский мегавал в направлении с СЗ на ЮВ, начинаясь в Агапской впадине, заканчиваясь в Хатангской переходной зоне. Рассохинский вал в этом месте переходит в западную периклиналь, сужен до 20 км, опущен, так что Дудыптинский прогиб по кровле баженовской свиты ниже всего на 200 м. За прогибом на профиле 6214407, в пределах Хатангской переходной зоны, выделяется поднятие в виде сложнопостроенного структурного мыса, отметка которого по кровле бажена равна отметке Рассохинского вала. **Это поднятие подтверждается и на поперечном профиле 0115510, пересекающем поднятие вблизи свода**, а частично на пересечении профилей 6214418 и 6212405. Амплитуда поднятия по кровле сиговской свиты составляет 350 м, размер по профилю 6214407 – 15 км. В пределах Дудыптинского прогиба и Хатангской переходной зоны, включающей структурный мыс, больше всех опесчанены сиговский и верхи малышевского горизонта, отложения которых перекрыты глинистыми породами яновстанской свиты, и этот факт является признаком наличия хороших коллекторов и покрышек [8]. Характерно, что в отложениях нижнего мела для региона Дудыптинского прогиба клиноформы отсутствуют.

Заключение. Рассохинский мегавал создал уникальную седиментационную ситуацию – южнее вала клиноформы не наблюдаются, здесь развиты шельфовые песчаные тела, в которых должен быть наиболее грубый состав песчаников, так как они находились ближе всего к ис-

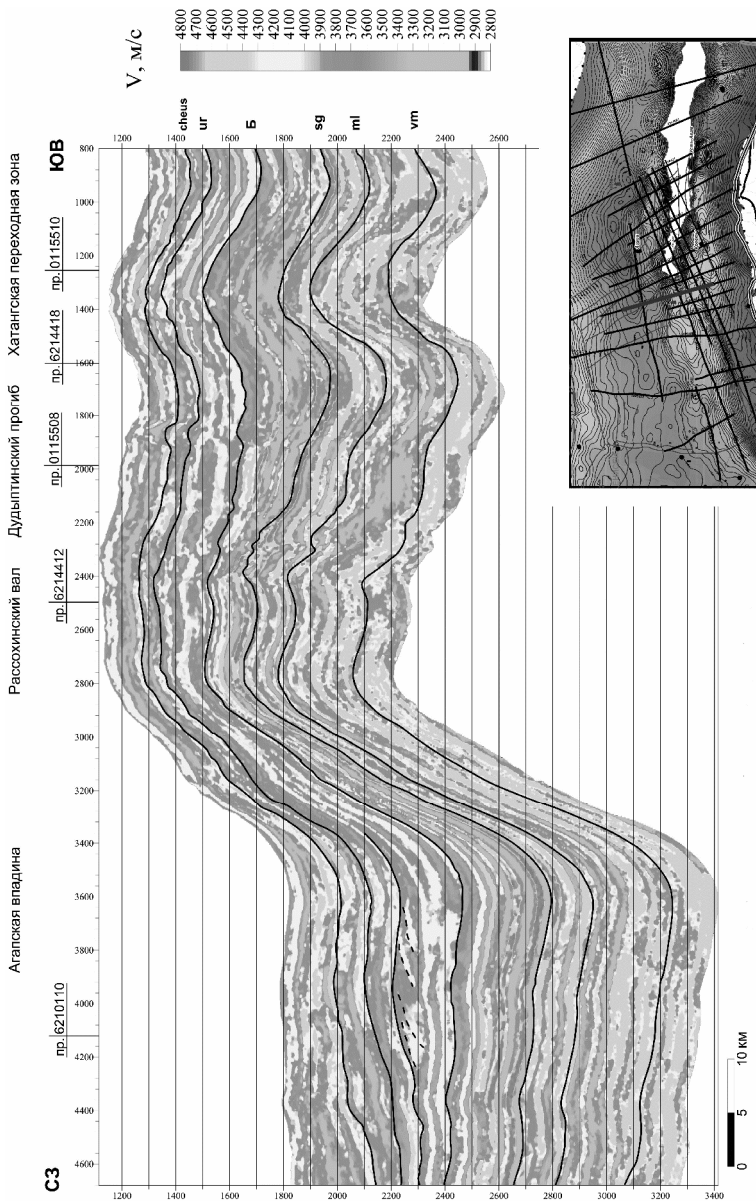


Рис. 2. Фрагмент сейсмоакустического разреза через Рассохи́нский мегавал с выделенной антиклинальной структурой в Дуды́тгинском прогибе

точнику сноса. Дудыптинский прогиб является новым направлением для поиска литологических ловушек в зоне южного борта Рассохинского мегавала. Своим наличием Рассохинский мегавал определяет южную границу развития клиноформ в западной половине ЕХРП.

В плане поиска новых перспективных объектов необходимо рассматривать Рассохинский вал и Дудыптинский прогиб, как единую тектоническую систему, повлиявшую на условия образования неокомского клиноформного комплекса и в общем, на режим всего осадконакопления ЕХРП в юрское и меловое время.

Основой доклада являются результаты сейсмогеологического анализа условий формирования мегавала и его влияние на обстановки осадконакопления, формирование и направления сноса осадочных пород при накоплении неокомского клиноформного комплекса, а также литофизических свойств отложений нижнего меда и юры в пределах Дудыптинского прогиба.

Главной задачей сейсмогеологического анализа являются детализация палеотектонических условий формирования системы Рассохинского мегавала-Дудыптинского прогиба и определение перспективных зон для поисковых геофизических работ и параметрического бурения.

Литература

1. *Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Бондаренко М.Т. и др.* Методология комплексного геолого-геофизического подхода при исследованиях малоизученных нефтегазоперспективных территорий Российской Федерации на примере северного обрамления Сибирской платформы. ВНИГНИ-65. Люди, результаты и перспективы / Под ред. А.И. Варламова, В.И. Петерсилье. М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2018. 150 с.
2. *Афанасенков А.П., Кондратьев И.К., Киссин Ю.М. и др.* Применение системы оптимизационной технологии динамической интерпретации для прогноза литолого-физических свойств геологических разрезов в региональной сейсморазведке. ВНИГНИ-65. Люди, результаты и перспективы / Под ред. А.И. Варламова, В.И. Петерсилье. М.: ФГБУ «ВНИГНИ», 2018. 296 с.
3. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В. и др.* Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23-42.
4. *Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М.* Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. 2017. № 2. С. 60-70.
5. *Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Каламбаров С.А. и др.* Новая тектоническая модель Енисей-Хатангского регионального прогиба // Материалы 49 Тектонического совещания 2017 г. Т. 1.

6. *Афанасенков А.П., Обухов А.Н., Чикишев А.А. и др.* Тектоника северного обрамления Сибирской платформы по результатам комплексного анализа геолого-геофизических данных // Геология нефти и газа. 2018. № 1. С. 5□25.

7. *Афанасенков А.П., Кондратьев И.К., Бондаренко М.Т. и др.* Выявление и детализация перспективных объектов в Енисей-Хатангской и Гыданской нефтегазоносных областях с применением пластовой инверсии данных сейсморазведки // Геология нефти и газа. 2017. № 5. С. 79□87.

8. *Кондратьев И.К., Рыжков В.И., Бондаренко М.Т., Лапина Е.В.* Эффективность прогнозирования коллекторов способами динамической интерпретации данных сейсморазведки в Восточной Сибири // Технологии сейсморазведки. 2010. № 4. С. 26□34.

9. *Харахинов В.В., Кулишкин Н.М., Шленкин С.И.* Мессояхский порог □ уникальный нефтегеологический объект на севере Сибири // Геология нефти и газа. 2013. № 5. С. 34□48.

**Н.И. Косевич¹, Т.Э. Багдасарян, И.Е. Лебедев,
А.М. Фетисова**

Новые структурно-петро-палеомагнитные исследования островов Кандалакшского залива Белого моря

Острова Белого моря являются уникальными объектами, представляющими собой модель взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования. Изучение основных геоморфологических особенностей островов и динамики их развития позволит провести реконструкции их формирования.

Основной целью исследования является корреляция современных форм рельефа островов Кандалакшского залива Белого моря с неотектоническим планом Беломорского региона на основании комплексных геолого-геоморфологических исследований. Для достижения поставленной цели необходимо было выполнить ряд задач: 1) провести инвентаризацию существующих на данный момент картографических материалов по геологии, тектонике, геоморфологии и неотектонике региона исследования; 2) провести геоморфологическое картирование островов Кандалакшского залива Белого моря; 3) провести петро-палеомагнит-ные исследования четвертичных отложений и скальных пород.

¹ Геологический факультет, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва;
nkosevich@gmail.com, tanya.bagdasaryan@yandex.ru, lebedev232@ya.ru,
anna-fetis@yandex.ru

Полевые работы настоящего исследования были проведены на островах средней части Кандалакшского залива: Ругозерская губа (о. Великий, о. Джокер, о. Высокий, Половые острова, о. Ипанчиниха, Еремеевские острова), Кислая губа (о. Оленевский, Крестовые острова) и Кемь-лудский архипелаг (о-ва Асафий и Большой Кемьлудский). В рамках геоморфологического картирования береговой зоны и внутренних частей островов охарактеризованы размеры островов, дифференциация высотных отметок островов, геологическое строение и генетические формы рельефа. Для проведения петро-палеомагнитных исследований отложений, слагающих вышеперечисленные острова, был проведен детальный отбор ориентированных выпиленных блоков длиной не менее 20 см и отбор рыхлых отложений с помощью ориентированных кубических пластиковых контейнеров.

Обобщение картографических материалов на регион исследования послужило основой выбора ключевых участков исследования в акватории Кандалакшского залива. По результатам полевых работ дана детальная характеристика рельефа, факторов его формирования и процессов современного рельефообразования островов средней части Кандалакшского залива Белого моря. На составленных крупномасштабных геоморфологических картах островов отражены основные генетические формы рельефа. Лабораторная петро-палеомагнитная обработка коллекций для определения условий формирования отложений позволила разработать предварительную магнитостратиграфическую шкалу.

Полученные данные о геолого-геоморфологическом и структурно-тектоническом строении региона исследования стали основой базы данных «Геолого-геоморфологическая характеристика островов Белого моря».

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00666.

**В.В. Костылева¹, А.Э. Базилян¹, П.А. Никольский¹,
Б.Г. Голионко¹, Н.А. Малышев², В.Е. Вержбицкий²,
В.В. Обметко², А.А. Бородулин², Л.С. Сафронова³**

Новые данные о возрасте и геологическом строении мезозойских и кайнозойских отложений о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Восточно-Сибирское море)

Долгое время представления о геологическом строении о. Новая Сибирь основывались, главным образом, на результатах государственной геологической съемки масштаба 1:200000, проведенной в 1974–77 гг. [12]. Согласно этим данным, в основании разреза залегают нерасчлененные юрские породы орогенного комплекса, вскрытые картировочными скважинами в северной части острова. К постороженным комплексам были отнесены интенсивно дислоцированные верхнемеловые (турон–коньяк), эоценовые, олигоцен-нижнемиоценовые и плиоценовые (?) вулканогенно-терригенные и терригенные отложения, закартированные в береговых обрывах на юго-западе и севере острова. Г.В. Труфанов с соавторами считали, что дислоцированные комплексы горизонтально перекрыты недеформированными верхнеплиоцено-эоплейстоценовыми осадками [12, 13]. Интерпретация сейсмических профилей в пределах прилегающего шельфа Восточно-Сибирского моря отчасти основывалась на этих данных [9, 10, 14].

Ранее было предложено две модели структурной эволюции постороженных комплексов на о. Новая Сибирь – тектоническая и гляциодинамическая. Согласно тектонической модели складчато-надвиговые деформации верхнемеловых и третичных отложений обусловлены горизонтальным перемещением породных масс в условиях сжатия в предподнеплиоценовое время [8, 9, 12–14]. М.Г. Гросвальд на основании дешифрирования аэрофотоснимков предположил, что дислокации носят гляциодинамический характер и являются следствием последнего неоплейстоценового оледенения [5, 6]. Позже А.Э. Базилян и П.Н. Никольским были приведены доказательства однократного оледенения части островов Анжу (о-ва Новая Сибирь и Фаддевский) в конце сред-

¹ ГИН РАН, Москва, Россия; kovikto@yandex.ru, alexandr.basilyan@gmail.com, wberingia@gmail.com, golbor62@gmail.com

² ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия; n_malyshev@rosneft.ru, v_verzhbitskiy@rosneft.ru, v_obmetko@rosneft.ru, a_borodulin@rosneft.ru

³ ООО «РН-Шельф-Арктика», филиал в г. Южно-Сахалинске, Россия; lssafronova@morneft.ru

него неоплейстоцена и было показано, что интенсивные дислокации связаны с деятельностью ледника [1–4, 11]. Подтверждения гляциодислокаций на юго-западном побережье о. Новая Сибирь (Деревянные Горы) нашли М.К. Данукалова и А.Б. Кузьмичев [7].

Летом 2016 года на острове Новая Сибирь нами в рамках совместного проекта ГИН РАН и ПАО «НК «Роснефть» были проведены полевые литолого-стратиграфические и структурные исследования посторогенных комплексов в береговых обнажениях. В результате анализа биостратиграфических данных, подтвержден турон-коньякский возраст верхнемелового угленосного вулканогенно-терригенного комплекса и уточнен возраст палеогенового угленосного комплекса, ранее датированного эоценом. Новые данные позволяют считать его палеоэоценовым (верхний танет, средний–верхний ипр). Существенно пересмотрен возраст и стратиграфический объем морских и континентальных отложений, ранее считавшихся олигоцен-миоценовыми, плиоценовыми и плиоцен-эоплейстоценовыми. По нашим данным на острове Новая Сибирь все эти отложения имеют среднеоплейстоценовый возраст.

Одним из самых важных результатов проведенных исследований является уточнение возраста и генезиса деформаций. Складчатонадвиговые деформации затрагивают породы верхнего мела, палеоцена, эоцена, а также нижнюю часть среднеоплейстоценового разреза, который субгоризонтально перекрыт отложениями верхней части среднеоплейстоценового разреза и более молодыми четвертичными осадками. Следовательно, возраст деформаций датируется средним неоплейстоценом, второй его половиной (с учетом данных [4]) – временем, соответствующим покровному оледенению в северном полушарии. Подтверждением гляциодинамической природы дислокаций служат совместные деформации нелитифицированных верхнемеловых или палеогеновых отложений со среднеоплейстоценовыми доледниковыми отложениями и резкие вариации вергентности складчатых структур, обусловленные сложным движением ледника. Экзогенное происхождение деформаций позволяет сделать предположение об их неглубоком распространении. Кроме этого, трековые возрасты зерен апатита, отобранных в разных частях мезо-кайнозойского разреза, оказались древнее стратиграфического возраста вмещающих отложений, что так же свидетельствует об экзогенном происхождении деформаций.

Работа выполнена в рамках тем госзадания №0135-2018-0034, №0135-2016-0024 Геологического института РАН. Полевые и аналитические работы финансировались по договору с ООО «РН-Шельф-Арктика».

Литература

1. *Басилян А.Э., Никольский П.А., Тумской В.Е., Анисимов М.А.* Стратиграфия четвертичных отложений Новосибирских островов и севера Яно-Индигирской низменности // Тезисы докл. Междунар. раб. совещ. “Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере – Correlation of Pleistocene Events in the Russian North (COPERN)”. СПб., 2006. С. 16–17.
2. *Басилян А.Э., Никольский П.А.* Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76–84.
2. *Басилян А.Э., Никольский П.А., Анисимов М.А.* Плейстоценовое оледенение Новосибирских островов – сомнений больше нет // Новости МПП 2007/2008. № 12. С. 7–9.
3. *Басилян А.Э., Никольский П.А.* Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76–84.
4. *Басилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю.* Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ □ датирования раковин моллюсков // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 506–514.
5. *Гросвальд М.Г.* Признаки покровного оледенения Новосибирских островов и прилегающего шельфа // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 654–659.
6. *Гросвальд М.Г.* Следы наступания ледникового щита с шельфа на побережье северо-восточной Сибири // ДАН. 1996. Т. 350. № 4. С. 535–540.
7. *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: материалы XLVI тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 104–106.
8. *Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А. и др.* Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2 (http://www.ngtp.ru/rub/5/17_2013.pdf).
9. *Мальшев Н.А., Никишин А.М., Драчев С.С.* Тектоническая история осадочных бассейнов российских арктических шельфов и сопредельной суши / Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 19–23.
10. *Мальшев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А.* Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 2010. № 1. С. 20–28.

11. *Никольский П.А., Базилян А.Э., Зажигин В.С.* Новые данные о возрасте оледенения Новосибирских островов (Восточная Арктика) // ДАН. 2017. Т. 475. № 2. С. 176–179.

12. *Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXIII; S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М.: Мингео, 1986. 106 с.

13. *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. N 19. P. 901–919.

14. *Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I.* Geological structure and history of the Arctic ocean. CJSC GEOSurvey GIN, Moscow, 2014.

А.В. Кохан¹, Е.П. Дубинин²

Строение и эволюция литосферы сектора сочленения Индийского и Атлантического океанов

Работа посвящена анализу тектонического строения и истории развития океанической акватории ограниченной на западе регионом моря Скотия, на востоке – меридианом 42 в.д. и хребтом Гунерус, на севере Агульяс-Фолклендской разломной зоной. Работа основывалась на глобальных цифровых моделях и компиляциях [1], а также опубликованных геолого-геофизических данных [2–6].

В границах рассматриваемой акватории можно выделить четыре крупных сектора океанического дна: 1. Центральной части Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) в створе континентальных окраин Мозамбика и моря Риссер-Ларсен; 2. Срединно-Атлантического хребта (САХ) в створе Капской и Аргентинской континентальных окраин; 3. Клиновидный в плане сектор, отделенный от них демаркационными разломными зонами Агульяс-Фолклендской и Эндрю-Бейн – Принц-Эдуард; 4. Сектор моря Уэдделла.

¹ ООО «Сварог», Москва, Россия; kkkkk1987@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей земледования, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru

Эволюция акватории и генезис структур первых двух секторов установлены относительно хорошо. Формирование океанического дна здесь происходило в ходе равномерного наращивания коры на спрединговых хребтах. Эволюция акватории и генезис структур третьего сектора остаются во многом дискуссионными. Формирование океанического дна здесь сопровождалось неоднократными кинематическими перестройками с пропагейтингом и перескоками осей спрединга, отмиранием спрединговых хребтов. Его строение осложнено рядом океанических поднятий, подстилаемых корой неясного генезиса.

Дно рассматриваемой акватории сформировано сложным сочетанием океанических котловин (Африкано-Антарктической, Мозамбикской, Агульяс, Транскей, Капской и др.), сегментов срединно-океанических хребтов (ЮЗИХ, САХ, Американско-Антарктического), внутриокеанических поднятий (Агульяс, Мод, Северо-Восточная Георгия и др.), краевых плато (Фолклендское, банка Агульяс, Северная долина Наталь), микроконтинентов (обрамление плиты Скотия). Рельеф крупнейших морфоструктур осложнен многочисленными неравномерно распределенными по акватории небольшими поднятиями, подводными горами, трогами разломных и шовных зон разного генезиса.

Возраст начала спрединга в створе континентальных окраин Мозамбика и моря Риссер-Ларсена до конца не установлен. В створе прослеживается наиболее древняя аномалия M25 возрастом около 155–156 млн лет назад. На мозамбикской окраине установлено наличие погребенного под осадками блока поднятия Бейра сложенного континентальной корой мощностью 20–23 км. От континентальной коры он отделяется массивом прото-океанической или максимально утоненной континентальной коры мощностью 7–10 км. Граница участка развития этой коры достоверно не установлена, а поднятие Бейра оконтуривается в гравитационном поле. В дальнейшем спрединг в этом секторе развивался в нормальном режиме с формированием группы подводных гор Басас да Индия в Мозамбикской котловине в отрезок времени 137–147 млн лет назад.

В створе капской и аргентинской континентальных окраин спрединг, предположительно начался около 127–130 млн лет назад. Он развивался в нормальном режиме и был осложнен воздействием горячих точек Шона и Дискавери, сформировавших Капские подводные горы и поднятие Дискавери.

В строении акватории клиновидного в плане сектора можно выделить ряд коридоров, образованных в ходе спрединга на различных спрединговых хребтах и генерациях тройного соединения Буве: 1. Коридор, сформировавшийся в ходе спрединга преимущественно ЮЗ-СВ

направления на спрединговых центрах ЮСАХ и хребта Мальвинас, а также спредингового центра предположительно существовавшего в котловине Транскей; 2. Коридор, формировавшийся в ходе спрединга С-Ю направления на прямолинейном отрезке ЮЗИХ; 3. Наиболее древний коридор, формировавшийся в ходе спрединга на спрединговом хребте моря Уэдделла с неоднократно менявшимся направлением спрединга преимущественно СЗ-ЮВ направления. Раскол континентальной литосферы и последующий спрединг осложнялся воздействием плюма Кару, что привело к формированию многочисленных магматических поднятий. Границы различных коридоров, с корой, сформированной на разных спрединговых хребтах, хорошо прослеживаются в рельефе дна, магнитном и гравитационном полях в виде палеоразломов шовных зон – следов различных генераций тройного соединения Буве.

Спрединг на акватории этого сектора развивался в пять этапов. В ходе первого этапа около 150–175 млн лет назад океаническая кора формировалась в Фолклендском бассейне между банкой Мориса Юинга и Фолклендским плато.

В ходе второго этапа, начиная с отрезка около 135–150 млн лет назад начинается спрединг в субмеридиональном направлении в акватории современного моря Уэдделла. Этот спрединговый центр упирается в массив континентальной коры Северного Мозамбикского хребта и Северной долины Наталь, пытаясь соединиться с уже функционирующим начиная со времени в 155–157 млн лет назад спрединговым центром в Мозамбикской котловине. Массив континентальной коры интенсивно базифицируется и расчленяется грабеном Аврора треугольной в плане формы. С учетом возраста наиболее древних даек в бассейне р. Лимпопо порядка 174 млн. лет, маркирующих начало процесса базификации, рассеянное на широкой площади растяжение, интенсивное внедрение расплавов и формирование высокоскоростных тел в нижней части коры развивалось здесь в течение периода времени от 170–174 до 135–150 млн лет назад.

В ходе третьего этапа начиная с отрезка около 130–135 млн лет назад спрединг в СВ-ЮЗ направлении развивается в южной долине Наталь, происходит отделение банки Мориса Юинга от Северного Мозамбикского хребта, закладывается магистральная разломная зона Агульяс-Фоклендская, соединяющаяся со спрединговым центром южного САХ. Начинает функционировать тройное соединение Буве-1 и в период 125–131 млн лет назад на океанической коре формируются массивы магматических поднятий хребтов Южного Мозамбикского, Астрид и поднятия Мод.

В ходе четвертого этапа на протяжении отрезка времени от 83 до 130–135 млн лет назад продолжается спрединг в котловине Транскей. Перескок спрединга на новообразованный хребет Мальвинас и формирование тройного соединения Буве-2 произошел в период спокойной полярности магнитного поля хрона С34. В этот период произошло формирование на океанической коре магматических поднятий плато Агульяс и банок Северо-Восточная Георгия. Спрединг на этом хребте продолжался вплоть до аномалии С29 (60–64 млн лет назад). В период 60–80 млн лет назад активность горячей точки Шона в районе сочленения хребта Мальвинас и разломной зоны Агульяс-Фолклендской привела к формированию ряда небольших магматических поднятий.

Пятый этап развития спрединга в акватории начинается в период около 55–60 млн лет назад. Активность горячей точки Шона, смещавшейся в юго-западном направлении, привела к формированию поднятий Ислас-Оркадас-Метеор. Миграция Фолклендского плато в западном направлении, наряду с активностью горячей точки, способствовали продвижению в южном направлении рифтовой трещины южного САХ и разделению единого поднятия Ислас-Оркадас-Метеор на две сопряженные структуры Ислас-Оркадас и Метеор, которые в настоящее время располагаются симметрично относительно оси южного САХ. Это событие произошло 54–55 млн лет назад (аномалия С24). С этого отрезка времени начинает функционировать современная конфигурация тройного соединения Буве-3.

Вопрос о перескоке спрединга в акватории моря Уэдделла с образованием современного Американско-Антарктического хребта остается дискуссионным. Согласно последним данным, современное расположение хребта стало результатом столкновения спредингового центра моря Уэдделла с зоной субдукции вдоль юго-восточной окраины формировавшейся плиты Скотия (дуга Джейн). Разрушение континентального моста между Южной Америкой и Антарктидой началось со спрединга в западной части моря Скотия около 26 млн лет назад. В результате продвижения астеносферного потока в восточном направлении и образования зоны субдукции вдоль восточной окраины плиты Скотия сформировалась современная структура Американско-Антарктического хребта.

