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

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Материалы LII Тектонического совещания

Том 1

Москва ГЕОС 2020 УДК 549.903.55 (1) ББК 26.323 Т 67

Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Том 1. Материалы LII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. 384 с.

ISBN 978-5-89118-808-2

Ответственный редактор К.Е. Дегтярев

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), проект № 20-05-20001

На 1-й стр. обложки: Складки в карбонатах Ош Сулейман-гора (Фото А.В. Кушнаревой).

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2020 © ГЕОС, 2020

Структурно-геоморфологическое дешифрирование Карельского кратона по данным дистанционного зондирования

Карельский кратон располагается в юго-восточной части Фенноскандинавского щита на территории Восточной Финляндии и Карелии. На юго-западе кратон граничит со Свекофенской складчатой областью и Беломорским подвижным поясом на северо-востоке [3, 4 и др.]. Данная крупная тектоническая структура сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями лопийского комплекса (мезоархей) и гранито-гнейсовыми комплексами пород различного возраста [2 и др.].

Исследование платформенных комплексов представляет интерес с геологической и тектонической точки зрения, так как платформы характеризуются низкой скоростью вертикальных движений, слабой сейсмичностью и пониженным тепловым потоком. Применение геоинформационных технологий при изучении рельефа земной поверхности позволяет проводить исследования на новом уровне. Наше исследование направлено на выявление взаимосвязи эндогенных и экзогенных процессов формирования рельефа территории с применением ГИСтехнологий.

Исходными данными стали цифровые модели рельефа (ЦМР), полученные по данным дистанционного зондирования Земли SRTM, GMTED. На основе ЦМР был проведен морфоструктурный анализ, включающий в себя структурно-геоморфологический и морфометрический анализы. Структурно-геоморфологический анализ основан на сопоставлении морфологических особенностей земной поверхности с ее геологической структурой и составом новейших отложений, проведенном в историкогеологическом аспекте. Структурно-геоморфологический анализ изучает структурные черты рельефа, чтобы определить их происхождение. При помощи данного анализа выявляется вклад тектоники в развитие рельефа, что в дальнейшем помогает в разработке геоморфологических критериев поиска геологических прогнозирования И структур. Структурногеоморфологический анализ, по сути, является геологическим направлением в изучении новейших деформаций, которые проявлены в рельефе. Структурно-геоморфологический ГИС-анализ территории региона исследования проводился на базе программного обеспечения ESRI ArcGIS

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nastaagaian@mail.ru, nkosevich@gmail.com

10.3 в модуле «Hydrology». Результатом данного анализа стали следующие карты: направление стока, суммарный сток, постоянные и временные водные потоки, порядки водотоков, базисные поверхности различных порядков, разности между базисными поверхностями и карта линейных нарушений. Комплексный анализ данный карт позволил составить структурно-геоморфологическую карту региона исследования.

В результате *морфометрического ГИС-анализа* ЦМР получены производные морфометрические карты, определенных параметров: крутизна склонов, определяющая скорость и динамику современных геологических процессов, проходящих на той или иной поверхности, глубина расчленения показывает относительное превышение максимальных высот над минимальными, что представляет собой совокупность значений превышения поверхностей водоразделов над тальвегами, густота расчленения показывает степень расчленения земной поверхности эрозионными процессами, общее расчленение. Комплексный анализ построенных карт с геологическим и тектоническим строением позволил выделить морфометрические параметры для каждой из них, а также составить карту морфометрических комплексов региона исследования.

Таким образом, главным результатом нашего исследования стали карты основных морфометрических и структурно-геоморфологических структур, выраженных в современном рельефе Карельского кратона и отражающих основные геолого-тектонические условия формирования данного региона.

Литература

1) Геология СССР. Карельская АССР. Т. XXXVII/ Антропов П. Я. и др. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, М., 1960. С.741.

2) Светов С.А. Атлас структур и текстур докембрийский вулканогенных пород Карелии. http://old.igkrc.ru/rus/htm_files/projects/atlas_2/index.htm

3) Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: изд во КарНЦ РАН, 2008. 320 с.

4) Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

5) Глобальные цифровые модели рельефа // ГЕОМАТИКА, 2015. №3. 57 с.

6) Корсакова М.А., Иванов Н.М., Дударева Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Лист Q-36-XXI, XXII (Амбарный). Объяснительная записка. СПб., 2000. 189 с. 7) Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35), 36. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕ-ГЕИ, 2015. 400 с. + 3 вкл.

8) Общий геоморфологический анализ. Г.И. Лотоцкий, Методическое пособие, ФГБОУ ВПО Саратовский государственный университет имени Н.Г. Чернышевского, Географический факультет, Саратов, 2012.

9) Основы морфометрического метода поиска неотектонических структур. Учебно-методическое пособие / И.И. Нугманов, Е.В. Нугманова, И.Ю. Чернова. Казань: Казанский университет, 2016. 53 с.

10) Всероссийский научно-исследовательский гелогический институт, в 3 т. / Гл. ред. О.В. Петров. 3-е