На основании анализа опубликованных данных, глобальных гридов и моделей эволюции проведено тектоническое районирование литосферы изученной акватории, выделены морфоструктуры и сектора океанического дна различного возраста и генезиса.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10139).

Литература

1. Müller R.D. et al. The GPlates Portal: Cloud-Based Interactive 3D Visualization of Global Geophysical and Geological Data in a Web Browser // PLoS ONE. 2016. Vol. 11. N 3. P.0150883. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0150883>
2. Hanyu T., Nogi Y., Fujii M. Crustal formation and evolution processes in the Natal Valley and Mozambique Ridge, off South Africa // Polar Science. 2017. Vol. 13. P. 66–81.
3. Muller C., Jokat W. Geophysical evidence for the crustal variation and distribution of magmatism along the central coast of Mozambique // Tectonophysics. 2017. Vol. 712–713. P. 684–703.
4. Perez-Diaz L., Eagles G. A new high-resolution seafloor age grid for the South Atlantic // Geochem. Geophys. Geosyst. 2017. DOI 10.1002/2016GC006750
5. Verard C., Flores K., Stampfli G. Geodynamic reconstructions of the South America–Antarctica plate system // J. of Geodynamics. 2012. Vol. 53. P. 43–60.
6. Дубинин Е.П., Суцневская Н.М., Грохольский А.Л. История развития спрединговых хребтов Южной Атлантики и пространственно-временное положение тройного сочленения Буве // Российский журнал наук о земле. 1999. Т. 1. № 5. С. 423–435.

**Б.Б. Кочнев^{1,2}, В.В. Марусин^{1,2}, С.В. Сараев¹,
Ж. Сарсембаев^{2,1}**

Обстановки осадконакопления докембрийских отложений Игарского поднятия, северо-западная окраина Сибирской платформы

Разрез докембрия Игарского поднятия представляет значительный интерес в силу специфики своего строения, состава и структурного положения в ряду окраинных структур запада Сибирского кратона. Несмотря на интенсивное изучение во 2-й половине XX в., данные, позволяющие понять условия формирования этих толщ и предложить их современную геодинамическую интерпретацию, в имеющейся литературе весьма немногочисленны. Ниже приводятся предварительные результаты к решению этой проблемы, полученные нами во время полевых работ сезона 2018 г.

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; kochnevb@ipgg.sbras.ru, marusin@ipgg.sbras.ru, saraevsv@ipgg.sbras.ru

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; zhigser@gmail.com

Разрез Игарского поднятия начинается с *корабликовской свиты* видимой мощностью до 100 м, представленной доломитами. На ней залегает *лудовская свита*, сложенная кварцитами, слюдистыми сланцами и филлитами с прослоями известняков, полимиктовых песчаников и согласно залегающими телами измененных эффузивов основного состава [4]. Ввиду сильной дислоцированности, мощность лудовской свиты в стратотипе в р-не о. Плахинский оценивается в диапазоне 300–500 м [4, 5]. Нами был изучен лишь небольшой фрагмент разреза лудовской свиты по р. Черной, представленный серыми, хорошо сортированными слюдистыми кварцитовидными песчаниками. Исходя из имеющихся описаний, можно предположить, что формирование лудовской свиты происходило в умеренно мелководных условиях при интенсивном прогибании и сопровождалось базитовым вулканизмом, что может свидетельствовать об обстановках растяжения.

Губинская свита видимой мощностью не менее 500 м, обнаженная по р. Енисей выше пос. Игарки, представлена в нижней части красноцветными, преимущественно кварцевыми песчаниками различной зернистости. Выраженная ритмичность метрового порядка, пологая однонаправленная косая и мульдовидная слоистость предполагает формирование этих толщ во флювиальных, скорее всего дельтовых обстановках. Верхняя часть свиты сложена однородными темно-красными алевролитами и возможно отлагалась в более глубоководных условиях прodelьты. Отложения свиты включают мощные, до 35–50 м тела измененных базитов, среди которых идентифицируются как силлы и дайки, так и покровы. В качестве фациального аналога лудовской и губинской свит рассматривается *игарская толща* мощностью не менее 1100 м, выходы которой локально распространены около пос. Игарка. В ее составе преобладают зеленокаменно-измененные вулканогенно-осадочные породы основного и среднего состава – туфы, туфобрекчии, лавобрекчии и продукты их переотложения. Предполагается, что их формирование происходило в том числе в субаквальных условиях [3]. Отложения лудовской, губинской свит и игарской толщи близки по степени метаморфизма и дислоцированности и часто рассматриваются как единый структурно-вещественный комплекс [2–4].

Медвежьинская свита не имеет видимых контактов с выше- и нижежащими толщами; ее положение в разрезе между губинской и чернореченской свитами установлено лишь по данным бурения [4]. Свита представлена светлыми желтовато-серыми кремнистыми доломитами с реликтами биоламинитовых текстур, часто брекчированными. Мощность свиты ввиду фрагментарной обнаженности оценивается от не-

скольких десятков до 300 м; вероятные условия седиментации – прибрежные мелководные.

Детально изученная *чернореченская свита* в типовом разрезе по р. Черная подразделяется на 5 пачек [4]. В основании свиты наблюдаются угловое несогласие и базальные конглобрекции с обломками осадочных пород и эффузивов подстилающих толщ. Отложения первой пачки (170 м) изучены по скважинам [4] и представлены тонкослоистыми глинистыми известняками. Вверх по разрезу они сменяются ритмично-слоистыми калькаренитами 2 пачки мощностью 180 м с градационной, реже косой слоистостью дециметрового масштаба с текстурами оползания и слепками промоин. Такие породы интерпретируются нами как штормовые турбидиты, формировавшиеся в дистальной части карбонатного рампа. Отдельные прослои с биоламинитовой слоистостью указывают на относительную мелководность бассейна. В 3 пачке чернореченской свиты преобладают тонкослоистые глинистые известняки, мергели и аргиллиты с горизонтами микритовых известняков, отражающих условия дистального шельфа; мощность этой пачки около 100 м. 4-я пачка отражает переход к мелководным обстановкам, что выражается в преобладании онколитовых, оолитовых, калькаренитовых, микробиалитовых и биогермных известняков, иногда доломитизированных; мощность 4 пачки около 200 м. Частично обнаженная 5 пачка мощностью до 150 м сложена преимущественно глинистыми известняками и мергелями, что может указывать на еще один эпизод трансгрессии.

Переход от чернореченской свиты к *излучнинской свите*, изученный нами в двух обнажениях, постепенный, что выражается в резком увеличении доли песчано-алевритового материала в составе отложений и появлении красноцветной окраски в интервале до нескольких десятков метров по мощности. Основной объем (около 800 м) излучнинской свиты в разрезе по р. Сухариха представлен красными и краснобурыми алевролитами и песчаниками. В нижней части свиты преобладают массивные и тонкослоистые разности; в средней и верхней части свиты появляются более грубозернистые, до гравелитов и мелкогалечных конгломератов с мульдовидной и однонаправленной косой слоистостью. Вероятно, отложения нижней части излучнинской свиты формировались в условиях открытого шельфа, тогда как вверх по разрезу за счет регрессии происходит проградация дельтовых обстановок, которая вновь сменяется трансгрессией вблизи границы с сухарихинской свитой.

Переход от излучнинской к *сухарихинской свите* постепенный и происходит за счет появления среди красноцветных алевролитов и песчаников прослоев доломитов, количество и мощность которых быстро

возрастает вверх по разрезу. Основная часть сухарихинской свиты (600 м) слагается в различной степени доломитизированными известняками, разнообразными по текстурам: косослоистые калькаренинты, биоламины, микритовые, биогермные, брекчированные разности. Условия формирования интерпретируются нами как обстановки карбонатного рампа, которые включают как изолированные органогенные постройки и ассоциирующие с ними карбонатно-обломочные бары, так и разделяющие их депрессии, и приливно-отливные равнины. Граница сухарихинской и перекрывающей ее краснопорожской свиты нижнего кембрия согласная и выражается в появлении красноцветной окраски известняков в переходном интервале мощностью до 10 м.

Возраст рассматриваемых отложений надежно установлен лишь для сухарихинской свиты, содержащей комплекс мелкораковинных остатков, ихнофоссилии и С-хемостратиграфические реперы, характерные для самых верхов венда Сибири (540–530 млн лет) [6]. Указания на находки отпечатков сложно устроенных мягкотелых организмов эдиакарского типа в 3 пачке чернореченской свиты [4, 5] полевыми наблюдениями не подтверждаются: по нашему мнению, эти образования относятся к текстурам деформации осадка абиогенного происхождения и не являются доказательством верхневендского возраста отложений. Точно так же не служит аргументом в пользу рифейского возраста чернореченской свиты описанная в ней разнообразная микрофитолитовая проблематика [4, 5]. Учитывая глубокое несогласие в основании и постепенный переход от отложений чернореченской свиты к фаунистически охарактеризованному кембрию, чернореченская и излучнинская свиты с высокой долей вероятности относятся к венду. Что касается возраста губинской и лудовской свит и игарской толщи, то имеющиеся данные сводятся к ряду устаревших К-Аг датировок, наиболее древние из которых достигают 760–880 млн лет [2], что делает вывод о верхнерифейском возрасте этих толщ также достаточно условным.

Таким образом, докембрийский разрез Игарского поднятия, за исключением самой верхней части в объеме сухарихинской и отчасти излучнинской свит, имеет весьма ограниченное сходство в строении и составе с разрезами соседних структур западной окраины Сибирской платформы, прежде всего с разрезами Туруханского поднятия и Енисейского кряжа [1, 5]. Обстановки активной континентальной окраины, существовавшие на Игарском поднятии в позднем рифее, могут иметь общность с близкими по возрасту вулканогенно-осадочными комплексами Таймырского складчатого пояса [1]. Для уточнения возраста и структурного положения вулканогенно-осадочных толщ нами планируются и проводятся различные вещественные (геохимические, изо-

топные и геохронологические) исследования. Работы выполнены при поддержке РФФИ, гранты № 17-05-00418 и 17-05-00852.

Литература

1. Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Матушкин Н.Ю. и др. Геодинамическая эволюция складчатого обрамления и западная граница Сибирского кратона в неопротерозе: геолого-структурные, седиментологические, геохронологические и палеомагнитные данные // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 502–519.
2. Вотях О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 138 с.
3. Гёлецын Г.Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игарско-Туруханского района. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1974. 168 с.
4. Козлов Г.В., Александров В.С., Аксенова Л.А. и др. Опорные разрезы верхнедокембрийских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ северо-запада Сибирской платформы. В 2 томах. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992.
5. Мельников Н.В. (ред.) Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
6. Kouchinsky A., Bengston S., Pavlov V. et al. Carbon isotope stratigraphy of the Precambrian-Cambrian Sukharikha River section, northwest Siberian platform // Geological Magazine. 2007. Vol. 144. N. 4. P. 609–618.

Р.Б. Крапивнер¹

О геократической природе последней планетарной трансгрессии моря

Последняя планетарная трансгрессия считается гляциоэвстатической, что как будто подтверждается радиоуглеродным возрастом затопленных морем береговых линий. Для радиоуглеродного анализа используется органический или минеральный материал, характеризующий литоральные условия седиментации. Полученные датировки фиксируют гипсометрическое положение и радиоуглеродный возраст ископаемой береговой зоны в какой-либо точке шельфа, а затем по серии таких точек составляются синтетические графики непрерывного повышения уровня моря во времени для акватории в целом. Обычно результаты индивидуальных измерений рассеяны вокруг кривой, описы-

¹ Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ЗАО «ГИДЭК», Москва, Россия; Krapivner@inbox.ru

вающей общий тренд, и отличить изменения, связанные с замедлением или ускорением гляциоэвстатического подъёма уровня моря, от изменений, вызванных локальными тектоническими движениями его дна, невозможно, как невозможно установить, какая из этих причин обусловила разный наклон графиков повышения уровня моря в разных акваториях [5]. Проблема не имела однозначного решения, так как методы её исследования не могли обеспечить получения сведений об увеличении глубины бассейна во времени, т. е. о скорости эвстатического подъёма уровня моря или тектонического погружения морского дна. Между тем, какой из этих альтернативных механизмов датируют полученные метки времени, можно выяснить по характеру изменений скорости процесса в латеральных направлениях. По определению термина, предложенного Э.Зюссом и уточненного У.Х. Бухером «эвстазия» □ это «одномасштабное и одновременное на всех материках положительное или отрицательное движение береговой линии» [4, с. 33]. Таким образом, гляциоэвстатические колебания уровня моря должны были происходить не только синхронно, но и с одинаковой скоростью на различающихся по геологической структуре площадях, тогда как тектонические движения земной коры по знаку и скорости их проявления всегда дифференцированы. Для решения проблемы необходимо анализировать полные разрезы последней морской трансгрессии, отделённые границей седиментационного перерыва от подстилающих отложений. 28 подобных разрезов, охарактеризованных радиоуглеродными датировками на нескольких гипсометрических уровнях, было проанализировано на Баренцевском шельфе [3], площадь которого (~1.5 млн км²) обладает расчленённым рельефом дна с максимальными глубинами моря более 600 м (рисунок). Разрезы представлены слабоконсолированными осадками, отделёнными от подстилающих консолидированных слоев (чаще всего диамиктона) границей диахронного стратиграфического несогласия, на протяжении которого нынешний шельф был осушен [1]. По каждому из них строились графики «радиоуглеродный возраст осадков □ расстояние от дна моря», которые экстраполировались до поверхности дна и до подошвы слабоконсолидированных осадков, что позволяло определить время начала морской трансгрессии в каждом пункте опробования (рисунок). За прошедшее с тех пор время море достигло его современной глубины H_s и накопились сублиторальные осадки, мощность которых m_{slt} на основной (глубоководной) площади шельфа на 1–2 порядка величины меньше, чем H_s . Деление суммы $H_s + m_{slt}$ на время начала отложения сублиторальных фаций T_{slt} определяет среднюю скорость подъёма уровня моря или погружения морского дна (V_{slt}) после того как море распространилось

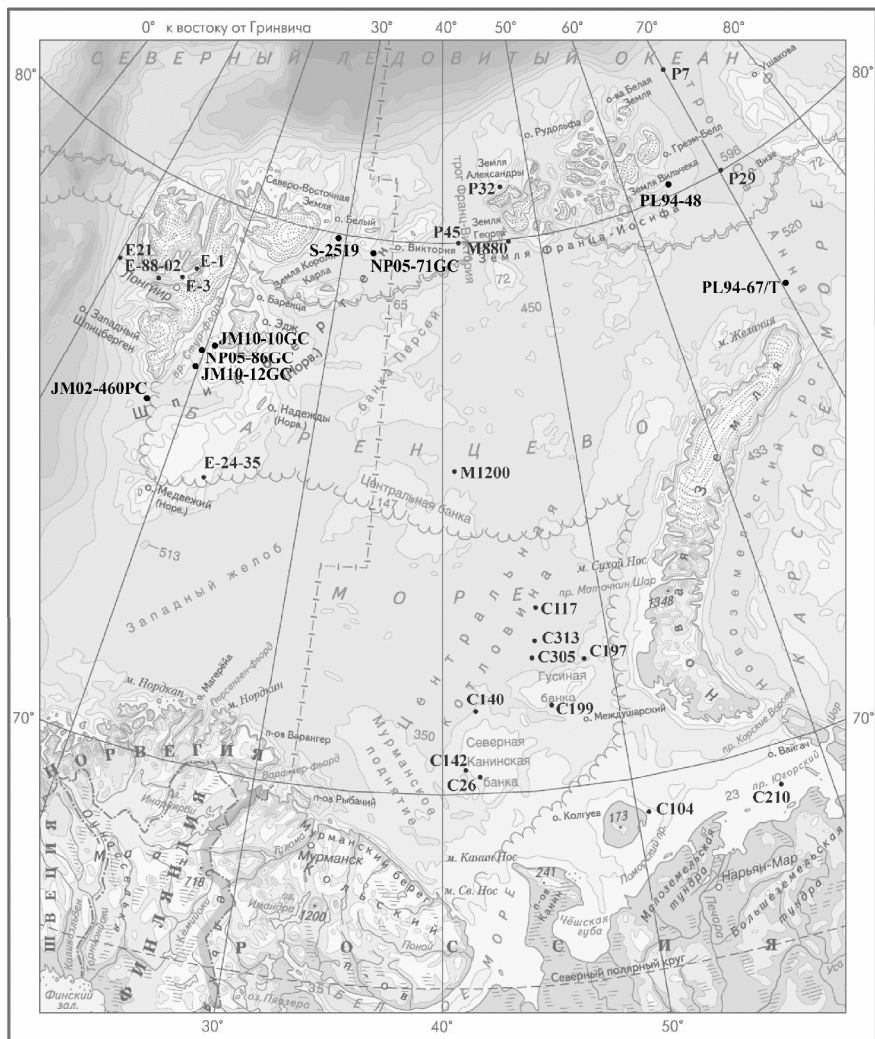


Рисунок. Карта распространения на площади Баренцевского шельфа 28-вы-работок, в которых определялась скорость относительного подъема уровня моря или (по альтернативной концепции) погружения морского дна в период последней планетарной трансгрессии моря. Библиографию источников первичных данных см. в [Крапивнер, 2018]

за пределы литоральной зоны. В соответствии с полученными данными трансгрессия начиналась в разное время, но не ранее 14.3 тыс лет на-

зад, и развивалась с разной скоростью в разных местах. Она изменялась от 0.3–0.6 см/год на прибрежных мелководьях с $H_s = 14\text{--}20$ м до 4.3–4.6 см/год в грабен-желобе Святой Анны с $H_s = 605\text{--}633$ м, причем максимальная амплитуда относительного повышения уровня моря в несколько раз превышает допустимую гипотезой гляциоэвстазии. Отсюда следует, что последняя трансгрессия на Баренцевском шельфе была обусловлена дифференцированными тектоническими погружениями, а не эвстатическим повышением уровня моря. Соотношение между гипсометрическим положением поверхности, перед затоплением местности располагавшейся на среднем уровне моря, и скоростью погружения этой поверхности выражается уравнением парной регрессии:

$$y = 0,0133 \cdot x^{0,926} \quad (R = 0,97), \quad (1)$$

где $y = V_{\text{slt}}$ (см/год), $x = H_s + m_{\text{slt}}$ (м), R — коэффициент корреляции. Трансгрессия начиналась ингрессией в речные долины, превращавшиеся в эстуарии. Основная часть значений V_{slt} на порядок величины превышает скорости погружения начального периода трансгрессии V_{lt} , когда в ископаемых эстуариях оно компенсировалось накоплением литоральных приливных ритмитов [2]. Это подтверждает вывод о тектоническом поднятии и субаэральном развитии шельфа, предшествующем его общему погружению [3]. Изменение знака тектонических движений происходило на протяжении некоторого отрезка геологического времени, в течение которого скорость поднятий сначала снижалась до 0, а затем поднятие сменялось погружением с постепенно возрастающей скоростью. Не исключено, поэтому, что погружение началось одновременно на всей площади шельфа и время затопления морем конкретного пункта зависело от его гипсометрического положения в конце предшествующего субаэрального периода.

Вычисления значений V_{slt} для последней планетарной трансгрессии моря были выполнены по литературным данным для шельфов атлантического побережья США, Северного и Балтийского морей, а также Британии, Австралии и Новой Зеландии, Мексиканского залива, юго-востока Карибского моря, включая подводный склон острова Барбадос, Панамского, Гвинейского и Персидского заливов, шельфов Австралии, Новой Зеландии и Австралии [3]. Они показали, что построение синтетических кривых повышения уровня моря для акваторий в целом по радиоуглеродным датировкам ископаемых береговых линий в разных пунктах без учёта скорости этого повышения в каждом из них некорректно. Применение изложенной выше методики показало, что полученное для Баренцевского шельфа уравнение регрессии (1) справедливо и для этих акваторий. В межледниковых областях выявленная

закономерность чаще всего соблюдается до значений $H_s \approx 120\text{--}130$ м. Именно на этих изобатах чаще всего располагается бровка стабильных шельфов, которые служили основными объектами изучения «гляцио-эвстатических» колебаний уровня Мирового океана. Встречающиеся изредка бóльшие значения H_s считаются ошибочными. Таким образом, последняя трансгрессия моря не является гляциоэвстатической, что ставит под вопрос эвстатическую природу некоторых трансгрессий более отдалённого геологического прошлого. Причины её «планетарности», а также чрезвычайно высоких скоростей тектонических погружений, особенно в эпиконтинентальных морях северных широт, должны объясняться и учитываться глобальными геотектоническими гипотезами.

Литература

1. *Крапивнер Р.Б.* Происхождение диамиктонов Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 2. С. 133–148.
2. *Крапивнер Р.Б.* Происхождение слабоконсолидированных осадков Баренцевоморского шельфа // Литология и полезные ископаемые. 2009. № 1. С. 96–110.
3. *Крапивнер Р.Б.* Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.
4. *Хосино М.* Морская геология. М.: Недра, 1988.
5. *Emery K.O., Garrison L.E.* Sea levels 7000 to 20000 years ago // Science. 1967. Vol. 157. P. 684–687.

А.М. Кузин¹

Интерпретация данных региональных сейсмических наблюдений МОГТ как отображение изменения фазового состава флюида в консолидированной земной коре

На всех временных разрезах региональных профилей МОГТ на временах регистрации соответствующих верхней части консолидированной коры фиксируются области слабо интенсивной сейсмической записи (СИСЗ). Обычно эти области по форме бывают вертикальными или горизонтальными. Горизонтальные области СИСЗ обычно связывают с гранитными массивами. Такая интерпретация вызвана тем, что гранитные массивы преобладают среди других пород в верхней части

¹ Институт проблем нефти газа РАН, Москва, Россия; amkouzin@yandex.ru

консолидированной коры (кристаллического фундамента). Однако в них в целом ряде случаев также наблюдаются интенсивные отраженные волны. В качестве примера можно привести данные по Украинскому кристаллическому щиту, по Зерендинскому массиву в Северном Казахстане и его обрамлению.

Более предпочтительной интерпретацией природы вертикальных зон СИСЗ является преимущественное содержание в горной породе флюида в газовой фазе, чем меньше в горной породе влаги, тем больше рассеяние. Такие области широко представлены в осадочном чехле Западно-Сибирской платформы и представляют собой разрывные нарушения, заполненные газом. В качестве примера вертикальных зон СИСЗ в рудных районах можно назвать алмазоносные трубки взрыва, многие зоны гидротермально-метасоматически измененных пород. В данном случае, горизонтальные области СИСЗ на волновой картине схожи с газовыми шапками на месторождениях углеводородов. Так, например, сейсмический образ Татарского свода в поле отраженных волн схож с образом залежи углеводородов. Области интенсивной сейсмической записи (ОИСЗ) связаны с присутствием влаги [3]. Вода на шероховатых границах нивелирует эффект рассеяния. Иногда на временном разрезе ОИСЗ прослеживаются в нижнюю часть коры, вплоть до границы Мохоровичича. К ним примыкают или их пересекают наклонные и листрические разломы.

Такая интерпретация возможно подтверждается результатами расчета напряженного состояния тектонического блока для месторождения Тенгиз [2]. По ним было установлено, что зона аномально низкого литостатического давления в этом блоке уходит на глубину порядка 18 км. Это означает, что система открытых трещин с водой может существовать от поверхности до средней коры включительно. В этих условиях трещины вертикальных разрывных нарушений, заполненные водой, могут оставаться открытыми до глубин перехода от упругих деформаций к пластичным. Причем давление в сообщающихся трещинах может не превышать гидростатического во всем диапазоне глубин проникновения разрывного нарушения [9]. Расчет процесса дегидратации среды, при области дегидратации мощностью 10 км, длиной 40 км на глубине 25 км и примыкающей к вертикальному разлому доказало возможность длительного существования флюида в области дегидратации [1]. На больших глубинах при соответствующих давлениях, количества содержащейся в породе воды становится достаточно для заполнения пор и трещин с газом (сжимаемость воды гораздо меньше газа), тем самым существенно снижая рассеивающие свойства. Это дает основание интерпретировать зону «рефлективности» как зону присут-

ствия воды. Следовательно, возможно ожидать существование каналов инфильтрации и фильтрации между поверхностью земли и, по крайней мере, средней частью коры, что согласуется результатами и выводами из работы [8]. Очень важно отметить, что существование зон разуплотнения (содержащих флюид) возможно только в механически жестких, прочных геологических образованиях.

Локализация воды и/или её растворов на жестком массиве пород сопровождается проникновением воды вглубь массива. На данных ГСЗ и МОГТ, полученных на границе Южно-Татарского свода и Предуральского прогиба. ОИСЗ в центральной части фрагмента профиля хорошо коррелируется с продолжением высокоскоростной аномалии Δt в верхние горизонты разреза. Аналогичная вертикальная зона интенсивной сейсмической записи наблюдается в центральной части Ромашкинского месторождения и других интервалах геотраверса. Схожая картина фиксируется во многих других регионах, например на профиле 2-ДВ-М на границах Центрально-Охотского прогиба и в его средней части. Здесь области интенсивной записи лежат на участках довольно резких и узких подъемов изолиний скорости продольных волн ГСЗ.

Ромашкинское месторождение лежит на синформе, образованной разрывными нарушениями лепестковой структуры, обрамляющей жесткую неоднородность в кристаллическом фундаменте. Относительно жесткая и плотная неоднородность в геологической среде формирует разность вертикальных напряжений между кровлей и подошвой, что ведет к формированию миграционного потенциала (притягивает флюидные потоки), накопление и диссипация упругой энергии способствует активизации физико-химических процессов на границе тела [4]. Границы Ромашкинского месторождения четко совпадают с границами области повышенных амплитуд отражающих горизонтов осадочного чехла и коры кристаллического фундамента (до $T_0 \approx 2.3$ сек), что согласуется с описываемой моделью. Кроме того, выполненные для Волго-Уральской нефтегазоносной провинции расчеты полей напряжений, показали, что наиболее крупные месторождения Ромашкинское, Оренбургское, Арлаское и другие локализованы в зонах относительного растяжения [5], картина распределения векторов флюидных потоков хорошо согласуется с проекцией лепестковой структуры на поверхность земли. Основные области эндогенного микросейсмического излучения приурочены к очаговым зонам готовящихся землетрясений на глубине 3–5 км. На этих глубинах в докембрийском фундаменте расположены слои с пониженной скоростью. Глубина в 5 км совпадает по глубине с границей области интенсивной записи. Следовательно, интервал увеличенной мощности в фундаменте под Ромашкинским ме-

сторожением можно интерпретировать как области взаимодействия восходящего потока газа с исходящей фильтрации воды в фундамент.

Лепестковая структура разрывной тектоники предопределяет вихревое движение флюида и, соответственно, формирование разнородных разнонаправленных по фазовому составу зон флюидных потоков. На Ново-Елховской скв. 20009 геотермические наблюдения позволили выделить девять типов геотермических аномалий в интервале глубин от 1804 до 5365 м [6]. Два типа аномалий являются отрицательными (поглощение бурового раствора), еще три отнесены к смешанному типу, остальные положительные (газовыделение). Всего отрицательные аномалии поглощения в разрезе встречены в 23-х случаях, смешанного типа — в 8-и случаях. Жидкая фаза фильтруется по тонким трещинам, газовая фаза по более крупным [7]. Гидрофильность и гидрофобность поровых каналов может приводить к раздельной фильтрации жидкой и газообразной фаз. Таким образом, теоретические и экспериментальные исследования доказывают существование в пределах одной зоны разрывных нарушений восходящей (преимущественно газовой) фильтрации и нисходящей (водной) фильтрации, причем на определенных глубинных уровнях может происходить раздельная фильтрация жидкой и газообразной фаз. Волновая картина соответствующей фазовой зональности флюида в земной коре характерная для другой архейской платформы – Восточно-Сибирской. Формирование месторождений углеводородов и флюидной зональности консолидированной коры имеют общую генетическую основу – процесс дегазации Земли.

Выводы. В верхней части консолидированной коры докембрийских платформ на глубинах 3–15 км расположена область СИСЗ. Эта область интерпретируется, как область преимущественно насыщения флюидом в газовой фазе. Ниже по разрезу, вплоть до границы Мохоровичича расположена горизонтальная ОИСЗ (зона «рефлективности»), ограниченная преимущественно горизонтальными отражающими поверхностями. До этой области в отдельных случаях траассируются вертикальные зоны ОИСЗ, уходящие в осадочный чехол. Эти зоны проинтерпретированы, как области инфильтрации. Основными современными каналами восходящей миграции флюида являются вертикальные и горизонтальные области малоинтенсивной сейсмической записи. ОИСЗ могут служить зонами нисходящей миграции. Зоны наклонных и листрических разрывных нарушений могут быть как каналами восходящей, так и нисходящей миграции флюидных потоков. Подтверждается вывод о роли границы Мохоровичича, как следующего после границы чехла и фундамента порога в фазовом составе флюида. Флюидная зональность нераздельно взаимосвязана с тектоническим строением литосферы, по-

этому более корректным будет определить её как флюидно-тектоническая.

Литература

1. *Гарагаи И.А.* Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации // Современная сейсмология: достижения и проблемы: Тезисы докладов научной конференции. М., 1998. С. 12–13.

2. *Гарагаи И.А., Николаевский В.Н., Степанова Г.С.* Миграция и критерии аккумуляции углеводородов в системе тектонических разломов // ДАН. 1992. Т. 324. № 6. С. 1169–1174.

3. *Кузин А.М.* Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Сборник трудов «Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина». М.: ГЕОС, 2011. С. 276–30.

4. *Кузин А.М.* Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Ч. 2. Методологические положения // Пространство и время. 2015. № 3(21). С. 270–277. <http://www.space-time.ru/novuij-nomer.html>

5. *Морозов В.Н., Каган А.И., Колесников И.Ю., Татаринов В.Н.* О континентальной нефти Камчатки // 2-е Кудрявцевские Чтения. Всероссийская конференция по глубинному генезису нефти и газа. Москва. ЦГЭ. 21–23 октября 2013 г.

6. *Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х.* Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // Георесурсы. 1999. С. 4–15.

7. *Эфрос Д.А.* Исследование фильтраций неоднородных систем. Л.: ОНТИЗ, 1963. 351 с.

8. *Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г.* Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия «вода-порода» // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 323–355. (Тр. ГИН РАН; вып. 542).

9. *Gough D.L.* Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust // Nature. 1986. Vol. 323. N 11. P. 143–144.

А.М. Кузин¹

Сейсмичность на месторождениях полезных ископаемых флюидного генезиса как отображение общей закономерности развития сейсмического процесса в земной коре

В известной монографии [4] был выполнен анализ моделей подготовки тектонических землетрясений с позиции механизмов накопления и диссипации упругой энергии. Все модели разделялись на два класса

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; amkouzin@yandex.ru

по стадии подготовки события. Первый класс составляют модели с механизмом консолидации – формирования события, при этом происходит накопление упругой энергии, второй – с механизмом деструкции, когда происходит расход энергии. Накопление и расход упругой энергии связаны с деформациями среды. Ведущими признаются механические процессы, флюид играет подчиненную роль. Флюид самая активная составляющая геосреды. Без его участия фактически не обходится ни один процесс и явление в литосфере: дегазация (флюидизация) Земли, разномасштабная конвекция, магматизм (вулканизм), формирование месторождений полезных ископаемых флюидного генезиса. Анализ и обобщение данных по механизмам сейсмичности на месторождениях позволило объединить их с процессами проходящих в очагах землетрясений верхней и средней частей земной коры. Повышенная сейсмичность может считаться одной из характерных черт многих месторождений полезных ископаемых флюидного генезиса (а также угольных). Она наблюдается на рудных месторождениях Воронежского кристаллического массива, в Хибинах, на месторождениях углеводородов, Ромашкинском, Газлийском и других. О корреляции сейсмичности с рудными месторождениями эндогенного происхождения известно достаточно давно [2, 14]. По сравнению с землетрясениями, наблюдаемыми в верхней–средней (5–15 км) частях земной коры геологическое строение и состав горных пород на месторождениях полезных ископаемых изучены не сопоставимо полнее. Реология поведения геоматериала на глубинных уровнях 5–15 км принципиально не отличается от свойств на глубинах, где наблюдается сейсмичность на месторождениях. Следовательно, определенные на месторождениях и залежах главные факторы сейсмичности можно перенести на коровые землетрясения.

По данным исследований сейсмичности на месторождениях углеводородов оказывается преобладающим «газовый» фактор. Примером служит широко известное газовое месторождение Лак. Район месторождения удален на 25 км от региональной сейсмоактивной Пиренейской зоны. Для месторождения сейсмические события техногенной природы связаны с понижением давления газа и его миграцией в верхние горизонты разреза [2]. По мнению авторов, закрытые разрывные нарушения в течение какого-то периода времени способны накапливать тектонические напряжения. Затем, по достижению предела насыщения упругой энергией происходит разгрузка в виде значительных сейсмических событий, приуроченных к Пиренейскому разлому. Предположение о роли газовой фазы флюида согласуется с результатами исследований по газо-флюидным включениям, свидетельствующих, что рудная минерализация переносится преимущественно в составе газовой фазы [1,

9]. На многих рудных месторождениях фиксируется интенсивный поток газов (явление струйной миграции). Пример выделения газов из кристаллических пород в виде струй описан в Хибинах [10].

Исследования, связанные с проявлениями выбросов пород и газа в горных выработках, подтверждают роль газонасыщения как источника потенциальной энергии. Средние значения открытой пористости выбросоопасных (ВО) песчаников колеблются в пределах 6–10 %, невыбросоопасных (НВО) в пределах 3–7 % [3]. При этом ВО песчаники отличаются от НВО песчаников фильтрационными свойствами. При гидростатическом давлении 5 МПа коэффициент фильтрации у НВО песчаника на десятичный порядок превосходит этот показатель у ВО песчаника. При увеличении давления до 50 МПа разница составляет два порядка [11]. Как было показано ранее [6, 8] месторождения флюидного генезиса (рудная минерализация, углеводороды) залегают внутри или на механически жестких структурах. Для месторождений Лак и Газли экспериментально было доказано, что они расположены на асейсмических тектонических блоках.

Для угольных месторождений сопоставление обобщенной схемы строения флюидоактивной зоны угольного разреза [12] с распределением в нем упруго-деформационных свойств [13] показывает, что зона уплотненного, науглероженного, слабопроницаемого угля (зона бронирования – зоны повышенной сейсмичности) характеризуется наиболее низкими значениями коэффициента Пуассона. Следовательно, область повышенной сейсмичности является пористым механически жестким телом, в котором происходит накопление упругой энергии [5, 6].

В отличие от «Лак» на «Ромашкинском» месторождении сейсмичность не имеет четкой привязки к какой-то одной разломной зоне. По данным интерпретации профиля ГСЗ «Мелеуз-Черемшан» [7, 8] под месторождением была выявлена более значительная по размерам высокоскоростная аномалия скорости Р-волн, чем по комплексной интерпретации и хорошо согласующийся с особенностями поля отраженных волн по геотраверсу МОГТ «Татсейс». На примере Ромашкинского месторождения было обосновано положение о взаимосвязи областей интенсивной сейсмической записи с повышенной «обводненностью» разреза. Показано, что данные сейсмических методов хорошо подтверждают генетическую связь нефти с гидротермальным процессом [14]. Всесторонний анализ факторов и особенностей залегания месторождений нефти привел к выводу о том, что её образование тесно взаимосвязано с конвективными гидротермальными системами, что позволяет объяснить образование месторождений нефти в различных по геологическому строению и возрасту территориях. По данным бурения глубо-

ких скважин в разрезе фундамента на Ромашкинском месторождении наблюдается чередование зон повышенного поглощения бурового раствора с зонами выделения газа. Это может рассматриваться как присутствие в конвективной гидротермальной системе газовой составляющей.

Таким образом, сейсмический процесс на месторождениях флюидного генезиса контролируются относительно более упругой или жесткой неоднородностью среды. На её границах или в ней самой концентрируется и диссипирует в окружающее пространство упругая энергия. Газообразная фаза, заполняя поры и трещины, обеспечивает накопление упругой энергии и взрывного характера её выделения. Жидкая фаза создает гидравлическую связь между целиками массива пород и в то же время уменьшает сцепление на контакте зерен, увеличивая вероятность проскальзывания. Нарушение баланса между перечисленными факторами, вероятно, ведет к сейсмическому событию.

Подтверждением тесной взаимосвязи сейсмического процесса и режима накопления месторождений флюидного генезиса служат данные по степенному закону распределения запасов в месторождениях [14]. Сравнение моделей режимов формирования месторождений с данными о закономерностях роста величин извлекаемых запасов на разрабатываемых месторождениях, показало, что фактические данные отвечают модели лавинообразного процесса формирования месторождений. Следовательно, исследование сейсмичности на месторождениях может служить новым источником информации о процессах, проходящих в очагах землетрясений.

Работа выполнена в рамках гос. контракта № ИСГЗ ФАНО 0139-2015-0017.

Литература

1. Волков А.В., Сидоров А.А. Золото-сульфидные вкрапленные гиганты Северо-Востока России, закономерности размещения и условия образования // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования. Мат-лы научн. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 217–218.

2. Грассо Ж.Р., Волян Ф., Фурментро Д., Мори В. Связь между извлечением углеводородов, локальными техногенными землетрясениями и крупными региональными землетрясениями на примере Пиренейского района // Механика горных пород применительно к проблемам разведки и добычи нефти. М.: Мир, 1994. 416 с.

3. Гречухин В.В., Бродский П.А., Климов А.А., Козельский И.Т., Козельская В.Т., Воевода Б.И. Геофизические методы изучения геологии угольных месторождений. М.: Недра, 1995. 477 с.

4. *Добровольский И.П.* Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2009. 240 с.
5. *Кузин А.М.* Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // *Геофизика*. 1999. № 5. С. 3–23.
6. *Кузин А.М.* О возможной природе относительно низких значений параметра V_p/V_s в рудных залежах флюидного генезиса // *Геофизика*. 2012. № 2. С. 11–17.
7. *Кузин А.М.* Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // *Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина*. М.: ГЕОС, 2011. С. 276–301.
8. *Кузин А.М.* Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Ч. 2. Методологические положения // *Пространство и время*. 2015. № 3(21), С. 270–277. http://www.space-time.ru/_novuyij-nomer.html
9. *Наумов Г.Б., Миронова О.Ф.* Природа газов флюидных включений в минералах // *Докл. IX Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле»*. Т. 1. М., 2009. 207 с.
10. *Хитаров Н.И., Кравцов А.И., Войтов Г.И., Ортенберг Н.А., Павлов А.С.* Газы свободных выделений Хибинского массива // *Советская геология*. 1979. № 2. С. 62–73.
11. *Ставрогин А.Н., Тарасов Б.Г.* Экспериментальная физика и механика горных пород. СПб.: Наука, 2001. 343 с.
12. *Труфанов В.Н., Гамов М.И., Рылов В.Г., Майский Ю.Г., Труфанов А.В.* Углеродная флюидизация ископаемых углей Восточного Донбасса. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовск. ун-та, 2004. 272 с.
13. *Хохлов Н.М.* Мониторинг деформаций в осадочных породах по измерениям скоростей сейсмических волн в скважинах // *Междунар. геофиз. конф. SEG-EАГО*. М., 1993. С. 64.
14. *Родкин М.В., Граева Е.М., Шатахцян А.Р.* Модели процессов рудо- и нефтегенеза, обеспечивающие реализацию эмпирических законов распределения величин запасов месторождений и концентраций // *Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя*. Мат-лы XLIII Тектон. сов. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 210–213.
15. *Sibson R. H.* Earthquake rupturing as a hydrothermal mineralizing agent // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 701–704.

Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из песчаников верхневендской бакеевской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал)

Башкирское поднятие (**БП**) расположено на западе Южного Урала [2] и представляет собой крупный выступ докембрийских (преимущественно рифейско-вендских) образований. В строении **БП** выделяются два этажа, разделенные четким структурным несогласием. Нижний образован архейско-палеопротерозойским тараташским метаморфическим комплексом, который является выступом кристаллического основания Волго-Уральской части фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [8 и ссылки в этой работе]. Верхний сложен рифейско-палеозойским комплексом в основном осадочных пород [8, 12, 15], накопившихся в бассейне, который далее будет называться Восточно-Башкирским (**ВББ**). Нижняя часть стратиграфической последовательности верхнего комплекса известна как стратотип рифея, совокупная мощность которого по некоторым оценкам [8, 12, 15 и др.] достигает 10 км. Выше с параллельным несогласием залегает толща обломочных и глинистых пород мощностью до 1.5 км, выделяемая как ашинская серия верхнего венда [8 и др.], однако более вероятным для нее является поздневендско-раннекембрийский возраст [6]. На юге **БП** на породах ашинской серии с параллельным несогласием залегают верхнеордовикские терригенно-карбонатные породы [3], которые перекрыты карбонатами силура – нижнего девона, сменяющимися вверх по разрезу песчаниками верхов нижнего девона (такатинская свита эмса). На западе **БП** выше верхневендско-нижнекембрийской ашинской серии с параллельным несогласием залегает такатинская свита [5], которая согласно перекрыта среднедевонско-нижнепермским терригенно-карбонатным разрезом. В целом, рифейско-палеозойский разрез **ВББ**

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский Национальный Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва

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

⁴ Институт Геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия

⁵ Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа, Россия

⁶ Башкирский государственный университет, Уфа, Россия

⁷ Университет Маквора, центр CCFS/GEMOK, Сидней, Австралия

лишен структурных несогласий, а его отдельные элементы разделены только параллельными несогласиями.

В строении этого разреза, возраст которого охватывает интервал ~1.5 млрд лет, существенную роль играют песчаники. Изучение U/Pb-изотопных возрастов детритовых цирконов (dZr) из разновозрастных песчаников **ВББ** позволяет прояснить важные детали формирования осадочных последовательностей Южно-Уральской периферии **ВЕП**. В предлагаемом докладе приведены первые результаты U/Pb-изотопного датирования dZr из песчаников верхневендской бакеевской свиты (рисунок, Б), слагающей основание (нижний стратиграфический элемент) ашинской серии, а также сравнительный анализ U/Pb-изотопных возрастов dZr из песчаников разных стратиграфических уровней **ВББ** (рисунок).

Изученный разрез бакеевской свиты расположен на правом берегу р. Зилим, сразу ниже сел. Толпарово. Проба K13-215 (начальным весом ~1.5 кг) была отобрана из среднезернистых косослоистых существенно кварцевых доломитистых песчаников, слагающих матрикс редкокластовых диамиктитов в точке с координатами 54°02.090'с.ш., 57°06.115'в.д. Из этой пробы выделено ~130 зерен цирконов. Изучение U/Th/Pb изотопной системы цирконов проведено в центр CCFS/GEMOK Университета Маквори (Сидней, Австралия). Всего было датировано 52 зерна, из них 46 анализов характеризуются дискордантностью $|D| \leq 10\%$, остальные датировки исключены из рассмотрения. Технические детали аппаратуры, методических приемов и констант, используемых для обработки аналитических данных, приведены в [9]. Конкордантные возрасты цирконов попадают в диапазон от 889 ± 21 ($D = -0.7\%$) до 2905 ± 15 ($D = -0.4\%$) млн лет и по основным подразделениям докембрия распределены следующим образом: неопротерозой – 4 зерна (9%), мезопротерозой – 32 зерна (70%), палеопротерозой – 9 зерен (20%), архей – 1 зерно (2%). На кривой плотности вероятности получены два «ярких» пика – 1172 и 1418 млн лет (рисунок, Б), поддержанные не менее 3 измерениями и серия менее представительных пиков.

Сравнительное рассмотрение всех имеющихся материалов, характеризующих длительную (~1.5 млрд лет) историю накопления осадочных толщ **ВББ**, позволяет выделить особый поздневендско-ордовикский этап эволюции бассейна (рисунок, Б–Д). От остальной истории рифейско-палеозойского осадконакопления этот этап отделен двумя эпизодами существенного изменения источников обломочного материала и, очевидно, обуславливающими это резкими перестройками палеогеографической и/или палеотектонической обстановки в самом **ВББ** и/или прилегающих структурах.

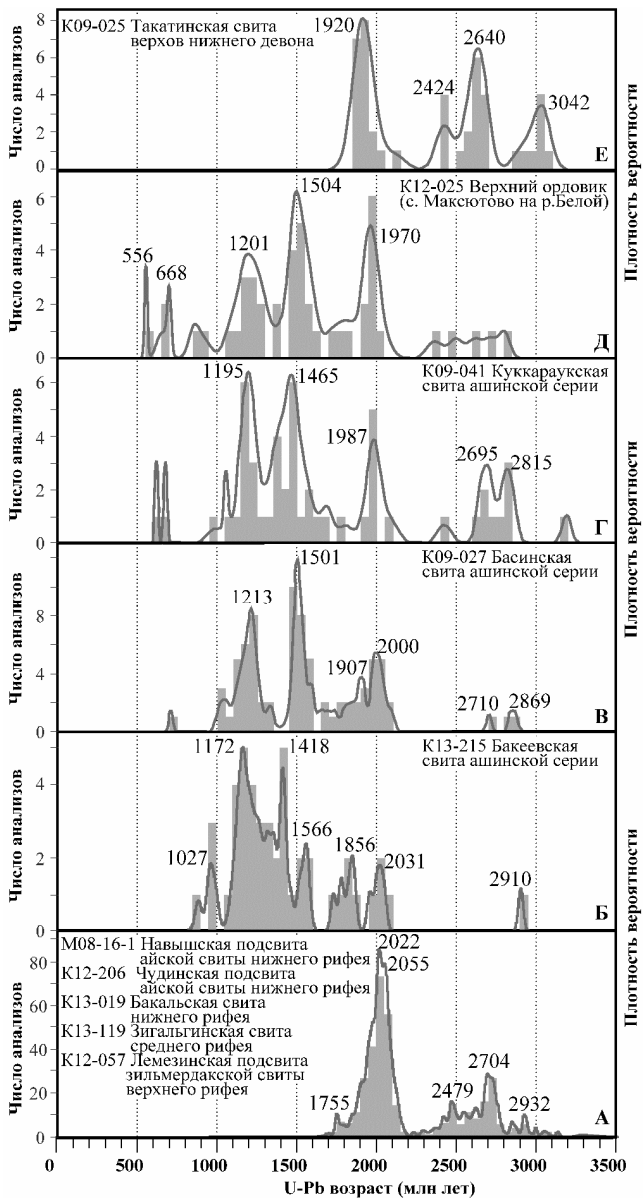


Рисунок. Гистограммы и кривые плотности вероятности, характеризующие распределения возрастов цирконов из рифейско-раннепалеозойских толщ Башкирского поднятия.
Данные: А – по [1, 4, 10–12], Б – настоящая работа, В, Г – по [14], Д – по [3], Е – по [5]

Рифейский этап формирования осадочных толщ **ВББ** охарактеризован сведениями о U/Pb возрастах **dZr** по 5 стратиграфическим уровням [1, 4, 10–12] (рисунок, А). Эти данные в совокупности с материалами литолого-геохимических исследований [7] позволяют предполагать, что течение раннего, среднего и начала позднего рифея кластика в **ВББ** поступала преимущественно со стороны **ВЕП** – из «балтийских источников». При этом палеоводосборы на протяжении этого громадного интервала времени, естественно, могли менять свое положение, площадь и конфигурацию.

Результаты изучения **dZr** из песчаников из бакеевской (новые данные, представленные в этом сообщении), басинской и куккараукской свит (данные из [14]) ашинской серии зафиксировали существенно другой провенанс-сигнал: в конце венда и в кембрии в **ВББ** поступал обломочный материал, содержащий мезопротерозойские и раннеопротерозойские цирконы (рисунок, Б–Г). Весьма сходный характер распределения возрастов **dZr** получен и по ордовикским песчаникам **ВББ** [3] (рисунок, Д). Провенанс-сигнал в **ВББ** еще раз кардинально поменялся в интервале времени поздний ордовик – ранний девон, охарактеризованном пока лишь результатами изучения **dZr** из эмской тахинской свиты [5] (рисунок, Е).

Верхневендско-раннекембрийская ашинская серия до настоящей работы была охарактеризована только по двум пробам – из басинской и куккараукской свит, отобранных в одной и той же локации, в одном разрезе. Поэтому важно было проверить, воспроизводятся ли выявленные особенности распределения возрастов **dZr** в других стратиграфических уровнях и других географических позициях в пределах **ВББ**. Новые данные по возрастам **dZr** из песчаников бакеевской свиты добавляют еще один изученный стратиграфический уровень из основания разреза ашинской серии, причем в существенно другой географической локации.

Кристаллические породные комплексы с мезопротерозойскими и раннеопротерозойскими возрастными известными в настоящее время только в северо-западной части **ВЕП** [13], отстоящей от **БП** более чем на 2000 км, поэтому рассматривать их в качестве доминирующего/основного источника кластики для песчаников ашинской серии нет оснований. Это позволило высказать предположение о появлении в конце венда нового – «небалтийского» – источника кластики, располагавшегося восточнее (современные координаты) **БП** [14]. Новые данные укрепляют фактологическую базу этого вывода.

Исследования выполнены за счет средств РФ (проект 14-27-00058), а также Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017

– ИФЗ РАН и гранта 2330 – РГУ НиГ им. И.М.Губкина). Лабораторные исследования выполнены в Australian Research Council (ARC) Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and GEMOC с использованием оборудования, поддерживаемого DEST Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS/AuScope, промышленного партнера университета Маквори (Сидней). Обработка анализов проведена за счет гранта РФФИ №16-05-00259. Синтез материалов по геологии Уральского региона и ВЕП проведены в соответствии с планами исследований по теме гос.задания №0135-2016-0009 лаборатории «Геодинамики позднего докембрия и фанерозоя» ГИН РАН, а также в соответствии с планами фундаментальных исследований ИФЗ РАН.

Литература

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

2. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид–тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 2009. 49 с.

3. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Дегтярев К.Е. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из верхнеордовикских песчаников Башкирского поднятия (Южный Урал) // ДАН. 2016. Т. 467. № 5. С. 560–565.

4. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.

5. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шаццло А.В. и др. Первые U/Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазонасных россыпей) // ДАН. 2014. Т. 455. № 4. С. 427–432.

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

7. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М. и др. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений западного Урала: синтез данных изотопного U–Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.

8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

9. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerpaneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.

10. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.

11. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из нижнерифейской бакальской свиты (Башкирское поднятие, Южный Урал): ограничения на положение крупной магматической провинции в Колумбии // ДАН (в печати)

12. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

13. Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R. et al. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // Precam. Res. 2008. Vol. 160. P. 23–45.

14. Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of the detrital Zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic □ Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the South-Western Urals: a Testing of an Australia-Baltica Connection within the Rodinia // Precam. Res. 2014. Vol. 244. P. 288–305.

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

**Н.Б. Кузнецов^{1,2}, С.В. Рудько¹, А.В. Шацлло²,
Д.В. Рудько², А.С. Дубенский¹, В.С. Шешуков¹,
Н.А. Каныгина², Т.В. Романюк²**

U-Pb датировки цирконов из диамиктитов р. Вороговка на севере Енисейского кряжа – первые геохронологические доказательства оледенения Стерт в Сибири

На севере Заангарья, в Заангарской части Енисейского Кряжа в бассейне верхнего течения р. Вороговка широко распространены диамиктиты [5]. Эти специфические образования впервые были описаны в 1927 г. И.Г. Николаевым из Ленинградского института Геологической карты (ныне ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) и определены как континентальная морена [3]. Позже, В.Н. Григорьев и М.А. Семихатов (ГИН, Москва) сформулировали альтернативную идею. В соответствии с ней, «так называемые тиллиты» района верхнего течения р. Вороговка следует рассматривать как отложения подводных оползней в составе морской молассы горного сооружения [1]. На основе собранного нами об-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт Физики Земли РАН Москва, Россия

ширного фактического материала [5] показано, что означенные образования представляют собой акватиллиты, то есть морские шельфовые отложения.

Касаясь вопросов возраста тиллитов района верхнего течения р. Вороговка, мы [5], как и все исследователи, изучавшие этот район до нас, отмечаем, что на участке правого берега р. Вороговка в 1.2 км ниже устья р. Захребетная (левый верхний приток р. Вороговка) на размытую поверхность дислоцированных тиллитов трансгрессивно налегают карбонатные породы, относимые сейчас к раннекембрийской лебяжинской свите, охарактеризованной единичными сборами трилобитов [1] и многочисленными находками ихнофоссилий [2, 3], и, в том числе, ходов *Phycodes* sp. С другой стороны, в 2017 г. [2] мы подтвердили отмеченные еще в работах [1, 3] наблюдения, в соответствии с которым эти тиллиты налегают на породы, относимые к погорюйской и/или удерейской свитам верхнего рифея. Все это означает, что тиллиты не могут быть древнее средней части позднего рифея и моложе раннего кембрия.

В матриксе тиллитов района верхнего течения р. Вороговка присутствует [2], и всегда ранее отмечалась [1, 3], сингенетическая вулканогенная составляющая. Это, в частности, горизонты вулканических брекчий, содержащие бесформенные фрагменты пузырчатых лав (вулканических бомб и лапиллей), горизонты туфопесчаников и лавовые потоки. Очевидно, что эти магматические образования формировались одновременно с тиллитами, которые их вмещают.

Из трех проб (K17-047, K17-048, R17-048) матрикса тиллитов с видимой туфогенно-вулканогенной (туфогенной) составляющей были выделены обломочные и туфогенные цирконы (**Zr's**). Пробы измельчены в чугунной ступе до размерного класса -250 мк. Измельченный материал отмучен в проточной водопроводной воде и после просушки разделен в бромформе. Полученная таким образом содержащая **Zr's** фракция тяжелых минералов была разделена с помощью магнитного сепаратора, изготовленного А.Б.Кузмичевым. После этого под методическим руководством А.Б.Кузмичева **Zr's** из изучаемых проб были имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы примерно до середины их толщины. Несмотря на незначительный (~1.5 кг) начальный вес проб, из них удалось выделить по несколько сотен **Zr's**. Понимая, что нас интересует, в основном, возможность датирования сингенетического вулканогенно-туфогенного материала, для имплантации в шашки были выбраны преимущественно зерна **Zr's** с наилучшими кристаллографическими очертаниями и в незначительном количестве зерна с признаками механической обработки (окатанные и огла-

женные зерна). Имплантированные в шашки $Zr's$ из всех проб были сфотографированы в поляризационном микроскопе со скрещенными и с параллельными николями, а также системой «видеозахвата» камеры лазерного прободобора аналитической установки для U/Pb-изотопного датирования методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP MS) в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН.

Изотопные исследования $Zr's$ проведены в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН методом LA-ICP MS на установке на основе масс-спектрометра высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific) в сочетании с системой лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries). Основные характеристики установки приведены в работе [10]. Специально отметим, что это, по существу, одни из **ПЕРВЫХ** (!!!) результатов U/Pb-изотопного датирования $Zr's$, полученные непосредственно в ГИН РАН. Изотопные исследования $Zr's$ проведены в несколько аналитических сессий и сопровождалось совместным анализом международно-признанных геохронологических стандартов $Zr's$ – «91500» (основной стандарт, аттестованный методом ID-TIMS возраст 1062.4 ± 1.9 млн лет), и «Plešovice» (контрольный стандарт, аттестованный методом ID-TIMS возраст 337.1 ± 0.2 млн лет). Полученные результаты датирования 18 пар зерен «стандартов» (1063.2 ± 4.2 и 333.4 ± 1.2 млн лет соответственно) совпадают с аттестованными значениями в пределах доверительного интервала $2s$.

Общее количество анализов (N, шт.) в пробах K17-047, K17-048, R17-048, составило – 94, 67, 24 соответственно, в т.ч. анализов, дискордантность которых не превышает рубеж « $\pm 10\%$ » (n, шт.) – 75, 56, 22 соответственно. Минимальный возраст $Zr's$ (млн лет) в пробах K17-047, K17-048, R17-048, составил – 668 ± 5 , 664 ± 4 , 680 ± 21 млн лет, а максимальный возраст – 2961 ± 6 , 2569 ± 6 , 2718 ± 5 млн лет соответственно. Всего в совокупности нами было получено 153 условно конкордантных датировки. Они неравномерно распределены в диапазоне от 664 ± 4 млн лет до 2961 ± 6 млн лет и формируют на общей по трем пробам кривой плотности вероятности (КПВ) несколько различных по интенсивности частотных максимумов (рисунок-1).

Наиболее интересный для нас самый молодой частотный пик на КПВ – ~ 691 млн лет (рисунок-1). Датировки, образующие этот пик, распадаются на несколько разновозрастных групп (рисунок-2). При этом 6 наиболее молодых датировок формируют когерентную группу со средневзвешенным возрастом 665 ± 10 млн лет (рисунок-3). Это наиболее обоснованный в настоящее время возраст изучаемых тиллитов.

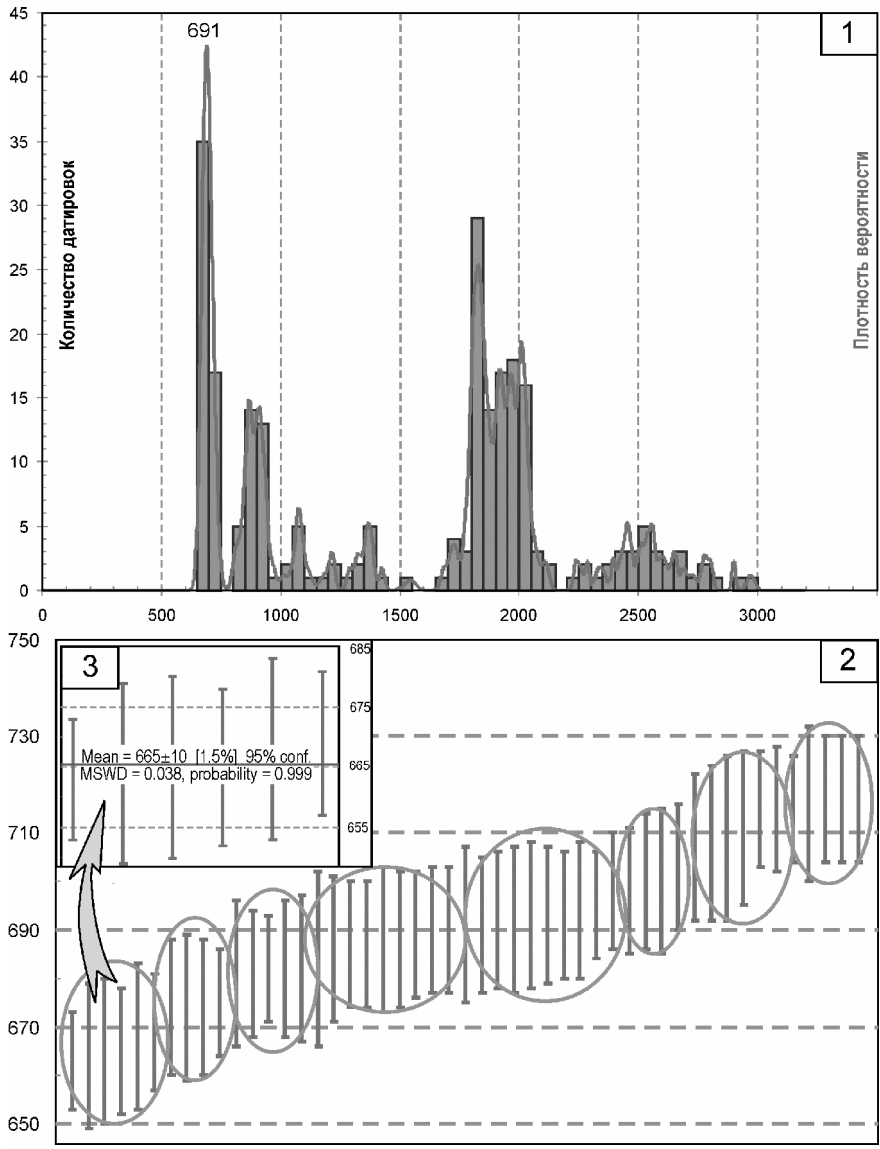


Рисунок. Результаты датирования Zr^{87} s из матрикса тиллитов района верхнего течения р. Вороговка. 1 – гистограмма и кривая плотности вероятности, 2 – датировки, попадающие в кластер, характеризующийся частотным

максимумом 691 млн лет, 3 – когерентная группа из 6 наиболее молодых датировок

Тиллиты верхнего течения р. Вороговка могут быть сопоставлены по возрасту с диамиктитами формации Скаут Маунтинс (ЮВ Айдахо, США) с датировками 667 ± 5 и 686 ± 0.4 млн лет [8] и формации Эдвардсбург (Центрального Айдахо, США) с датировками 684 ± 4 и 685 ± 5 млн лет [9]. Кроме того, полученные нами результаты U/Pb хорошо согласуются с датировкой Zr's (663.03 ± 0.11 млн лет, CA-ID-TIMS) из туфового прослоя из разреза тиллитов формации Вилерпа (Wilyerpa) в южной Австралии [7], понимаемой как время окончания оледенения Стерт, продлившегося ~58 млн лет.

Таким образом, мы получили первое прямое геохронологическое доказательство проявления субглобального оледенения Стерт [0] в Сибири. При этом мы полагаем, что полученная датировка близка к его верхней возрастной границе. В качестве нижней границы возраста этого ледникового периода в Сибири мы предлагаем рассматривать изотопный возраст 717 ± 15 млн лет [4] фельзит-порфиоров, парагенетически связанных с вулканогенно-осадочными породами каитьбинской серии Глушихинского бассейна (нижнее течение р. Б.Пит – запад центральной части Заангарья). Эти вулканические и вулканогенно-осадочные образования, чередующиеся в разрезе с относительно мощными пачками строматолитовых карбонатных пород, в настоящее время могут быть интерпретированы как наиболее молодые доледниковые образования, известные на Енисейском кряже.

Изучение проблемы тиллитов района верхнего течения р. Вороговка проведено при финансовой поддержке РФФИ (17-05-00021) и МОН РФ (проект №14.Z50.31.0017). Финансирование полевых работ 2018 г. в этом районе произведено за счет средств РФФИ (16-05-00259 и 17-05-00021). Подготовка к изотопным исследованиям каменного материала проведена в рамках государственных тем ГИН РАН (0135-2016-0004 и 0135-2016-0009). Изотопные исследования и обработка их результатов проведена при поддержке РФФИ (14-27-00058).

Литература

1. Григорьев В.Н., Семихатов М.А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского кряжа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 11. С. 44–57.
2. Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Рудько Д.В. Новые находки ихнофоссилий из пограничных уровней венда/кембрия западной периферии Сибирской платформы (вести с полей 2017) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океа-

на к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 153–155.

3. *Николаев И.Г.* Ледниковые отложения (тиллиты) ниже-кембрийского возраста в Енисейском кряже // Известия главного геолого-разведочного управления. 1930. XLIX. № 7. С. 781–798.

4. *Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В.* Позднепротерозойская метариолит-базальтовая ассоциация глушихинского прогиба (Енисейский кряж): новые данные по петрогеохимическому составу, возрасту и условиям образования // ДАН. 2012. Т. 445. № 3. С. 332–337.

5. *Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Шацлло А.В., Рудько Д.В.* 90 лет тиллитам в верховьях реки вороговка на Енисейском Кряже (вести с полей 2017) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2017. С. 223–225.

6. *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: история, стратиграфическое значение и роль в биосфере. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Труды ГИН; Вып. 611).

7. *Cox G.M., Isakson V., Hoffman P.F.* et al. South Australian U-Pb zircon (CA-ID-TIMS) age supports globally synchronous Sturtian deglaciation // Precam. Res. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.07.007>.

8. *Link P.K., Christie-Blick N.* Neoproterozoic strata of Southeastern Idaho and Utah: record of Cryogenian rifting and glaciation / Arnaud E., Halverson G. P., Shields-Zhou G. (eds.). The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations // Geol. Soc. London, Memoirs, 2011. Vol. 36. P. 425–436.

9. *Lund K., Aleinikoff J.N., Evans K.V.* The Edwardsburg Formation and related rocks, Windermere Supergroup, central Idaho, U.S.A / Arnaud E., Halverson G. P., Shields-Zhou G. (eds.). The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations // Geol. Soci. London. Memoirs. 2011. Vol. 36. P. 437–447.

10. *Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S.* et al. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th International Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials: Book of Abstracts, Sydney, 2018. P. 63.

Сравнение результатов U/Pb-изотопного датирования детритовых цирконов из ордовикских песчаников некоторых структурных зон Южного Урала и палеотектоническая интерпретация этих результатов

В строении Южного Урала – южной части эпипалеозойского Уральского покровно-складчатого пояса выделено несколько структурных зон. В строении большинства из них участвуют ордовикские терригенные и терригенно-карбонатные толщи: кидрясовская свита (проба K07-007) Сакмарской зоны, карамолинская свита (проба R14-396) пограничной полосы между Сакмарской зоной и южной частью зоны Уралтау, маячная и рымникская свиты (пробы R14-228 и R14-310, соответственно) Восточно-Уральской зоны.

В 2015 г. в университете Маквори (Сидней) было проведено U/Pb-изотопное датирование цирконов (dZr) из песчаников этих толщ [2] (рис. 1, слева). В 2018 г. на базе комплекса оборудования для изотопного датирования Лаборатории химико-аналитических исследований (ЛХАИ) ГИН РАН [7, 12] были датированы ранее не изученные зерна dZr из тех же самых проб (рис. 1, справа). Сравнительный анализ (проведённый методом «K/S-test») результатов, полученных в университете Маквори и в ЛХАИ ГИН РАН, показал, что возрастные наборы, полученные по одним и тем же пробам, статистически не различаются (рис. 2, 3). Это указывает на сопоставимость качества результатов датирования dZr в университете Маквори и в ЛХАИ ГИН РАН и позволяет объединить полученные нами в этих лабораториях оценки возраста из одних и тех же проб вместе. Сопоставление полученных результатов с данными по сопредельным с Южным Уралом и регионам позволяет провести палеотектоническую интерпретацию этих результатов.

Особенностью возрастных наборов dZr из песчаников рассматриваемых ордовикских толщ Южного Урала является резкое доминирование в этих наборах вендских и кембрийских dZr . Сопоставление этих наборов с данными по Кокчетавскому массиву Северного Казахстана [1] и

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский Национальный Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва

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

⁴ Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK, Сидней, Австралия

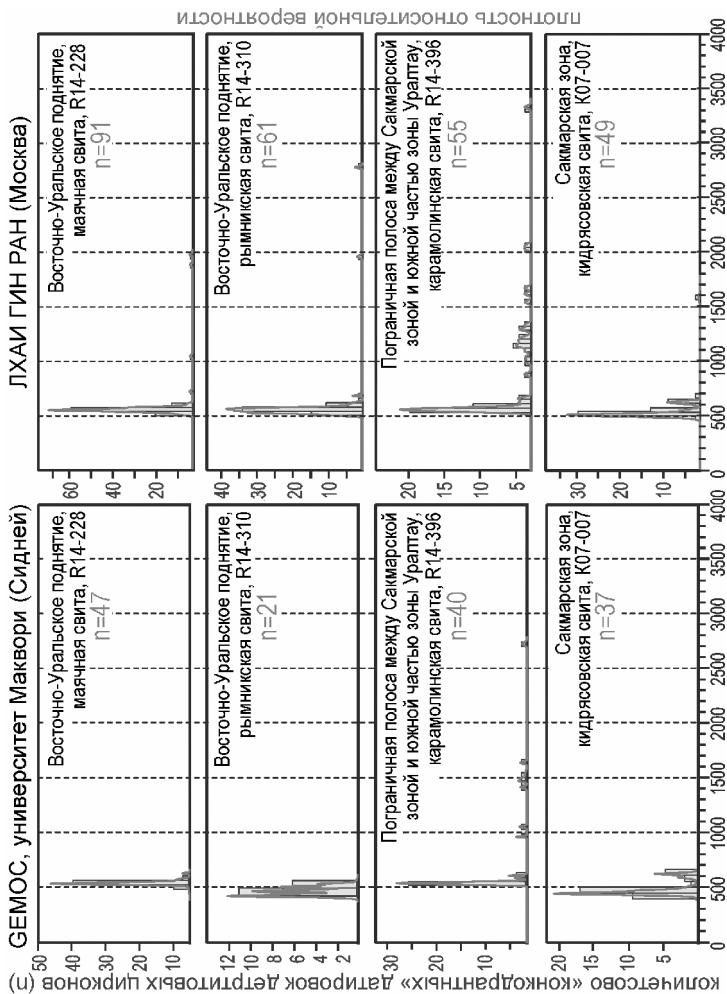


Рис. 1. Гистограммы и графики плотности вероятности, иллюстрирующие характер распределения возрастов dZr из песчаников кидрясовской (проба K07-007), карамолинской (проба R14-396), маячной (проба R14-228) и рымynнской (проба R14-310) свит Южного Урала. Слева – графики, построенные по результатам датирования dZr центре ГЕМОС (GEMOS), университета Маквори (Сидней), справа – графики, построенные по результатам датирования dZr в ЛХАИ ГИН РАН, Москва

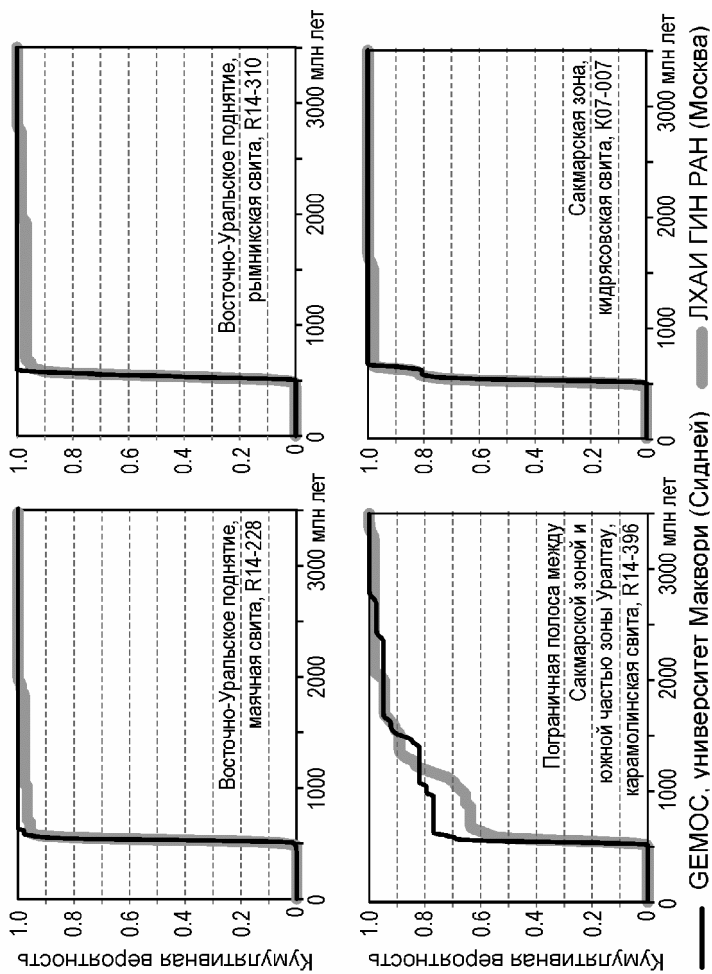


Рис. 2. Кумулятивные кривые, иллюстрирующие сходство распределения возрастов dZr из песчаников кидрясовской (проба K07-007), карамолинской (проба R14-396), маячной (проба R14-228) и рымнинской (проба R14-310) свит Южного Урала

K-S <i>P</i> -values		GEMOC			
		R14-228	R14-310	R14-396	K07-07
GIN RAS	R14-228	0.719			
	R14-310		0.890		
	R14-396			0.940	
	K07-07				0.941

Рис. 3. Результаты теста Колмогорова-Смирнова (KS-test, параметр *p*) для наборов возрастов *dZr* из песчаников кидрясовской (проба K07-007), карамолинской (проба R14-396), маячной (проба R14-228) и рымникской (проба R14-310) свит Южного Урала. По горизонтали – «части проб», *dZr* из которых датированы в центре ГЕМОК (GEMOC), университет Маквори (Сидней), по горизонтали права – «части проб», *dZr* из которых датированы в ЛХАИ ГИН РАН, Москва

Башкирскому поднятию уральской периферии Восточно-Европейской платформы [3–5] дает основание полагать, что источники *dZr* венд-кембрийского возраста, аккумулярованного в кидрясовской, карамолинской, маячной и рымникской свитах Южного Урала, не могли располагаться ни в пределах Северного Казахстана, ни в пределах восточных частей платформы. При этом популяции венд-кембрийских *dZr* в рассматриваемых ордовикских толщах в целом аналогичны одновозрастным популяциям *dZr* из фанерозойских толщ, структурным основанием которых служат кристаллические комплексы перигондванских (кадомских и авалонских) террейнов Центральной и Западной Европы, Добруджи, Анатолии, Крыма, Кавказа и Прикаспия [6, 8–12, 14]. Понимая, что потенциальными источниками вендских и кембрийских *dZr* в рассматриваемых ордовикских толщах Южного Урала, могли быть подстилающие их вендские и кембрийские вулканогенно-осадочные и интрузивные образования Сакмарской зоны (Эбетинская антиформа) и зоны южной части зоны Уралтау, структурного основании Восточно-Уральского поднятия, а также комплексы фундамента Скифско-Туранской плиты, мы полагаем, что в их строении присутствуют перигондванские коровые блоки (рис. 3).

Лабораторные исследования выполнены в Australian Research Council (ARC) Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and GEMOC с использованием оборудования, поддерживаемого DEST Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS/AuScope, промышленного партнера университета Маквори (Сидней) и ЛХАИ ГИН РАН за счет средств РФ (проект 14-27-00058). Обработка анализов проведена за счет

гранта РФФИ № 16-05-00519. Синтез материалов по геологии Уральского региона и ВЕП проведены в соответствии с планами исследований по теме гос. задания №0135-2016-0009 лаборатории «Геодинамики позднего докембрия и фанерозоя» ГИН РАН, а также в соответствии с планами фундаментальных исследований ИФЗ РАН, а также за счет средств Минобрнауки РФ (грант 2330 – РГУ НиГ им. И.М. Губкина). Постановка методики U/Pb-изотопного датирования цирконов в ЛХАИ ГИН РАН проведена в соответствии с темой гос. задания №0135-2016-0029.

Литература

1. Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Третьяков А.А. и др. Строение, возраст и обстановки формирования ордовикских комплексов северо-западного обрамления Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 24–42.
2. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
3. Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В. и др. Результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопно-геохимических характеристик обломочных цирконов из ордовикских толщ Южного Урала и Кокчетавского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 14. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2016. С. 149–152.
4. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.
5. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского анитиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.
6. Сомин М.Л., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта Северного Кавказа // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 445.
7. Шешуков В.С., Кузьмичев А.Б., Дуденский А.С. и др. U-Pb изотопное датирование цирконов методом LA-ICP-MS в Геологическом Институте РАН (г. Москва) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018. С. 290–291.
8. Balintoni I., Balica C., Seghedi A., Ducea M.N. Peri-Amazonian provenance of the Central Dobrogea terrane (Romania) attested by U/Pb detrital zircon age patterns // Geologica Carpathica. 2011. Vol. 62. Is. 4. P. 299–307.
9. Henderson B.J., Collins W., Murphy B. et al. Gondwanan basement terranes of the Variscan-Appalachian orogen: Baltican, Saharan and West African hafnium isotopic fingerprints in Avalonia, Iberia and the Armorican Terranes // Tectonophysics. 2015.
10. Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Romanyuk T.V. Geochemical and Lu-Hf isotope (LA-ICP-MS) systematic of detrital zircons from the Ordovician sandstones of the Sol-

Илецк arch (Russia, Northern Caspian, borehole Ordovician-2) // Arch & Anthropol Open Acc. 3(suppl-1). AAOA.000554. 2018. P. 31–58.

11. *Linnemann U., Gerdes A., Hofmann M., Marko L.* The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – constraints from U–Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany) // *Precam. Res.* 2014. Vol. 244. P. 236–278.

12. *Rud'ko S.V., Kuznetsov N.B., Belousova E.A., Romanyuk T.V.* Structure and based on the results of the first U/Pb-dating of detrital zircons the age of conglomerates mnt Southern Demerdzhi (Upper Jurassic, Mountain Crimea) // *Doklady Earth Sciences.* 2018. Vol. 483. P. 1. P. 1423–1426.

13. *Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S. et al.* U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th International Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials, Sydney, 2018, P. 63.

14. *Ustaömer T., Ustaömer P.A., Robertson A.H., Gerdes A.* Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex. NW Turkey // *International Journal of Earth Sciences.* 2016. Vol. 105 № 1. P. 7–38.

А.Б. Кузьмичев¹, М.К. Данукалова

Лаптевоморский ороклин: прослеживание Верхоянской позднепалеозойской окраины Сибири через шельф моря Лаптевых

Шельф моря Лаптевых считается перспективным на углеводороды, и значительная его часть уже поделена на лицензионные участки. Частично углеводородный потенциал связывают с породами акустического фундамента. Структура фундамента определяется путем виртуального прослеживания на акваторию геологических структур, обнаженных в ее обрамлении, и такое прослеживание не является очевидным. В целом, в публикациях обсуждаются две точки зрения. С.С. Драчев, на протяжении 20 лет развивает идею о том, что на всей территории шельфа под меловым-третичным чехлом залегают сложно деформированные верхнепалеозойские и триасово-юрские отложения Верхоянского складчатого пояса [1 и ссылки в этой работе]. Вторая, более популярная точка зрения, предполагает, что в западную и центральную части моря Лаптевых распространяется слабо деформированный чехол Сибирской платформы, и лишь восточная часть (за разломом Лазарева)

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; nsi.kuzmich@yandex.ru

занята продолжением Верхоянского пояса [напр., 2]. В обоих случаях предполагается, что позднепалеозойская–раннемезозойская Верхоянская пассивная окраина Сибири протягивается на север через море Лаптевых, и что по восточную сторону от этой окраины расположены экзотические террейны, в том числе блок шельфа, включающий Новосибирские острова. В последние годы для обоснования этого тезиса используются также результаты датирования детритовых цирконов [3 и ссылки в этой работе].

Альтернативную модель развивают авторы настоящего доклада. Согласно нашим данным, Новосибирские острова, начиная с раннего палеозоя, входили в состав Сибирского палеоконтинента. В современной структуре на Новосибирские острова может быть прослежена структурная зональность Таймырско-Североземельской складчатой области [4 и ссылки в этой работе]. Для иллюстрации этих представлений ранее мы демонстрировали тектоническую карту моря Лаптевых и его обрамления. Эта карта не учитывала некоторых важных фактов и потребовала ревизии.

В докладе обсуждается новая схема тектоники Лаптевоморского региона. Главным и принципиально новым элементом этой схемы является ороклинальный изгиб северного продолжения Верхоянского пояса, который описывает на шельфе широкую дугу, изгибаясь почти на 180° , и продолжается далее на Чукотку в субширотном направлении. Такой изгиб подтверждается фациальной зональностью позднепалеозойских пород в обрамлении моря Лаптевых и, в частности, позволяет объяснить «обратную» фациальную зональность девона–перми на Новосибирских островах. Контур Сибирской окраины, маркируемой Верхоянским поясом, в домеловое время был гораздо прямее. Разворот блока, включающего Новосибирские острова, на 90° по часовой стрелке осуществился в процессе раскрытия Американо-Азиатского океанического бассейна [5]. В ядре ороклина находится Хромская петля: сильно пережатая сутура между окраиной Сибири и коллажем разновозрастных континентальных и островодужных террейнов, включающим фрагменты океанической коры.

Предлагаемая схема составлена в нестандартной и эклектичной легенде, включающей кроме тектонических элементов также фациальную зональность. В частности, Южно- и Центральнo-Таймырская зоны выделены на основании фациальных различий нижне-среднепалеозойских пород [6], и лишь позднее их стали рассматривать как обособленные складчатые пояса. По нашим данным, эти пояса входили в состав Сибирского палеоконтинента, по крайней мере, с мезопротерозоя. Северо-Таймырский пояс также выделен на основе фаци-

альных особенностей венд-нижнепалеозойских пород, но считается, что в допозднепалеозойское время он входил в состав Карского сегмента Балтики. Внутренняя часть Карского блока на островах Северной Земли сложена ниже-среднепалеозойскими платформенными отложениями, испытавшими влияние каледонского орогенеза; в восточной части о. Октябрьской Революции выделяется также ордовикский вулканический пояс, который интерпретируют либо как внутриплитный, либо как надсубдукционный. Перечисленные структурные единицы Таймырско-Североземельской складчатой области могут быть прослежены на восток. Мы предполагаем, что они огибают с севера Лаптевоморский ороклад, пересекают хр. Ломоносова и восточнее вновь обнажаются на Новосибирских островах. Палеозойские комплексы осадочных и магматических пород, слагающие таймырские пояса, существенно меняются в восточном направлении. Особенно это касается их характерных особенностей, связанных с Северо-Таймырским позднепалеозойским орогенезом, таких как складчатость и надвигообразование, формирование батолитового пояса и образование синколлизионного бассейна форланда. Указанные проявления позднепалеозойского орогенеза обнаруживаются на Новосибирских островах в сильно редуцированном виде. Мы предполагаем, что Таймырский сегмент Уральского океана (если он действительно существовал на Таймыре) не прослеживался далеко на восток, но выклинивался в районе современного хр. Ломоносова или даже западнее.

Предлагаемая модель подтверждает главный тезис С.С. Драчева, о том, что почти на всей акватории моря Лаптевых под чехлом рыхлых отложений залегают породы Верхоянского складчатого пояса, утратившие свой углеводородный потенциал. Новая модель открывает интересные перспективы для палеогеографической реконструкции разных этапов кайнозоя, мезозоя и палеозоя, необходимые для интерпретации возрастов детритовых цирконов (в данном докладе не обсуждаются).

В заключение следует отметить, что мы привыкли оперировать жесткими блоками при картировании современной структуры и при реконструкции палеоструктур. Мы привыкли разделять террейны прямолинейными разломами, либо дуговыми разломами с очень большим радиусом кривизны. Но, похоже, что сложно перемятые ороклинальные структуры, подобные той, что получилась у нас на основании эмпирических данных, широко распространены в природе. По крайней мере, очевидно, что они присущи Северной Пацифике, к которой до начала мела принадлежал и Лаптевоморский регион. Не менее сложные изгибы структур изображают также и по другую сторону Берингова пролива на Аляске [7].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00176).

Литература

1. *Drachev S., Shkarubo S.* Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic / Pease V. & Coakley B. (eds.). Circum-Arctic Lithosphere Evolution // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2017. Vol. 460. P. 263–284.

2. *Малышев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А.* Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». 2010. № 1. С. 20–28.

3. *Ershova V., Prokopiev A., Andersen T., Khudoley A., Kullerudd 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. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.008>

4. *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. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 22–49.

5. *Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea?: Implications for kinematics of the Amerasia Basin Opening // Tectonophysics. 2009. Vol. 463. P. 86–108.

6. *Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.

7. *Johnston S.T.* The Great Alaskan Terrane Wreck: reconciliation of paleomagnetic and geological data in the northern Cordillera // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 193. P. 259–272.

Признаки рифейской палеосейсмичности в зоне разлома Троллфьорден–Комагельва (полуострова Средний – Рыбачий, Кольский п-ов)

Через перешеек между полуостровами Средний и Рыбачий с северо-запада на юго-восток, от п-ова Варангер в Норвегии к п-ову Канин в России, трассируется региональный тектонический шов первого порядка – зона разлома Троллфьорден-Комагельва, разграничивающего верхнерифейские флювиальные и прибрежно-морские комплексы п-ова Средний и верхнерифейские турбидиты п-ова Рыбачий [3]. Эволюция этого разлома, включающая надвиговые и сдвиговые деформации, достаточно сложная и весьма длительная, причем самый ранний этап его деформационной истории связывается с тиманской орогенцией (венд) – $570\text{--}560 \pm 10$ Ма [4]. Но признаки сейсмической активности в зоне разлома Троллфьорден-Комагельва можно обнаружить уже в рифее, в эпоху осадконакопления. К таким признакам относятся: синседиментационное ультрабрекчирование пород, формирование пород и структур, связанных с деформацией слабо литифицированных осадков (сейсмитов [7]): кластических даек, жил и клиньев, интракластических брекчий, выжимание вверх крупных обломков в матриксе кластических пород, а также «тектоно-диапиров» – тел брекчированных плагиогранитов.

В зоне разлома Троллфьорден-Комагельва, в полосе, ширина которой не превышает 150–200 м, на перешейке между полуостровами Средний и Рыбачий, а также на небольшом участке северо-восточного побережья полуострова Средний среди песчаников и гравелитов (относимых традиционно к самым низам разреза верхнерифейской–вендской Рыбачинской суперсерии) распространены своеобразные грубообломочные породы (конгло-брекчии) – диамиктиты, отличающиеся хаотическим, неупорядоченным строением. В валунах и обломках в диамиктитах абсолютно преобладают гранитоиды – плагиограниты и плагиогнейсы, по всей видимости, с близрасположенного Мурманского блока докембрийских метаморфитов. Диамиктиты не слагают выдержанных пластов и, скорее, распространены в виде линз и «пятен» среди песчаников. Ранее эти породы относили к ледниковым образованиям (тиллитам), но в последнее время их аналоги на полуострове Варангер рас-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ РАН), Москва, Россия; akulakovskij@mail.ru

смагивают как отложения мутьевых потоков [5] или как олистостромы [6].

Ультрабрекчии представляют собой в основном массивные породы, сложенные обломками (осколками), размер которых варьирует в широких пределах [1]. Размеры самых крупных обломков (можно называть их кластами) исчисляются десятками долями миллиметра, а самых мелких из зафиксированных на микрозонде частиц в составе ультрабрекчий составляют 1–10 мкм; в основном же ультрабрекчии сложены частицами размером 10–30 мкм. Петроструктура ультрабрекчий характеризуется неупорядоченностью. В них отсутствует какая-либо предпочтительная ориентировка мельчайших обломков (осколков), имеющих в большинстве случаев угловатые очертания. Полосчатость в ультрабрекчиях или не проявлена вовсе, или же весьма туманна и нитевидна. В слоистых песчаниках ультрабрекчирование распространяется, в первую очередь, по плоскостям слоистости, а в массивных разностях осадочных пород (песчаниках, гравелитах, диамиктитах) – по секущим трещинам, нередко по контактам включенных в матрикс валунов, галек и гравийных обломков. В случае интенсивного ультрабрекчирования массивных осадочных пород (гравелитистых песчаников и гравелитов, реже диамиктитов) оно захватывает значительный или даже почти весь объем матрикса, но, как правило, не распространяется в крупные включения (галки, гравий, валуны).

Для понимания механизма ультрабрекчирования представляется важным факт явно синседиментационного и притом полистадийного формирования ультрабрекчий. Об этом свидетельствует весьма обычное присутствие в массивных песчаниках и диамиктитах обломков уже ультрабрекчированных песчаников в сочетании с более поздним ультрабрекчированием матрикса самих (вмещающих эти обломки) пород. Ультрабрекчии в момент своего образования представляли собой пластичные и мягкие породы – часто отмечаются случаи выжимания (“затеков”) ультрабрекчий в песчанки, а ультрабрекчированного матрикса диамиктитов в более компетентные разности тех же песчаников. Подобные «затеки», равно как и кластические дайки и клинья массивного песчаника в слоистые разности относятся к хорошо известным [7] признакам сейсмически обусловленной деформации слаболитифицированных осадков.

В целом ультрабрекчирование протекало примерно синхронно (очевидно, в режиме чередующихся стадий–“пульсаций”) с формированием пород и структур, связанных с сейсмически обусловленной деформацией слабо литифицированных осадков. Вероятным механизмом ультрабрекчирования представляется гидроудар, который можно рассмат-

ривать как природный аналог механизма гидроразрыва (фрекинга), используемого нефтяниками для увеличения дебита скважин. По всей видимости, имела место частая, неоднократная смена (чередование) – как деформационной обстановки, так и «состояния» пород, т.е. их физико-механических свойств (частичная литификация, «разжижение» и вновь затвердевание). Источником неоднократных гидроударов, вероятнее всего, была пульсирующая сейсмическая активность в зоне разлома Троллфьорден-Комагельва. При этом проводником удара служила морская вода, заполняющая все трещины и полости в породах/осадках.

Плагиигранитные тектоно-диапиры (тела плагиигранитов 150–200 м в поперечнике [3]) отличает «объемная» дезинтеграция и полное отсутствие каких-либо признаков связанной с гранитами флюидно-гидротермальной деятельности. Северный и южный (субширотные) контакты плагиигранитного тела на мысе Вестник – субвертикальные (по всей видимости, по разломам из системы региональной зоны Троллфьорден-Комагельва) и пласты вмещающих пород у этих контактов (в зоне порядка 10–20 м шириной) задраны до субвертикального же, т.е. согласного с контактами плагиигранитов, залегания, что указывает на «активный» (*forcesible*) механизм внедрения этого тела в холодном состоянии (протрузию). Поскольку синседиментационное ультрабрекчирование затрагивает (в эндоконтактной зоне мощностью первые метры) и плагииграниты, становление этих плагиигранитных тектоно-диапиров следует относить в эпоху осадконакопления. Возможно, эти тела представляют собой отделившиеся и выдавленные вверх дезинтегрированные (брекчированные) фрагменты предполагаемой [2] на глубине тектонической пластины гранито-гнейсового фундамента. Признаки выдавливания этих крупных плагиигранитных тел – «задирание» субгоризонтально лежащих пластов вмещающих песчаников до субвертикального залегания у контактов тел – по сути, те же, что и у выжатых вверх обломков в матриксе сеймитов – претерпевших деформацию в слабо литифицированном состоянии гравелитистых песчаников, гравелитов и диамиктитов.

Литература

1. Кулаковский А.Л. Синседиментационное ультрабрекчирование – эффект сейсмогенного гидроудара (Кольский п-ов, зона разлома Троллфьорден-Комагельва) // Геофизическое исследование. 2017. Т. 18. № 1. С. 49–62.

2. Морозов Ю.А., Зайцев В.А., Агибалов А.О. Реконструкция кинематики движений и напряженного состояния в зоне взаимодействия Восточно-Европейской и Западно-Арктической плит (на примере конвергентного шва Троллфьорд-Рыбачий-

Канин) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Мат-лы докладов всероссийской конференции. Т. 1. ИФЗ РАН, 2016. С. 171–175.

3. Терехов Е.Н., Журавлев В.А., Балуев А.С., Тюпанов С.Н. Строение и перспективы нефтегазоносности северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы (район полуостровов Средний и Рыбачий) // Исследование и освоение углеводородных ресурсов прибрежных регионов: Материалы Международной российско-норвежской конференции. Тез. докл. Архангельск, 2013. С. 32–37.

4. Herrevold T., Gabrielsen R.H., Roberts D. Structural geology of the southeastern part of the Trollfjorden-Komagelva Fault Zone, Varanger Peninsula, Finnmark, North Norway // *Norw. J. Geol.* 2009. Vol. 89. P. 305–325.

5. Jensen P.A., Wulff-Pedersen E. Glacial or non-glacial origin for the Bigganjargga tillite, Finnmark, northern Norway // *Geol. Mag.* 1996. Vol. 133. N 2. P. 137–145.

6. Roberts D., Siedlecka A. Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachi and Sredni peninsulas, North Norway and Northwest Russia: a review // *Norges Geol. Undersøk. Bull.* 2012. Vol. 452. P. 1–19.

7. Van Loon A.J. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview // *Geologos.* 2009. Vol. 15. N 1. P. 3–55.

А.В. Купцова¹, Н.С. Прияткина^{1,2}, А.К. Худолей¹

Характеристика рифейских и позднепалеозойских терригенных комплексов восточного Таймыра: петрографические, геохимические и изотопные данные

Позднедокембрийские и палеозойские терригенные осадочные комплексы широко представлены в пределах Таймырской складчатой области. Среди них крупнейшими по своей мощности и пространственной распространенности являются отложения становской и посадочнинской свит верхнего рифея, а также отложения позднекаменноугольного и пермского возрастов. Анализ возможных источников сноса данных терригенных комплексов представляет большой интерес как при решении регионально-геологических проблем, так и для построения плитно-тектонических реконструкций, однако пока такие исследования единичны [6, 12].

По своему составу песчаники становской и посадочнинской свит относятся к литоаренитам и сублитоаренитам. Они относительно зрелые, практически полностью состоят из кварца, нередко хорошо ока-

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; alina-kuptsova@yandex.ru, a.khudoley@spbu.ru

² Университет Ньюкасла, Австралия; n.priyatkina@spbu.ru

танного с незначительной примесью полевого шпата и обломков пород: кварцитов, кварц-сланцев, измененных обломков субвулканических пород – для становской свиты, а также перемытых карбонатных пород, субвулканических обломков, кварцитов, кварц-сланцев пород – для посадочнинской свиты. Для песчаников обеих свит характерно развитие регенерационно-кварцевых структур, растворение и бластез кварца, образование шиповидных структур из серицита на контактах зерен, что говорит о существенном влиянии катагенетических и претаморфических процессов. Преобладающий тип цемента для песчаников становской свиты – регенерационно-кварцевый, реже базальный кальцитовый, для посадочнинской свиты – регенерационно-кварцевый и кальцит-серицит-хлоритовый.

Все изученные песчаники верхнепалеозойского возраста по составу относятся к литаренитам, литическим субаркозам, полевошпатовым литоаренитам и характеризуются присутствием большого количества полевых шпатов, обломков пород, в особенности основных вулканитов, вулканических стекол, зеленокаменно-измененных вулканитов и субвулканических пород, кварц-сланцев, кварцитов, кремнистых пород и обломков гранитоидов. Минеральные зерна и обломки угловатые, отмечается присутствие цемента серицит-кальцит-хлорит-лимонитового состава.

U-Pb датирование обломочных цирконов показало, что в общей популяции цирконов из становской свиты распространены зерна неопротерозойского (пик 800 млн лет) и палеопротерозойского возрастов (пики 1775 и 1850 млн лет). Возраст самого молодого зерна, обнаруженного в одном из образцов, составляет 693 ± 4 млн лет, что может указывать на более позднее, чем предполагалось ранее, осадконакопление [6, 10], ограничивая его интервал как ~ 695 –650 млн лет. Более надежно (кластер из трех и более конкордантных зерен) максимальный возраст осадконакопления становской свиты определяется как ~ 780 млн лет.

Средне- и позднерифейский интервал сводной кривой плотностной вероятности (КПВ) по пробам становской свиты хорошо согласуется с геохронологическими данными о средне- и позднерифейском магматизме в пределах Центрально-Таймырской зоны, в основном связанным с этапом 970–800 млн лет. Слабо зрелый характер отложений и их геохимические характеристики (спектры распределение REE, Y/Ni, Sr/V, Th/Co и др. отношения ряда малых элементов) указывают на то, что основным источником сноса для песчаников и аргиллитов становской свиты могли быть кислые и средние вулкано-плутонические комплексы рифейского возраста, расположенные в пределах Центрально-

Таймырской зоны. К ним относятся островодужная формация озера Трех Сестер, включающая плагииграниты с возрастaми $\sim 967 \pm 17$ млн лет и 966 ± 5 млн лет [3], Снежинский и Ждановский комплексы гранитоидов S- и I- типов с возрастaм 870–820 млн лет, а также их вулканические аналоги, представленные дацитами и риолитами [2, 4, 7]. Таким образом, накоплению становской свиты предшествовало крупное аккреционное событие на протерозойской окраине Сибирской платформы, а сформировавшиеся в ходе него магматические комплексы послужили источником терригенного материала для формирования становской свиты, мощность которой в восточном районе Центрально-Таймырской зоны достигает 1.5 км [6].

В образце песчаников посадочнической свиты распространены цирконы, сходные по спектру возрастaм с цирконами из песчаников становской свиты, и включают зерна неопротерозойского (~ 870 млн лет), палеопротерозойского (2300–2100 и 2000–1800 млн лет) и архейского возрастaм.

В большинстве проб из верхнепалеозойского разреза доминируют зерна позднепалеозойского возрастa ~ 330 –270 млн лет с пиком на отрезке КПВ около 300 млн лет. Вторая по распространенности возрастная группа зерен в этих образцах – раннепалеозойского возрастa с выраженным пиком около 500 млн лет. В подчиненном количестве, во всех трех пробах обнаруживаются зерна неопротерозойского, палеопротерозойского и архейского возрастaм. Полученные на основе данных датирования обломочных цирконов КПВ для проб позднепалеозойского возрастa соответствуют таковым для проб из разновозрастных отложений, ранее отобранных в восточной части Южно-Таймырской зоны [11].

Коллизионные граниты с возрастaми 305–275 млн лет распространены внутри северной тектонической зоны Таймырского складчатого пояса [1], и именно они могли являться основным источником сноса кластического материала для терригенного комплекса верхнепалеозойского возрастa.

Источник сноса с возрастaм ~ 500 млн лет имеет важное значение для всех изученных проб верхнепалеозойских отложений. Для территории Арктики, данная популяция цирконов связывается, как правило, с завершающим этапом тиманского орогенеза (например, [8]), при этом источником сноса данной популяции цирконов на Таймыре предположительно может являться участок Тиманского орогена, простирающийся к северу от Полярного Урала [9]. Наличие доминирующих пиков на отрезках КПВ ~ 300 и ~ 500 млн лет является характерным детритовым сигналом верхнепалеозойских песчаников северной части Уральского орогена [5].

Минералогические и геохимические исследования, и интерпретация данных выполнены при поддержке гранта РНФ – 17-17-01171, а также гранта ARC DP120104004 to W.J. Collins and University of Newcastle Postgraduate Scholarship to N. Priyatkina.

Литература

1. Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.С. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика. 1995. Т. 36 (12). С. 50–64.
2. Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З. Докембрийские граниты Фаддеевского террейна (Северный Таймыр): новые геохимические и изотопно-геохронологические (U-Pb, Sm-Nd) данные // ДАН. 1998. Т. 363 (5). С. 653–657.
3. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б. Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН. 2011. Т. 436 (5). С. 647–653.
4. Кузьмин В.К., Проскурнин В.Ф., Ларионов А.Н. О позднерифейском возрасте гранитоидов снежинского комплекса, Северо-Восточный Таймыр, по данным цирконометрии // Записки РМО. 2007. Ч. 136 (1). С. 42–49.
5. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Миллер Е.А., Удоротина О.В., Герелс Дж., Романюк Т.В. Первые U/Pb-датировки детритных цирконов из песчаников среднего и верхнего палеозоя Полярного Урала: тестирование региональных тектонических моделей. // ДАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 183–188.
6. Проскурнин В.Ф., Гавриш, А.В., Тарноградский, В.Д., Багаева, А.А., Межубовский, В.В., Трофимов, В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. масштаба 1 : 1 000 000, лист S-48 – оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
7. Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Ларионов А.Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55(1). С. 23–40.
8. Pease V., Scott R. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: Significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // J. Geol. Soc. 2009. Vol. 166. P. 517–527.
9. Pease V. Arctic lithosphere – a review // Tectonophysics. 2011. Vol. 628. P. 1–25.
10. Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.K. et al. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U-Pb-Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // Int. Geol. Rev. 2017. Vol. 1. P. 1–27.
11. Zhang X., Omma J., Pease V., Scott R. Provenance of Late Paleozoic-Mesozoic Sandstones, Taimyr Peninsula, the Arctic // Geosciences. 2013. Vol. 3. P. 507–527.
12. Zhang X., Pease V., Skogseid J., Wohlgemuth-Uebewasser C. Reconstruction of tectonic events on the northern Eurasia margin of the Arctic, from U-Pb detrital zircon

**М.Ю. Курапов¹, В.Б. Ершова¹, А.К. Худoley¹,
А.А. Макарьев², Е.А Макарьева², И.А. Вишневская³**

Позднепалеозойский магматизм Северного Таймыра

Таймыро-Североземельская складчатая область расположена к северу от Сибирской платформы и включает полуостров Таймыр, архипелаг Северная Земля, а также примыкающие шельфовые акватории Карского моря. Рассматриваемая область подразделяется на три тектонические зоны: Южно-, Центральную- и Северо-Таймырскую [1]. Северо-Таймырская тектоническая зона включает северную часть полуострова Таймыр и острова архипелага Северная Земля и относится к Карскому блоку (террейну) [1, 4, 5].

Рассматриваемые гранитные массивы находятся в пределах Северного Таймыра (Северо-Таймырская зона). Они располагаются вдоль северного и северо-западного побережья полуострова Таймыр. Интрузии представлены лейкогранитами, двуслюдяными и биотитовыми гранитами. Исследованные гранитоиды относятся магнезиальным, щелочно-известковым, известково-щелочным, мета- и пералюминиевым образованиям [3].

Получены новые данные изотопного состава Sr и Nd в изученных гранитоидах. Определение изотопных составов Rb-Sr системы проводилось на TIMS Triton Plus, Sm-Nd системы на ICP-MS Neptune Plus в ЦКП «Геоаналитик» (Екатеринбург). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.70287 до 0.71027. В то же время значения $\epsilon\text{Nd}(0)$ изменяется от -3.4 до 1.8.

Возраст кристаллизации цирконов в изученных интрузиях соответствует раннему–среднему карбону. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных ис-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; mikhail.kurapov@gmail.com, akhudoley@gmail.com, ershovavictoria@gmail.com

² Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция, Ломоносов, Россия; sever@polarex.spb.ru

³ Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; vishia@igm.nsc.ru

следований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Датирование тех же самых интрузий Ag-Ag методом выполнялось в ИГМ СО РАН. Методика измерений подробно описана в работе [2]. Ag-Ag возрасты, полученные по слюдам и амфиболу, варьируют от раннекаменноугольного до среднепермского.

Петро-геохимические особенности изученных гранитоидов свидетельствуют об их сходстве с дифференцированными гранитами I-типа (ранее были отнесены к переходному типу между гранитами I- и S-типа [1]). Наиболее вероятной геодинамической обстановкой формирования высоко-калиевых щелочно-известковых и известково-щелочных гранитоидов I-типа является обстановка континентальной окраины андийского типа [6].

Исследование поддержано грантом РФФ № 17-17-01171

Литература

1. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1996. 202 с.
2. *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // *Геохимия*. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
3. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. № 11. P. 2033–2048.
4. *Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A.* Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // *Norwegian J. Geology*. 2008. Vol. 88. P. 235–258.
5. *Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.* Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonic // *Tectonophysics*. 2005. Vol. 398. P. 225–243.
6. *Ruks T.W., Piercey S.J., Ryan J.J., Villeneuve M.E., Creaser R.A.* Mid- to late Paleozoic K-feldspar augen granitoids of the Yukon-Tanana terrane, Yukon, Canada: implications for crustal growth and tectonic evolution of the northern Cordillera // *GSA Bull.* 2006. Vol. 118. N 9/10. P. 1212–1231.

Соляной диапиризм внутриконтинентального Днепровско-Донецкого палеорифта

Введение. Пластическая деформация солей, их «текучесть» под воздействием неравномерных нагрузок обуславливает особый тип складчатости нагнетания – *соляной диапиризм*. Диапировые соляные складки известны во многих осадочных бассейнах мира, в том числе во внутриконтинентальном Днепровско-Донецком палеорифте (ДДПр), заложенном в позднедевонское время. В ядре большинства складок находится соль, и с такими складками обычно связаны ловушки нефти и газа с широким диапазоном запасов углеводородов в них. Соляные залежи содержат ценные минеральные ресурсы, используемые в народном хозяйстве. В соляных массивах строят хранилища горючих материалов, радиоактивных и токсичных отходов. Этим вызван научно-практический интерес к соляному диапиризму.

Постановка задачи. Проблемами генезиса галогенных отложений и соляного тектогенеза занимались многие видные геологи Западной Европы и США, а также в пределах бывшего СССР и нынешнего СНГ. Опубликовано много работ, значительная часть которых посвящена изучению механизма зарождения и развития солянокупольных структур.

При работе над проблемой соляного тектогенеза возникают вопросы, связанные с геодинамическими условиями формирования соляных структур. Исследованию факторов, определивших интенсивность и формы проявления соляного диапиризма в ДДПр посвящена настоящая работа.

Результаты исследования. В ДДПр известны три толщи верхнедевонских (воронежская, евлано-ливенская и данково-лебедевская) и толща нижнепермских солей [12]. Доминирующую роль в диапиризме играла евлано-ливенская толща, местами и временами вовлекавшая в галокинез данково-лебедевскую и нижнепермскую толщи.

Процесс галокинеза (по представлениям У. Файфа, Н. Прайса и А. Томпсона [10]), развивается в три этапа: 1) по мере погружения соляной толщи в зоны диагенеза и протокатагенеза происходят дегазация и дегидратация отложений. Восходящая миграция флюидов деформирует слоистость, и в соляном пласте возникают линзовидные поднятия и «вздутия», разрывные нарушения и локальные подвижки пластов вокруг них – этап соляных «подушек»; 2) при дальнейшем погружении

¹ Институт геологических наук, г. Киев; vskgeo@outlook.com, oliynykgeo@gmail.com

солей в зоны мезо- и апокатагенеза пласты соли теряют слоистую текстуру и превращаются в полужидкую вязкую массу, насыщенную высокотемпературными флюидами. Эта масса под высоким давлением взламывает и прорывает перекрывающие отложения по схеме «трещина – дайка – шток». Возникают несогласные соотношения соляных и вмещающих пород, деформируются и перемещаются блоки осадочных пластов (см. также [7, 11]) – этап роста диапиров; 3) происходит «обезвоживание» соляного диапира (обособление жидкой фазы, отток рассолов), формируются кепроки – этап деградации штоков или консидиментационный этап (по [2]).

Движение солей и формирование структурного плана, как правило, носят циклический характер. Соль в одних случаях, образовав соляные «подушки», только приподняла надсолевые отложения, в других – в своё время прорвала надсолевые отложения и вышла на палеоповерхность с образованием глетчеров или была вскрыта эрозией, а позднее перекрыта более молодыми осадками (сформировались криптодиапировые складки), в-третьих – прорвала всю толщу пород в один-два приёма и вышла на современную дневную поверхность (диапировые складки с открытым ядром протыкания – соляные штоки) [1, 5].

Известно четыре уровня подъёма солей, тесно связанных с фазами тектогенеза. Большинство соляных структур ДДПр сформировалось в позднедевонское время и связано с предкаменноугольным уровнем подъёма солей (бретонская фаза). Из упомянутых в [1] 73 штоков 34 штока имеют предтриасовый уровень подъёма солей (заальская фаза), 25 – предпалеогеновый (ларамийская фаза) и 14 штоков – предчетвертичный (аттическая фаза тектогенеза). Некоторые штоки «растут» и поныне.

Основные факторы соляного тектогенеза: гравитационный и геотектонический. *Гравитационный фактор* обусловлен инверсией плотностей: у солей она в среднем 2.2 г/см^3 , у перекрывающих их терригенных пород – порядка $2.5\text{--}2.6 \text{ г/см}^3$ [5]. Из-за конвективной неустойчивости происходит выдавливание вверх относительно легких пластичных солей и погружение более плотных пород [1, 11].

Геотектонический фактор срабатывает при периодической активизации тектогенеза, выражающейся в подвижках блоков фундамента, при которых возникают контрастные силовые поля, инициирующие «течение» солей [1, 5, 9].

Существует мнение о доминирующей роли тектонического фактора в галокинезе ДДПр. Приводятся такие доводы, как параллельность соляных валов краевым глубинным разломам, сформировавшим палеорифт, и синхронность активизации галокинеза с фазами тектогенеза [1,

9]. Мы считаем, что линейно вытянутые формы соляных структур – это результат действия флюидодинамических законов [3], а тектонический фактор выполняет роль триггера («спускового крючка») [4]. Механизм триггера срабатывает в процессах с неустойчивым состоянием, для которых небольшое изменение критического параметра ведёт к качественному изменению всего процесса.

Конвективная флюидодинамика. Период релаксации большинства горных пород значительно меньше продолжительности тектонических деформаций (10^8 – 10^{11} с против 10^{12} – 10^{14} с), что позволяет считать их «вязкой жидкостью» [8]. Согласно «Теории нелинейной конвективной устойчивости» [3], структурную форму конвекции можно спрогнозировать с помощью числа Рэлея, рассчитываемого по формуле

$$R = (\Delta\rho / \rho) \times (g h^3 / \nu X).$$

В этой формуле первый множитель характеризует относительную разность плотностей в кровле и подошве толщи солей; значение дроби $(\Delta\rho/\rho)$ зависит от объёмного теплового расширения солей и выражает степень вероятности инверсии. Во втором множителе: $g = 9.81 \text{ м/с}^2$; h^3 – толщина горизонтального слоя солей в кубе, что отражает объём конвектирующей массы. Далее: $\nu = \eta / \rho$ – кинематическая вязкость, связанная с динамической вязкостью (η) и плотностью (ρ); $X = \chi / \rho c$ – коэффициент температуропроводности, зависящий от теплопроводности (χ), плотности (ρ) и удельной теплоёмкости (c) солей.

Известны два критических значения числа Рэлея: $R_1 \sim 10^3$ и $R_2 \sim 10^4$ [3]. Если расчётное R меньше 10^3 , то конвекция не возникает; при значениях R между 10^3 и 10^4 конвекция проявляется в форме линейных валов и впадин, а если R больше 10^4 , то в форме гексагонов («ячеек Бенара») [3]. Этот феномен отражается в структурном плане ДДПр – одиночные купола и валы образуют упорядоченные пространственные системы – «геодинамические решетки» [6].

Резонанс. Земля в целом и её составные части как автономные физические тела обладают собственными частотами колебаний. Если частота внешних воздействий совпадает с собственной, возникает резонанс, приводящий не только к разрушению целостности физического тела (в нашем случае – к переводу солей из стабильного пластового состояния в «текучее»), но и к «организации» вещества в новом порядке (образованию соляной структуры).

Природа внешних сил пока неясна. Вероятным источником таких сил может быть переменное гравитационное притяжение Луны и Солнца, вызванное вращением Земли – лунно-солнечные приливы, накапливающие геодинамические напряжения и действующие по принципу «тектонического вибратора» или того же триггера [4].

Резонанс определяет дискретный характер размеров линейных форм и гексагонов, а также расстояний между ними («шаг решетки»). Замечено, что «шаг решётки» определённого иерархического уровня отличается от соседних ниже- и вышестоящих уровней на величину, кратную $\sqrt{2}$. В формализованном виде эта закономерность выглядит так:

$$L_n = \sqrt{2}^n \cdot L_6 = 2^{0,5n} L_6,$$

где: L_n – искомый шаг сети на n - уровне; L_6 – «базовый» шаг сети, т.е. наиболее распространённый в регионе (по наблюдениям авторов равен 7–8 км).

По-видимому, показатель n может принимать целые значения в широких пределах в зависимости от толщины соленосных слоёв и площади их распространения, но при работе с картографическим материалом масштабов 1: 10^{5-6} достаточно $n = \pm 2$). Соответственно, в строении осадочного чехла ДДПр можно выделить «зоны мелкой складчатости», зоны развития структур средних и крупных размеров. Несомненно, эти закономерности имеют эвристическое значение и могут использоваться в практике геолого-разведочных работ.

Заключение. Совокупным действием перечисленных факторов и эффектов мы объясняем течение солей и упорядоченное расположение соляных структур в ДДПр в виде регулярных симметричных геодинамических систем.

Мы считаем, что требуется дальнейшее углублённое изучение соляного диапиризма во всех его проявлениях. Исследования следует проводить с позиций геодинамики и конвективной флюидодинамики с целью выявления пространственно-временных закономерностей в размещении соляных тел и структур осадочного чехла.

Литература

1. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины / Ред. коллегия Ю.А. Арсирий, В.А. Витенко, А.М. Палий, А.К. Цыпко и др. Киев: УкрНИГРИ, ЦГЭ, 1984. 190 с.
2. *Высочанский И.В.* Новые представления о развитии и перспективах нефтегазоносности солянокупольных поднятий в Днепровско-Донецкой впадине // Геологичный журнал. 1991. № 2. С. 109–117.
3. *Гончаров М.А., Галицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.
4. *Довбнич М.М., Солдатенко В.П.* О вибрационном воздействии лунно-солнечных приливов на геодинамические процессы // Доповіді Нац. Академії наук України, 2008. №12. С. 96–100.
5. *Китык В.И.* Соляная тектоника Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1970. 204 с.

6. *Куриленко В.С., Яньшина Н.А.* Влияние геодинамических напряжений на формирование соляных структур Днепровско-Припятской газонефтеносной провинции // Геология нефти и газа. 1988. № 12. С. 25–29.

7. *Новосилецкий Р.М.* Роль anomalно высоких пластовых давлений в формировании соляных штоков // Геология и геохимия горючих ископаемых. 1990. Вып. 74. С. 38–45.

8. *Спенсер Э.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 368 с.

9. *Стовба С.Н.* Про механізми соляного тектогенезу в Дніпровсько-До-нецькій западині // Геолог України, 2005. №1. С. 23–29.

10. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в Земной коре. М.: Мир, 1981. 423 с.

11. *Холодов В.Н.* Элизонные процессы и соляная тектоника. Сообщение 2. К проблеме формирования соляных диапиров // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 4. С. 319–340.

12. *Хоменко В.А.* Девон Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1986. 116 с.

А.В. Кушнарёва¹, А.Н. Москаленко²

Характеристика деформаций пород Узунахматской зоны хребта Таласский Алатау, Северный Тянь-Шань

Таласский Алатау входит в состав каледонид Северного Тянь-Шаня и находится на территории Киргизстана. Хребет имеет покровно-надвиговое строение и подразделяется на две зоны (блока): Узунахматскую и Карагаинскую, выделяемые по структурно-вещественным характеристикам и различиям в степени метаморфизма [2, 3]. С юга Таласский Алатау ограничен Таласо-Ферганским разломом правосдвигового типа [1]. Карагаинская зоны включает в себя Таласский и Кумыштагский покровы, породы которых представлены неизменёнными терригенными и карбонатными разностями [3–5]. Метаморфизованные преимущественно в фации зеленых сланцев терригенные и карбонатные отложения Узунахматской зоны надвинуты с юга-запада на Карагаинскую зону по Центрально-Таласскому надвигу (ЦТН). Именно на территории Узунахматской зоны проводятся детальные структурные исследования, первые результаты которых представлены в данной работе.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; nastaskush@gmail.com

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского Санкт-Петербург, Россия; artemmn@gmail.com

Исследование основывается на материале, собранном в ходе полевых работ вдоль долин рек Чиимташ и Шильбилисай. Так же были использованы опубликованные данные по профилю вдоль реки Кумыштаг [5]. Профиля расположены перпендикулярно простиранию основных тектонических структур.

Изучавшиеся породы представлены грубозернистыми метапесчаниками и аргиллитами, редко можно наблюдать реликты градационной слоистости. Карбонатная составляющая имеет подчиненное значение, однако на юго-западе вскрывается бакаирская свита, представленная мраморами и известковистыми аргиллитами. Возраст описанных пород, предположительно, позднерифейский.

В пределах исследуемой территории (реки Чиимташ и Шильбили) породы смяты в линейные складки с замками параболической формы, простирающиеся в северо-восточном направлении. Осевые плоскости падают на юго-запад под углами от примерно 45° до субвертикальных. Шарниры складок, наблюдаемых вдоль долин рек Шильбили и Чиимташ, полого погружаются в запад-северо-западном и восток-юго-восточном направлениях, углы погружения преимущественно до 20° , редко достигают 54° . Складчатая структура разбита серией надвигов, плоскость сместителей которых падает на юго-запад. Основная часть наблюдаемых складок приурочена к разломам, что позволяет выдвинуть предположение о синхронности их формирования. Породы разбиты кливажными трещинами, которые часто субпараллельны слоистости. Однако, при увеличении угла между рассматриваемыми структурными плоскостями, появляется отчетливая линейность пересечения кливажа и слоистости и карандашная отдельность. Линейность пересечения, как и карандашные структуры, параллельна шарнирам мелко- и крупномасштабных складок и простиранию надвигов, включая ЦТН.

Помимо деформаций, изучавшихся в масштабе обнажения, были описаны индикаторы перемещений, а именно структуры типа сигма. В шлифе структура типа сигма представляет собой крупное включение кварца или плагиоклаза, размером 0.4 мм. Данные порфирикласты обрамлены серицитом, который подчеркивает их ромбовидную, вытянутую форму. Каймы давлений, которые образовались в результате деформаций, сложены перекристаллизованным веществом порфирикластов. Каймы давления образуют «хвосты» у крупных включений кварца и плагиоклаза. Именно эти образования и являются индикаторами перемещений, в данном случае левосдвиговыми. Следующая отмеченная деформационная микроструктура – это карбонатные, реже кварцевые жилки, которые рассекают порфирикласты кварца и микроклина. Данные жилки обладают волокнистым строением. Зерна, заполняющие

наблюдаемые жилки, образуют z-образные изгибы, которые являются индикатором праводвиговых перемещений.

Другим направлением исследований была количественная оценка деформации пород в бассейне р. Чиимташ. Для количественной оценки двухмерной конечной деформации использовался метод Фрая по обломочным зернам кварца в метапесчанике. В качестве характеристик деформации на уровне образцов в пределах изученного участка были получены: ориентировки осей эллипсоидов деформации, их форма и величины полной девиаторной деформации.

Анализировались грубозернистые песчаники с бластопсаммитовой структурой. Крупные обломочные зерна в песчаниках, по отношению к ткани, составляют 40%. В минеральном составе преобладает кварц (50–80%), ПШ (плагноклаз ряда олигоклаз-андезин и микроклин) (10–15%) и минералы группы слюд (10–20%) наблюдаются в меньшем количестве. Также в составе песчаников встречаются зерна микрокварцитов и линзочки перетертого глинистого и алевроитового материала.

Полученные результаты показывают, что на исследуемом участке форма эллипсоида деформации преимущественно представлена эллипсоидом трехосного сплющивания. Значения полной девиаторной деформации варьируют от 0.36 до 0.67. Оси удлинения (X) эллипсоидов ориентированы параллельно шарнирам складок и простиранию ЦТН. Погружается ось X под небольшими углами – до 30°. Величины R_{xz} изменяются в диапазоне от 1.61 до 2.4, а R_{xy} варьирует от 1.13 до 1.48. Так как на исследуемой территории широко развит кливаж, то данные стрейн-анализа применимы к методам сбалансированных разрезов в виде поправочной F-функции. Отношение R_{xy} близко к единице, соответственно при линейной балансировке разреза поправка будет несущественна, однако при площадной произойдет увеличение величины поперечного сокращения.

При изучении долины реки Кумыштаг А.К. Худолеем и В.Н. Войтенко были получены ориентировки оси удлинения, полого погружающиеся на восток-юго-восток. Форма эллипсоида деформации изменяется в юг-юго-западном направлении от сплюснутого до вытянутого [5]. Данные ориентировки близки к полученным по долине реки Чиимташ, однако здесь форма эллипсоида не доходит до вытянутой.

Таким образом, азимуты погружения шарниров совпадают по направлению с субгоризонтальными осями удлинения эллипсоида деформации как на профиле вдоль долины реки Кумыштаг, так и вдоль долины реки Чиимташ.

Исследование проводилось при поддержке гранта РФФИ 18-35-00464.

Литература

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое // Труды Геологического Института. Вып. 570. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
2. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А., Фролова Н.С. Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49–60.
3. Маложинец А.Г., Советов Ю.К. Карбонатный (чаткарагайский) флиш верхнего рифея Таласского хребта // Осадочные формации и обстановки их образования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 149–159 с.
4. Худoley А.К., Семилеткин С.А. Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 84–93.
5. Voytenko N.V., Khudoley A.K. Structural evolution of metamorphic rocks in the Talas Alatau, Tien Shan, Central Asia: Implication for early stages of the Talas-Ferghana Fault // Geoscience. 2012. Vol. 344. P. 138–148.

С.П. Левшунова¹

Ураноносность восточной части Восточно-Европейской платформы как показатель геодинамической активности недр

Район исследования находится в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральского орогена. Древняя тектоника данного региона изучена достаточно детально, но активизация геодинамической активности недр на новейшем этапе изучена недостаточно. В то же время это может иметь важное значение как при поисках и разведке нефтегазовых месторождений, так и при их эксплуатации. Поэтому было проведено изучение приуроченных к данной территории разных форм нахождения урана (месторождения, проявления, аномально высокие концентрации), а также радоновые источники и спрогнозировано их возможное влияние на различные аспекты нефтегазовой геологии.

На данной территории обнаружены 3 месторождения урана: Виноградовское, Черепановское и Репьевское, а также многочисленные признаки ураноносности, приуроченные, с одной стороны, к отложениям нижнего карбона и верхней перми, и поздней перми – триаса и неогена – с другой [2, 6].

¹ Всероссийский Научно-Исследовательский Геологический Нефтяной Институт (ФГБУ ВНИГНИ), Москва, Россия; sol@vniigni.ru

Виноградовское и Черепановское месторождения приурочены к русловым отложениям верхнепермского возраста, и для них установлены 2 главных этапа накопления урана: сингенетический с образованием широких ореолов низкой минерализации урана (менее 0.01%) и эпигенетический, выразившийся в перераспределении ранее накопившегося урана и привносе новых его порций грунтовыми водами поверхностного происхождения, содержащими кислород, с образованием рудных залежей с концентрациями урана до 1% [6]. Поступление грунтовых вод подтвердилось при исследовании изотопного состава серы пластовых вод данного региона, показавшее, что все среднекаменноугольные воды здесь обогащены легкой серой, по сравнению с эвапоритами. Это позволяет допустить возможность поступления в них поверхностных вод. Эпигенетическое рудообразование соответствует более молодому – позднепермско-раннетриасовому и неогеновому возрасту [6]. Кроме того, в пределах Предуральяского прогиба и Южного Урала установлен ряд источников [1], содержащих радоновые воды (Березовский, Тереклинский, Красноусольский, Аскынский и другие). По происхождению минеральные источники инфильтрационные. Они образовались при смешении соленых каменноугольных вод с пресными водами свободного водообмена.

На наличие минерализованных зон разгрузки подземных вод, сформированных на неотектоническом этапе данной территории, указано и в работе [4].

Другая группа урановорудных объектов (например, Поломское рудопроявление) сосредоточена в карбонатных трещиноватых коллекторах перми и карбона [6]. Генезис урановых концентраций этой группы рассматривается как эпигенетический, трещинно-инфильтрационный, связанный с предверхнепермским перерывом в накоплении осадков и неогеновой эпохой тектонической активизации, обусловившими активную инфильтрацию кислородных вод по зонам повышенной проницаемости.

Роль урана велика в различных областях нефтегазовой геологии. Во-первых, органическое вещество (ОВ) пород является своеобразным барьером, в присутствии которого уран меняет свою валентность, что способствует созданию восстановительной обстановки преобразования ОВ [2]. Во-вторых, при воздействии α -лучей на воду происходит распад воды с генерацией больших масс радиогенного водорода [2, 5]. Этот водород в момент своей генерации (*in statu nascendi*) является атомарным, высоко химически активным и, воздействуя на заключенное в породах ОВ, способствует повышенной генерации углеводородов [5]. Кроме того, установлено, что этот водород при наличии в разрезе

карбонатных толщ входит в межкристаллическое пространство карбонатных минералов, способствуя проявлению так называемого «водородного охрупчивания». При наложении тектонической напряженности в условиях высокой геодинамической активности это ведет к повышенной трещиноватости недр, что позволяет прогнозировать зоны разуплотнения на глубинах, не вскрытых бурением [7]. Данный процесс можно использовать и при проведении буровых работ как способ повышения эффективности процесса трещинообразования [3]. В регионах с развитыми неотектоническими процессами рассматриваемые трещины, еще не будучи заполнены веществом за счет процессов эпигенеза, могут оставаться открытыми, что существенно повышает коллекторские свойства пород [3, 7].

В рассмотренной зоне сочленения восточной части Восточно-Европейской платформы и Уральского орогена, которую можно рассматривать как достаточно геодинамически активную, наличие такого позитивного для нефтегазообразования фактора, как ураноносность, положительно влияет как на поиск нефтегазовых месторождений, так и на их последующую эксплуатацию.

Литература

1. *Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г.* Гипогенные гидрогеохимические аномалии Предуральского прогиба и Южного Урала // Геология, полезные ископаемые и экология Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа, 2014. С. 213–216.
2. *Алексеев Ю.А.* Уран-углеводородный парагенез нефтегазоносных территорий // Геология нефти и газа. 2016. № 1. С. 71–78.
3. *Габриэлянц Г.А. Левшунова С.П.* Способ повышения флюидоотдачи продуктивного карбонатного пласта. Авторское свидетельство на изобретение № 1579121, 1990. Патент США № 2330758.
4. *Горожанин В.М., Шахмуратов Х.Ю.* Минерализованные трубы «Очаги разгрузки» подземных вод в юрских отложениях Таналык-Баймакской депрессии // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа, 2014. С. 138–141.
5. *Соколов В.А.* Очерки генезиса нефти. М.: Гостоптехиздат, 1948. 460 с.
6. *Халезов А.Б.* Основные эпохи уранонакопления в осадочных породах центрального и сопредельного восточного районов Русской платформы // Материалы к литологическому совещанию «Литология и полезные ископаемые центральной России», Воронеж, 2000. С. 94–95.
7. *Levshounova S.P.* Hydrogen in petroleum geochemistry // Terra Nova. 1992. N.3. P. 579–585.

Тектоническое строение Восточной Антарктиды

Крупный (около 10 млн кв. км) на 99% скрытый подо льдом континентальный массив Восточной Антарктиды является центральным фрагментом древних суперконтинентов Родинии и Гондваны. Сведения о его геологическом строении важны для понимания процессов становления и амальгамации литосферы древних материков, динамики ледового покрова в прошлом и настоящем и других научных проблем. Геологическое и тектоническое строение большей части Восточной Антарктиды остается неизвестным из-за наличия мощного, до 4000 м, ледникового покрова. В надледных выходах фундамента, сосредоточенных в прибрежной зоне материка распознаются две главные категории докембрийских структур: архейские–палеопротерозойские ядра древней стабилизации земной коры (кратоны) и мезопротерозойские–неопротерозойские подвижные пояса (орогены). Выявлено также активное проявление тектонической деятельности в раннем палеозое, которое одними специалистами рассматривается как орогения, завершившая становление Гондваны, а другими, как внутриплитная тектономагматическая активизация [3].

Представления о тектоническом строении подледной территории Восточной Антарктиды преимущественно основано на интерпретации геофизических материалов российских и зарубежных антарктических экспедиций [3]. Наиболее информативными являются данные аэромагнитных съемок, которые выполнялись разными странами с расстояниями между профилями 5–10 км. Такие съемки в настоящее время закрывают только около 15–20% территории Восточной Антарктиды, хотя рекогносцировочными исследованиями (50–100 км между профилями) охвачено до 85 % всей ее площади (рисунок, врезка) [2]. Анализ магнитного поля показывает, что подвижные пояса характеризуются вытянутыми, часто линейными знакопеременными магнитными аномалиями, а древние кратоны – мозаичным, относительно спокойным и слабо структурированным полем. По этому признаку основные тектонические элементы земной коры Восточной Антарктиды были прослежены от побережья (где они задокументированы в надледных выходах)

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия; Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; getman_l@mail.ru

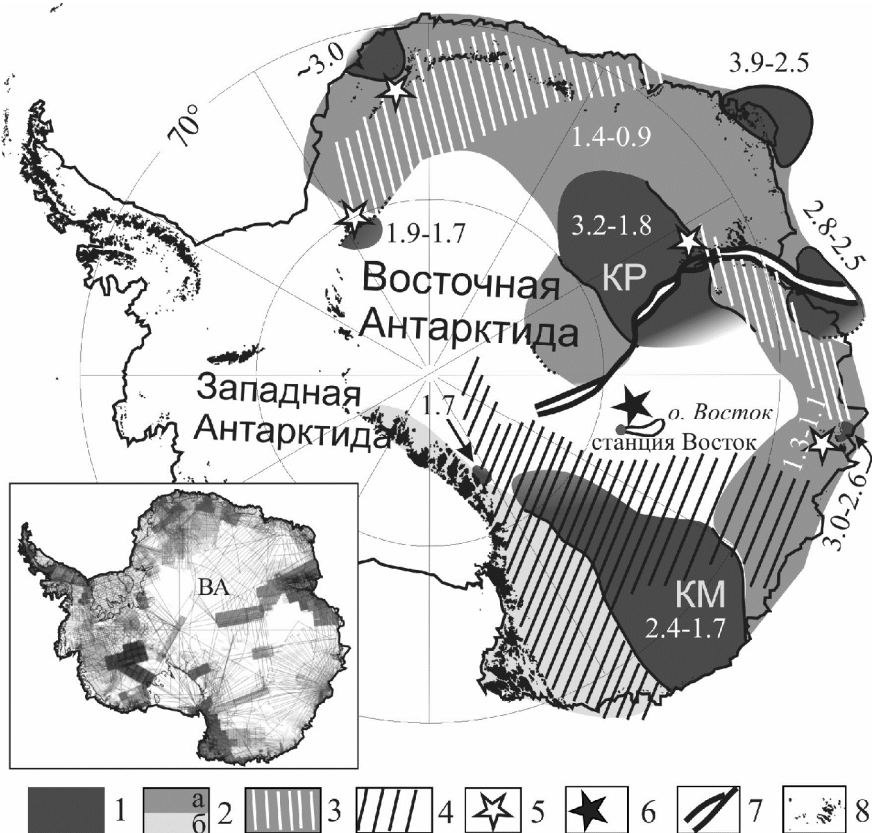


Рисунок. Схема тектонического строения Восточной Антарктиды.

1 – архейско-раннепалеозойские кратоны; 2 – мезопротерозойские–неопротерозойские (а), неопротерозойские–раннепалеозойские (б) орогенные; 3 – зоны проявления раннепалеозойской тектоно-магматической активизации (раннепалеозойские орогенные?); 4 – палеозойский платформенный чехол; 5 – неопротерозойские бассейны/ав-лакогены (задокументированные в обнажениях); 6 – позднепротерозойский бассейн (предполагаемый по комплексу геолого-геофизических данных); 7 – позднепалеозойская–мезозойская рифтовая система; 8 – обнаженные территории. Числами показан возраст кратонов и орогенных (в млрд лет). КР – кратон Рукер, КМ – кратон Моусона. На врезке показана схема магнитных профилей, выполненных в Антарктиде [2]; ВА – Восточная Антарктида

вглубь материка и, местами, закартированы в полностью закрытых льдом регионах (рисунок).

Значительный вклад в изучение тектонического строения Восточной Антарктиды внесло изучение обломков горных пород, обнаружен-

ных в кернах конжеляционного (намерзшего снизу) льда скважины на станции Восток, расположенной над крупным подледниковым озером с одноименным названием (рисунок) [1]. Это единственная скважина в центральной Антарктиде, в ледяных кернах которой содержится терригенный материал из коренного ложа. Этот материал был захвачен со дна западного мелководного участка озера Восток при намерзании (конжеляции) озерной воды к днищу медленно движущегося ледника [4]. Все изученные обломки пород представлены плотными (не менее 2.6 г/куб см) песчаниками, алевритами и (в подчиненном количестве) аргиллитами, свидетельствуя, что подо льдом на западном побережье озера Восток, откуда происходил снос обломочного материала, а затем захват ледником, залегают литифицированные терригенные отложения соответствующего состава (рисунок). Это предположение подтверждается результатами сейсмических исследований МПВ, выполненных Полярной морской геологоразведочной экспедицией. [4]. Согласно полученным данным, лед подстилается толщей мощностью около 1 км, которая имеет скорость сейсмических волн около 5.4–5.5 км/с (соответствующая плотности 2.6 г/куб см). Такая скорость характерна для литифицированных неметаморфизованных (древних) или слабо метаморфизованных терригенных осадочных пород. Подобные породы обнаружены в нескольких районах побережья Восточной Антарктиды (рисунок). Все они имеют позднепротерозойский возраст и вероятнее всего накапливались в рифтовых структурах (авлакогенах).

В обломках осадочных пород были выявлены мелкие (от 5 до 100 мкм) зерна (36 шт) циркона и монацита (5 шт), которые были датированы с использованием ионного зонда высокого разрешения SHRIMP (ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Эти данные дают уникальную информацию об источниках сноса терригенного материала, слагающего литифицированные осадки на побережье озера Восток. По результатам геохронологических исследований выделяется две основных группы изотопных датировок: 0.8–1.3 и 1.5–1.8 млрд лет и единичные значения с возрастом около 0.6 млрд лет и в диапазоне возрастов 2.0–2.6 млрд лет. Они требуют дополнительного подтверждения, но могут означать, что вклад пород этого возраста в осадконакопление был незначительным по сравнению с породами основных возрастных групп.

Согласно интерпретации магнитных данных в коренном подледном ложе центральной части Восточной Антарктиды обнажаются древние породы кратона Рукер с возрастом 3.2–1.8 млн лет, кратона Моусон с возрастом 2.4–1.7 млрд лет и подвижного пояса (орогенов) с возрастом 1.4–0.9 млрд лет (рисунок). Возрасты детритовых цирконов показывают, что главным источником сноса при формировании бассейна, рас-

положенного к западу от озера Восток, являлся протерозойский подвижный пояс с возрастом 1.3–0.8 млрд лет (рисунок). Кроме того, вероятно, эродировались метаморфические комплексы кратонов Рукер и Моусон (рисунок). Исследования детритовых цирконов подтверждают и уточняют выделяемые по геофизическим данным провинции центральной Антарктиды.

Исследование выполнено при поддержке проекта РФФИ 15-05-05413 и проекта РНФ 16-17-10139.

Литература

1. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2015. 199 с.

2. Golynsky A., Ferraccioli F. et al. New Magnetic anomaly map of Antarctica // J. Res. Lett. 2018. P. 6437–6449.

2. Griukurov G.E., Leychenkov G. Tectonic Map of Antarctica (Scale 1:10 M). Commission for Geological Map of the World (CGMW). Paris, 2012.

3. Leitchenkov G., Antonov A., Lunev P., Lipenkov V. Geology and environments of subglacial Lake Vostok // Phil. Trans. R. Soc. A. 2016. Vol. 374. 20140303. DOI: 10.1098/rsta.2014.0303.

P. Lemenkova¹

Scatterplot Matrices of the Geomorphic Structure of the Mariana Trench at Four Tectonic Plates (Pacific, Philippine, Mariana and Caroline): a Geostatistical Analysis by R programming

Mariana Trench is one of the 37 known deep-water trenches of the World Ocean, 28 of which located in the margin areas of the tectonic plates of the Pacific Ocean [1]. It forms the peripheral framing, of which five are located in the Atlantic [2] and four, in Indian Ocean [3]. Crossing four tectonic plates – Mariana, Caroline, Pacific and Philippine, – Mariana Trench creates a complex of the deeply interrelated factors and processes. Factors affecting formation, geomorphic development and bathymetric patterns of the Mariana Trench are diverse. The most important ones include geologi-

¹ Ocean University of China, College of Marine Geoscience, 238 Songling Rd, Laoshan, 266100, Qingdao, Shandong, P.R.C.; pauline.lemenkova@gmail.com

cal, hydro-chemical, biological, geothermal, climatic, tectonic, bathymetric and geomorphological determinants. For instance, the impact of lithosphere is illustrated by a constant exchange of matter and energy between the submarine volcanoes located nearby [4]. The hydrosphere influence on the Mariana Trench is reflected by deep ocean currents bringing sediments to the trench bottom and contributing towards accumulation of the sedimental thickness layer [5].

The seafloor of the Mariana Trench is a background, on which all the processes occurring in the Mariana Trench are reflected [6]. The main morphostructure elements of the seafloor are the outskirts of the continents and of the ocean bedrock. The structure of the Mariana Trench and the nature of its relief are greatly complicated by the multiple secondary tectonic disturbances, i.e. by the occurrence of faults and displacements on grabens, horsts and lateral geologic shifts [7]. Among other trenches, Mariana Trench is distinct for its edge type associated with the marginal tectonic plate subduction processes [8]. Namely, Mariana Trench is formed in the process of the subduction of one plate beneath another.

The main part of the seabed of the Mariana Trench is composed by the oceanic crust forming rift zones of the mid-ocean ridges with a capacity of 5 to 10 km [9]. Since the system of the Mariana trench is complicated and constituent of the interrelated factors forming its tectonic structure, there are various attempt to answer the question of trench tectonics. Thus, it is discovered [10] that deformations of the trench respond to the coupling between the upper and lower plates, that is, coupling itself relating to the continental slab age-buoyancy. Nevertheless, is has been found [11] that back-arc deformation roughly correlate with upper continental tectonic plate velocity. The trench migration rates are chiefly controlled by the lower continental tectonic plate velocity [12], which in turn depends on the tectonic slab age buoyancy [13].

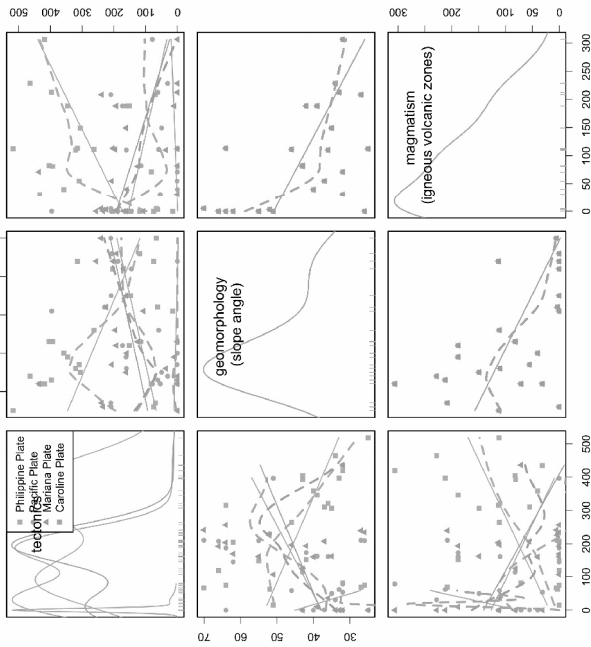
Choosing the right statistical methods for specific tasks of the ocean floor modelling is a crucial step in planning research. Available data may vary depending on the current research scope, be it structure of the sedimentary cover of the ocean trench, geometric features of the deep horizons (angle steepness), waves velocity characteristics as reflected by rock density, submarine earthquakes, deep ocean currents etc. Methodological approach require careful reflection of the data set and the goal of the statistical analysis. Oceanographic measurements for marine geology supported by the R programming prove an effective processing of the raw set of data on the topography of the ocean floor and variable environmental layers of the underlying rocks. Such data available online as free GIS layers in vector and raster formats have been used for the current research. Generally speaking,

the ocean research methodology is based on application of various GIS with specific tools for geospatial raster of vector data processing. Both commercial ArcGIS and open-source GRASS GIS or QGIS are suited for specialized study of the seabed relief, processing attribute data of the biological and geological resources of the hadal trenches, geophysical fields and tectonic plates. The diversity of the scientific tasks and the need to study completely different properties of the trench structure recorded as objects in the machine system, led to the creation of the specialized geological and geophysical methods, GIS and different equipment and tools.

Scatterplot matrices, also known as determinant for linear correlation between the multiple variables, are an efficient way to highlight the environmental variables that might have similar correlations to the geomorphic structure of the ocean trench. The scatterplot matrix is used to solve the problem of selection of the crucial impact factors affecting the hadal formation. The application is supported by purely practical algorithms of data partition that is, inspection of the possible determinants. The data with multiple variables congregating a geo-system are particular suitable to be used for the scatterplot matrix. The matrices correlation for four tectonic plates were executed by called using {Ggally}, {data.table} and {ggplot2} libraries. In the current research the following R programming script has been used to assess correlation between factors affecting Mariana Trench geomorphology:

```
# step-1: read in data, create data frame, delete non-available values:
MDF4 <- read.csv("Morph-9-factors.csv", header=TRUE, sep = ",")
MDF4 <- na.omit(MDF4)
row.has.na <- apply(MDF4, 1, function(x){any(is.na(x))})
sum(row.has.na)
# step-2. Indicate factor value:
MDF4$slope_class <- factor(MDF4$class)
# step-3. Create matrices of the scatter plots for four tectonic plates
sl<- ggpairs(MDF4 ,
  title= "Mariana Trench \nScatterplot Correlation Matrix by Slope Angle
Class",
  upper = list(continuous = wrap("density", alpha = 0.5, lwd = 0.3)),
  lower = list(continuous = wrap("points", color = "red", alpha = 0.5),
    combo = wrap("box", color = "orange", alpha = 0.6, lwd = 0.3)),
  diag = list(continuous = wrap("densityDiag", color = "blue", alpha =
0.5, lwd = 0.3)))
# step-4. Add values for axis tscks (here: use small font)
pair<- sl + theme(axis.text.x = element_text(face = 3, color = "gray24",
size = 6, angle = 15),
axis.text.y = element_text(face = 3, color = "gray24", size = 6, angle = 15))
```

Mariana trench scatter plot (tectonics, geomorphology, magmatism)
with four tectonic plates options: Mariana, Caroline, Philippine, Pacific



Mariana trench scatter plot (tectonics, bathymetry, geology)
with four tectonic plates options: Mariana, Caroline, Philippine, Pacific

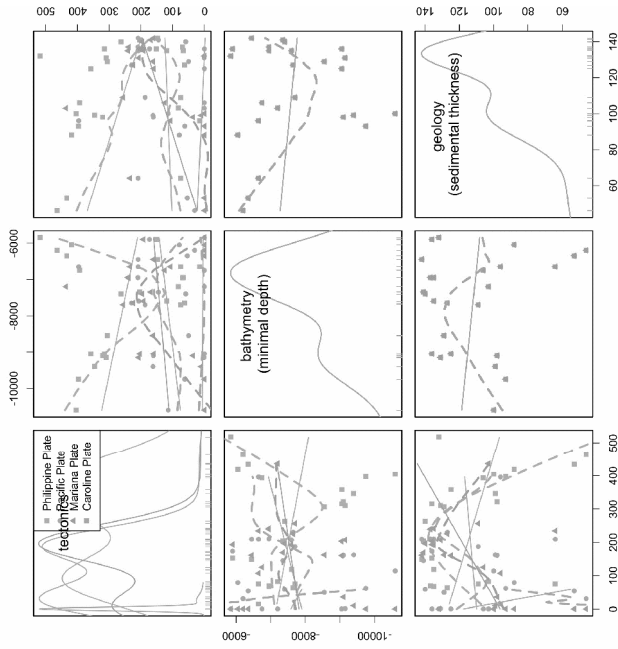


Fig. 1. Scatter plot matrices of impact factors on four tectonic plates underlying Mariana Trench

step-5. Visualize matrices of the scatter plots for four tectonic plates

Pair # plot the created matrix

The study revealed (Figure) distinct unevenness of various factors affecting Mariana Trench geomorphic structure. The bathymetric determinant of the four distinct groups of the cross section profiles cause certain variability in the sedimental thickness of the basement, slope angle steepness degree, angle aspect, depth at the basement, as well as depth values (means, median and absolute minimum). Among other factors, a magmatism of the nearby area is to be mention. The closeness of the igneous volcanic areas contribute towards earthquake frequency across four tectonic plates – Mariana, Pacific, Philippine Sea and Caroline. The results demonstrated that cross-section profiles of the Mariana Trench can be divided into clusters according to their properties, such as bathymetric (depth values), geographic (latitude and longitude), geological (width of the sedimental thickness layer), magmatism (large igneous polygon areas) and tectonic (location of the tectonic plates nearby). In the scope of current research, a functionality of R programming language has been tested. It proved to be as an effective tool for studying distribution of the environmental factors affecting the tectonic structure, as well as geomorphic properties at the seafloor basement of the Mariana Trench.

Acknowledgements. The funding of this research has been kindly provided by the CSC SOA, P.R.C. China, Beijing.

References

1. Строение дна северо-запада Тихого океана: геофизика, магматизм, тектоника / Пуцаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П. (Отв. ред.) М.: Наука, 1984. 226 с.
2. Богданов Ю.Л. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
3. Гуревич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный Мир, 1998.
4. Hussong D.M., Uyeda S. Tectonic process and the history of the Mariana Arc: A synthesis of the results of deep sea drilling project leg 60. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1982. Vol. 60. P. 909–929.
5. Horleston A.C., Helffrich G.R. Constraining sediment subduction: A converted phase study of the Aleutians and Marianas // *Earth Plan. Sci. Lett.* 2012. Vol. 359–360. P. 141–151.
6. Дитц Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна // *Новая глобальная тектоника*. М.: Мир, 1974.
7. Гидротермальные образования рифтовых зон океана / Купцов В.М. (Отв. ред.) М.: Наука, 1990.
8. Boutelier D., Oncken O., Cruden A.R. Trench-parallel shortening in the forearc caused by subduction along a seaward-concave plate boundary: Insights from analogue modelling experiments // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 611. P. 192–203.

9. *Morgan B.* Океанические, глубоководные желоба, большие разломы и блоки земной коры // Новейшая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
10. *Ruff L., Kanamori H.* Seismicity and the subduction process // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1980. Vol. 23. P. 240–252.
11. *Heuret A., Lallemand S.* Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2005. Vol. 149. P. 31–51.
12. *Lallemand S., Heuret A., Faccenna C., Funiciello F.* Subduction dynamics as revealed by trench migration // *Tectonics*. 200. Vol. 827. P. 3014.
13. *Chase C.G.* Extension behind island arcs and motions relative to hot spots // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 5385–5388.

**М.Г. Леонов¹, Е.С. Пржиялговский¹, В.Ю. Керимов²,
Е.В. Лаврушина¹, Р.Н. Мустаев³, А.В. Осипов³**

Кристаллические протрузии как типовая структурно-тектоническая модель интрагранитных ловушек УВ и месторождение Белый тигр (Вьетнам)

Главные усилия по поискам месторождений УВ направлены на изучение осадочных отложений и структурных ловушек, приуроченных к чехольным комплексам. Правомерность такого подхода сомнению не подлежит, однако он ограничивает поиски ловушек УВ в пределах кристаллического фундамента, в частности, в пределах гранитных массивов. УВ в породах фундамента чаще всего зачисляли в неэкономический потенциал, их разведочное бурение было предоставлено воле случая (А. Сиркар), а имеющиеся приемы и методики поисков, разведки и разработки залежей УВ отработаны для осадочного чехла и зачастую неприменимы для фундамента (О.А. Шнип).

В данной работе рассмотрена постагматическая тектоника гранитов и ее связь с формированием интрагранитных залежей углеводородов. Библиографический обзор по проблеме содержится в [4], а применительно к месторождению Белый Тигр – в [3]. Анализ данных по размещению УВ в породах фундамента позволяют сделать следующие

¹ Геологический институт РАН, 119017, Москва, Россия; mgleonov@yandex.ru, prz4@yandex.ru, catherinelav@yandex.ru

² Московский геологоразведочный Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия; vagif.kerimov@mail.ru

³ Российский государственный университет нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия; r.mustaev@mail.ru, osipov.a@gubkin.ru

выводы: (а) залежи УВ широко распространены в породах кристаллического фундамента (в первую очередь – в гранитах) практически на всех континентах; (б) залежи УВ приурочены к положительным морфо-структурам фундамента (куполам, горстам); (в) кристаллические породы в зонах проявления УВ претерпели интенсивную тектоническую переработку (дезинтеграцию, катаклиз, перекристаллизацию); (г) модели формирования ловушек УВ в пределах консолидированного слоя нуждаются в совершенствовании.

Поскольку данные о внутреннем строении погребенных гранитных массивов весьма ограничены, были изучены граниты, эксгумированные на дневную поверхность после их кристаллизации и остывания. Установлено, что характерной особенностью постмагматической тектоники многих гранитных тел является 3D дезинтеграция пород, проявляющаяся на макро-, мезо-, микро- и наноуровнях, а набор структурно-кинематических парагенезов и морфоструктура указывают на 3D квазипластическое и катакластическое тектоническое течение (рейд-ную деформацию) гранитов.

Возникновение 3D кластической (дискретной, гранулированной) инфраструктуры пород связано с действием разных процессов: контракции, аутометасоматоза, гидротермально-пневматолитовых процессов, кессонного эффекта, но в основном определяется тектоническим фактором: брекчированием, катаклизом, меланжированием, а также динамической рекристаллизацией. Таким – гранулированным – породным субстанциям свойственны проявления сверхпластичности и дилатансии (до 20% от исходного объема), которые в совокупности приводят к снижению вязкости (возрастанию текучести) пород и к увеличению внутреннего порового пространства и проницаемости [2, 6–8], которые не могут быть обеспечены иными механизмами (рис. 1)

Возникающая 3D подвижность кристаллических пород делает возможным их перераспределение в пространстве и формирование своеобразных структур протыкания – кристаллических протрузий (термин введен Ч.Лайелем для обозначения интрузивных тел, выдвинутых после остывания в вышележащие слои под действием тектонических сил). Многие гранитные тела после остывания и вхождения в состав гранитно-метаморфического слоя были перемещены вверх по разрезу коры на несколько километров, вплоть до выхода гранитов на дневную поверхность с формированием положительных морфоструктур. Эксгумация гранитов объясняется действием разных механизмов: изостазией, постумной гранитизацией, плотностной инверсией, выдавливание клиновидных интрузий под действием тангенциальных сил. Однако ни один из этих механизмов не объясняет 3D подвижность (текучесть) гранит-

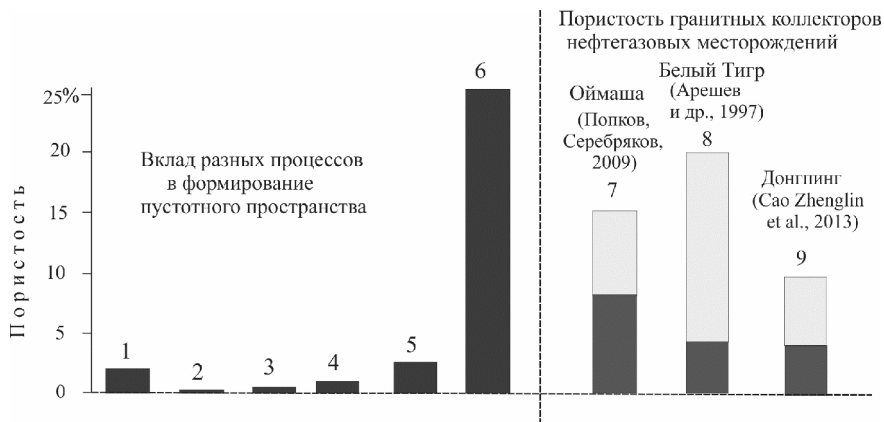


Рис. 1. Значения (в %) потенциального порового пространства в гранитах за счет различных процессов (1–6) и значения реальной эффективной пористости в гранитах (7–9). Цифры на диаграмме: 1 – контракция при остывании; 2 – контракция и декомпрессия при подъеме массива с глубины 3 км при геотермическом градиенте 30° С/км; 3 – то же, что (2) при геотермическом градиенте 60° С/км; 4 – хрупко-упругое разрушение; 5 – гидротермальные процессы (средние значения в зонах цеолитизации), 6 – макс дилатансионный эффект при деформации гранулированных субстанций [2, 6]. Эффективная пористость гранитов в месторождениях: черный цвет – средние значения; светло-серый цвет – максимальные значения

ных масс, без которой они не могли бы быть перемещены в склеротизированной земной коре и сформировать наблюдаемые в настоящее время инфра- и морофоструктуры. Наличие «тел протыкания» (протрузий) находит объяснение лишь с позиций механики гранулированных сред и привлечения механизма вязкостной инверсии [5].

Приведенные данные позволили создать модель структурно-тектонических ловушек УВ в гранитных массивах фундамента [4] и на ее основе с большой долей вероятности объяснить происхождение нефтяного месторождения Белый Тигр (бассейн Кыулунг в СЗ части Зондского шельфа Южно-Китайского моря) [1, 3].

Последовательность событий в регионе выглядит следующим образом: конец мела – становление гранитного фундамента и общее поднятие территории; палеоцен–эоцен: формирование пенеплена; поздний олигоцен – формирование бассейна и его расчленение на серию впадин, заполняемых континентальными, а затем мелководно-морскими отложениями, и поднятий, сложенных гранитами фундамента; ранний олигоцен – начало миоцена – прогрессивная дифференциация поверх-

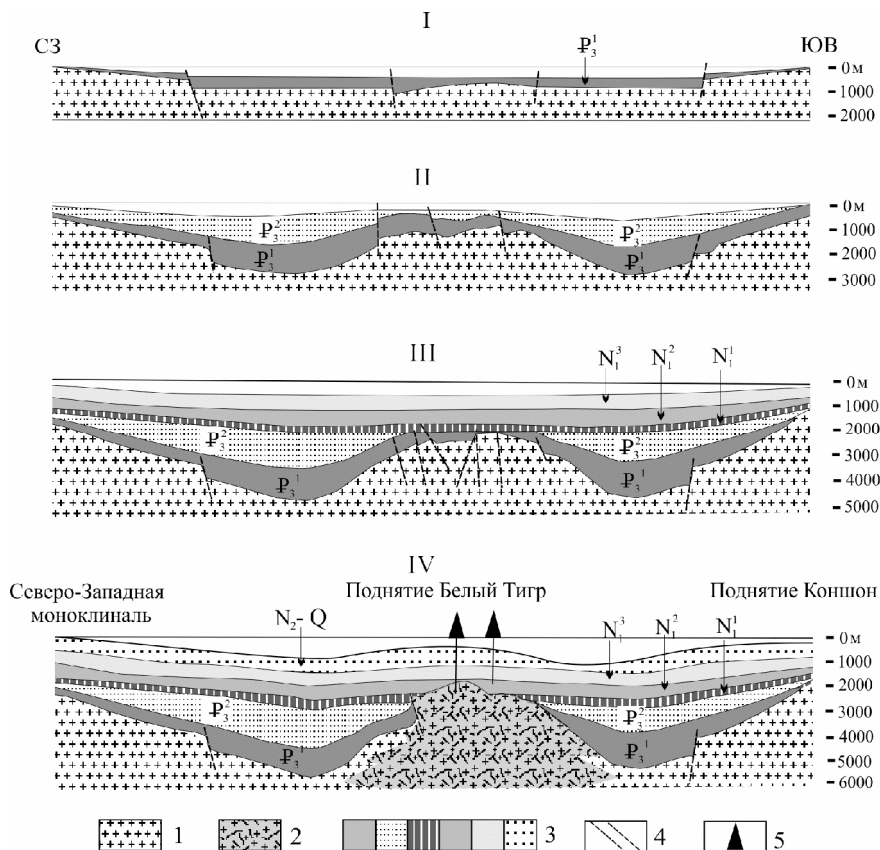


Рис. 2. Схема палеотектонического развития бассейна Кыулунг (с привлечением данных [1, 3]). I–IV – этапы развития бассейна. 1 – доверхнемеловой гранитный фундамент; 2 – интенсивно катаклазированные граниты (тело протрузии); 3 – горизонты кайнозойских отложений; 4 – разломы; 5 – скважины, давшие притоки нефти

ности фундамента и дна бассейна, воздымание гранитных массивов; ранний миоцен – тектоническое затишье и режим мелкого моря; середина миоцена – оживление тектонических движений, морфоструктурная дифференциация фундамента, тектоническое внедрение гранитов в обрамляющие и перекрывающие отложения кайнозоя, оформление протрузий. Нефть в гранитах месторождения Белый Тигр идентична нефти в осадочных толщах чехла, которая комплементарна ОБ осадочных отложений, из чего следует, что скопления УВ в фундаменте Кыу-

лонгского бассейна находятся во вторичном залегании и что их источником служит ОВ продуктивных осадочных комплексов олигоцена [1, 3].

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 16-05-00357 РФФИ (постановка вопроса, описание постагматической структуры гранитов, определение роли гранитного фундамента в деформации осадочных бассейнов); проекта 0135-2018-0046 Программы Президиума РАН № 47 (роль структурно-тектонического фактора в формировании коллекторов в пределах гранитных протрузий); задания Минобрнауки РФ № 5.2907.2017/4.6 (геология нефти месторождения Белый Тигр).

Литература

1. *Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л. и др.* Геология и нефтегазоспособность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во «Нефть и газ», 1997. 288 с.

2. *Кайбышев О.А., Пшеничнюк А.И.* Структурная сверхпластичность: от механизма деформации к определяющим соотношениям // Изв. РАН. Механика твердого тела. 1999. № 5. С. 148–164.

3. *Керимов В.Ю., Леонов М.Г., Осипов А.В., Мустаев Р.Н., Ву Нам Хай.* Углеводороды в фундаменте шельфа Южно-Китайского моря (Вьетнам) и структурно-тектоническая модель их формирования // Геотектоника. 2019. № 2.

4. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постагматическая тектоника и углеводородный потенциал / Ред. К.Е. Дегтярев. М.: ГЕОС, 2018. 332 с. (Тр.ГИН; Вып. 619).

5. *Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях: вязкостная инверсия // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.

6. *Поспелов Г.Л.* Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.

7. *Ревуженко А.Ф.* Механика сыпучей среды / Ред. Е.И. Шемякин. Новосибирск: Изд-во ЗАО ИПП «ОФСЕТ», 2003. 274 с.

8. *Строганов Г.Б., Кайбышев О.А., Фаткуллин О.Х., Мартынов В.Н.* Сверхпластичность и износостойкость в машиностроении. М.: Альтекс, 2002. 322 с.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Васюкова Е.А., Михальцов Н.Э., Чернова А.И.</i> Новые данные о возрасте базальтоидного магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа . . . 3	3
<i>Абрамова А.С., Зарайская Ю.А.</i> Использование сонарных данных многолучевого эхолотирования как метод идентификации неотектонических элементов в рельефе на примере южной части Баренцевоморского шельфа 8	8
<i>Агатова А.Р., Непон Р.К.</i> Период повторяемости сильных землетрясений Чуйско-Курайской очаговой области Алтая во второй половине голоцена 13	13
<i>Агибалов А.О., Бардышев Г.П.</i> Определение типа новейшего напряженного состояния в районе пос. Импилахти (Северное Приладожье) с помощью компьютерного моделирования 16	16
<i>Азимов П.Я., Козаков И.К.</i> Первая находка высокобарических пород в композитном Дзабханском террейне (Западная Монголия): признак конвергентных обстановок 20	20
<i>Аронов Г.А.</i> Тектонические разрывные нарушения и сейсмическая активность в районе Старобинского месторождения калийных солей 22	22
<i>Аронова Т.И., Аронов В.А.</i> Сейсмическая активность западной части Восточно-Европейской платформы 26	26
<i>Артюшков Е.В., Барабанова Ю.Б., Чехович П.А.</i> Природа земной коры и механизмы ее погружения в глубоководных котловинах Подводников и Макарова в Центральной Арктике 31	31
<i>Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С., Тормышева Е.Э.</i> Анализ вариаций сейсмичности как инструмент для выявления современных тенденций геодинамического развития Земли . . . 35	35
<i>Астафьев Д.А.</i> Новые особенности глубинного строения осадочных бассейнов и возможности уточнения перспектив нефтегазоносности 39	39
<i>Аухатов Я.Г.</i> Литогеодинамика нефтеносности доманиковых формаций и вопросы поисков сланцевых углеводородов 44	44
<i>Багдасарян Т.Э., Лубнина Н.В., Степанова А.В.</i> Вторичные изменения палеопротерозойского Койкарско-	

Святнаволоцкого силла Онежской структуры Карельского крата	48
<i>Барановский М.С., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л.</i> Условия формирования Чагос-Лаккадивского хребта на основании геолого-геофизических данных и физического моделирования	52
<i>Барышев А.Н.</i> Минерагеническая роль субдукции и сопровождающих ее процессов	56
<i>Баскакова Г.В., Никишин А.М.</i> О некоторых вопросах суперконтинентальной тектоники	60
<i>Богданова С.В.</i> Восточно-Европейский кратон: ключевые этапы докембрийской эволюции	64
<i>Божко Н.А.</i> Тектоническая унаследованность и предопределенность в ходе суперконтинентальной цикличности	71
<i>Бондарь И.В., Маринин А.В., Гордеев Н.А., Каменев П.А.</i> Сравнительная характеристика напряженно-деформированного состояния Хибинского массива и его обрамления	74
<i>Бочкарев В.С., Касьянов И.В., Огнев Д.А.</i> Тектонические и геодинамические аспекты нефтегазоносности Западно-Сибирской геосинеклизы	78
<i>Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.)</i> Структурно-геодинамические аспекты распределения крупнейших месторождений нефти и газа Западной Сибири	82
<i>Бродникова Е.А., Ветров Е.В.</i> Строение, состав и обстановки накопления пород кембрийской баянкольской свиты Систигхемского прогиба	86
<i>Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худoley А.К., Андерсен Т.</i> Результаты U-Pb и Hf изотопных данных для обломочных цирконов из средне-верхнерифейских терригенных пород Среднего Тимана	90
<i>Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И.</i> Новейшие структуры западной части Таймырского полуострова	95
<i>Буслов М.М., Куликова А.В.</i> Аккреционный тип орогенов в северной части Алтае-Саянской складчатой области в неопротерозое-палеозое: ранние этапы формирования Палеоокеана	98
<i>Ватрушкина Е.В., Костылева В.В.</i> Развитие Чукотской континентальной окраины в рэтское время	102
<i>Вахнин М.Г.</i> Тектонические и геодинамические характеристики нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции	106

<i>Веселовский Р.В., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Арзамасцев А.А., Травин А.В., Ларионова Ю.О., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В., Захаров В.С., Щербаков В.П., Щербакова В.В., Жидков Г.В.</i> Первый ключевой палеомагнитный полюс Мурманского кратона СВ Фенноскандии с возрастом 1.86 млрд лет: палеотектонические и геодинамические следствия	110
<i>Ветров Е.В., Уваров А.Н., Жимулев Ф.И., Вишневская И.А.</i> Проявление ордовикского вулканизма в Таннуольском террейне (Тува) Алтае-Саянской складчатой области	115
<i>Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Михальцов Н.Э., Виноградов Е.В.</i> Анизотропия магнитной восприимчивости базальтоидов о. Гукера (архипелаг Земля Франца-Иосифа)	118
<i>Войнова И.П., Песков А.Ю., Архипов М.В., Кудымов А.В., Диденко А.Н.</i> Тектоническое положение образований Удыльского сегмента Киселевско-Маноминского террейна . .	122
<i>Волков А.В., Лобанов К.В., Галямов А.Л., Аристов В.В.</i> Геодинамические обстановки рудообразования в Арктической зоне России	127
<i>Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Измайлов Я.А., Фролов П.Д., Титов В.В., Латышев А.В., Тесаков А.С., Трифонов В.Г.</i> Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании на Таманском полуострове, Краснодарский край	131
<i>Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С.</i> Об уровне сейсмоструктурного потенциала Анатолийско-Кавказско-Иранского региона Средиземноморско-Тихоокеанского сейсмоактивного пояса	135
<i>Генералова Л.В., Билык Н.Т., Степанов В.Б., Гнилко О.М.</i> Серпентины как индикаторы геодинамических условий преобразований мезозойских перидотитов офиолитов Мармарошской утесовой зоны (Внутренние Украинские Карпаты)	140
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> Геологическое строение и тектоническая структура Цив-Гомборского хребта Большого Кавказа	144
<i>Голионко Б.Г.</i> Складки восточной и западной вергентности в структуре максютовского метаморфического комплекса в южной части зоны Уралтау (Южный Урал)	149

<i>Голионко Б.Г., Базилян А.Э., Никольский П.А., Костылева В.В., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А.</i> Природа складчато-надвиговых деформаций острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Восточно-Сибирское море)	152
<i>Голозубов В.В.</i> Современные горизонтальные перемещения в зоне влияния Исландского плюма	157
<i>Гордеев Н.А., Устинов С.А.</i> Оценка напряженно-деформированного состояния массивов горных пород района Куйтунской вулcano-тектонической структуры (юго-восточное Забайкалье)	161
<i>Гусев Г.С., Сироткина О.Н., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Киликко В.А., Межеловский И.Н.</i> Монголо-Охотский палеоокеанический бассейн: палеогеодинамические реконструкции	166
<i>Гусяков В.К.</i> Вклад сильнейших землетрясений в субдукционных зонах в оценки цунамиопасности морских побережий	170
<i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.</i> Пермские отложения в естественных выходах на западной периферии моря Лаптевых (кряж Прончищева, мыс Цветкова): стратиграфия и палеогеография	173
<i>Дегтярёв К.Е., Ярмолюк В.В.</i> Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация, особенности тектонической эволюции	176
<i>Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П., Кретов Н.В.,</i> Зональный метаморфизм Северного Таймыра по геолого-петрологическим данным и результатам компьютерного моделирования	177
<i>Дербекко И.М.</i> Влияние взаимозависимых структур на постмезозойскую эволюцию восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса (постановка проблемы)	181
<i>Диденко А.Н., Ханчук А.И.</i> Смена геодинамической обстановки конвергентной границы на трансформную в зоне перехода Тихий океан □ Евразия в середине мела; причины, следствия	186
<i>Добролюбова К.О.</i> Краевые уступы, обрамляющие роящиеся разломные структуры – маркеры глобальных деформационных процессов в Мировом океане	191

<i>Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Щербакова Е.Л.</i>	
Тектоническое строение Аденского залива	196
<i>Дундо О.П.</i> Глобальная система тектонических структур.	
Конструкция новой геотектонической концепции	199
<i>Егорова С.В., Степанова А.В., Самсонов А.В., Арзамасцев А.А.,</i> <i>Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б., Веселовский Р.В.,</i> <i>Ерофеева К.Г., Стифеева М.В.</i> Дайки базитов с возрастом 2505 млн лет северо-восточной части Фенноскандинавского щита: компоненты LIP Мистассини?	203
<i>Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров В.И., Малышев Н.А.,</i> <i>Вержбицкий В.Е.</i> Геологическое строение осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря	208
<i>Зайцев В.А., Панина Л.В.</i> Оценка влияния современного поля напряжений на фильтрационные параметры коллектора нефтяного месторождения	212
<i>Захаров В.Г., Сидоренков Н.С.</i> Взаимосвязи изменений стратосферного вулканического аэрозоля с циркуляцией атмосферы Северного полушария, колебаниями арктических льдов, скорости вращения Земли и температур воздуха (XIX–XX вв.)	215
<i>Захаров В.С., Лубнина Н.В.</i> Формирование мафических даек в процессе андерплейтинга: предварительные результаты численного моделирования	222
<i>Злобина Т.М., Петров В.А., Мурашов К.Ю., Котов А.А.</i> Модели тектонофизического контроля транспорта флюидов при образовании гидротермальных месторождений в сейсми- ческом режиме	226
<i>Ибламинов Р.Г., Пузик А.Ю.</i> Неопротерозойский рифтогенез на восточной окраине Русской плиты	232
<i>Ильченко В.Л.</i> Моделирование тектонического строения внешней оболочки Земли средствами волновой геодинамики как неразрушающий путь и альтернатива крупномасштабным сейсмологическим глубинным исследованиям	234
<i>Имаева Л.П., Имаев В.С.</i> Сейсмотектонические деформации неотектонических структур Арктико-Азиатского сейсмического пояса	238
<i>Казанцева Т.Т.</i> К особенностям строения офиолитовых поясов Урала	241

<i>Камзолкин В.А., Латышев А.В., Иванов С.Д., Видяпин Ю.П., Сомин М.Л., Кулакова Е.П.</i> Новые данные о строении и возрасте блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа	245
<i>Каплун В.Б., Бронников А.К.</i> Геоэлектрические разрезы литосферы южной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса по данным магнитотеллурических зондирований	247
<i>Кириллова Г.Л.</i> Проградация мезозойских тектоно-стратиграфи- ческих систем на Восточно-Азиатской континентальной окраине	251
<i>Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В.</i> Проблема докембрийских террейнов в структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: структурно-геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопные данные	256
<i>Коковкин А.А.</i> Амуро-Ханкайский рифтоген – индикатор эволюции окраинно-континентальной структуры Востока Азии	260
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Долгоживущие тектонические зоны Восточно-Европейской платформы и общие особенности их динамического развития	264
<i>Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н., Соболев Н.Н.</i> О древних датировках цирконов из позднедевонских долеритов губы Машигина (Новая Земля) в контексте раскола суперматерика Родинии . .	269
<i>Корнеев А.А., Афанасенков А.П., Бондаренко М.Т., Чикишев А.А., Любаев Р.Р.</i> Тектонические системы Рассохинского мегавала и Дудыптинского прогиба ЕХРП	273
<i>Косевич Н.И., Багдасарян Т.Э., Лебедев И.Е., Фетисова А.М.</i> Новые структурно-петро-палеомагнитные исследования островов Кандалакшского залива Белого моря	279
<i>Костылева В.В., Базилян А.Э., Никольский Т.А., Голионко Б.Г., Мальшев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А., Сафронова Л.С.</i> Новые данные о возрасте и геологическом строении мезозойских и кайнозойских отложений о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Восточно-Сибирское море)	281
<i>Кохан А.В., Дубинин Е.П.</i> Строение и эволюция литосферы сектора сочленения Индийского и Атлантического океанов . .	284

<i>Кочнев Б.Б., Марусин В.В., Сараев С.В., Сарсембаев Ж.</i>	
Обстановки осадконакопления докембрийских отложений Игарского поднятия, северо-западная окраина Сибирской платформы	288
<i>Крапивнер Р.Б.</i> О геократической природе последней планетарной трансгрессии моря	292
<i>Кузин А.М.</i> Интерпретация данных региональных сейсмических наблюдений МОГТ как отображение изменения фазового состава флюида в консолидированной земной коре	296
<i>Кузин А.М.</i> Сейсмичность на месторождениях полезных ископаемых флюидного генезиса как отображение общей закономерности развития сейсмического процесса в земной коре . . .	300
<i>Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Каныгина Н.А., Дубенский А.С., Белоусова Е.А.</i> Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из песчаников верхневендской бакеевской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал)	305
<i>Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Шаццло А.В., Рудько Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Каныгина Н.А., Романюк Т.В.</i> U-Pb датировки цирконов из диамиктитов р. Вороговка на севере Енисейского кряжа – первые геохронологические доказательства оледенения Стерт в Сибири	310
<i>Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Шешуков В.С., Дубенский А.С., Каныгина Н.А., Ляпунов С.М., Белоусова Е.А.</i> Сравнение результатов U/Pb-изотопного датирования детритовых цирконов из ордовикских песчаников некоторых структурных зон Южного Урала и палеотектоническая интерпретация этих результатов	316
<i>Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К.</i> Лаптевоморский ороклин: прослеживание Верхоянской позднепалеозойской окраины Сибири через шельф моря Лаптевых	321
<i>Кулаковский А.Л., Сысолин А.И.</i> Признаки рифейской палеосейсмичности в зоне разлома Троллфьорден–Комагельва (полуострова Средний – Рыбачий, Кольский п-ов)	325
<i>Купцова А.В., Прияткина Н.С., Худoley А.К.</i> Характеристика рифейских и позднепалеозойских терригенных комплексов	

восточного Таймыра: петрографические, геохимические и изотопные данные	328
<i>Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Худолей А.К., Макарьев А.А., Макарьева Е.А., Вишневская И.А.</i> Позднепалеозойский магматизм Северного Таймыра	332
<i>Куриленко В.С., Олейник Е.П.</i> Соляной диапиризм внутриконтинентального Днепровско-Донецкого палеорифта	334
<i>Кушнарёва А.В., Москаленко А.Н.</i> Характеристика деформаций пород Узунахматской зоны хребта Таласский Алатау, Северный Тянь-Шань	338
<i>Левшунова С.П.</i> Ураноносность восточной части Восточно-Европейской платформы как показатель геодинамической активности недр	341
<i>Лейченко Г.Л.</i> Тектоническое строение Восточной Антарктиды	344
<i>Lemenkova P.</i> Scatterplot Matrices of the Geomorphic Structure of the Mariana Trench at Four Tectonic Plates (Pacific, Philippine, Mariana and Caroline): a Geostatistical Analysis by R programming	347
<i>Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Керимов В.Ю., Лаврушина Е.В., Мустаев Р.Н., Осипов А.В.</i> Кристаллические протрузии как типовая структурно-тектоническая модель интрагранитных ловушек УВ и месторождение Белый тигр (Вьетнам)	352

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ
КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ**

Материалы LI Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 10.01.2019
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м2.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 23,0 п.л. Тираж 200 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г. Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.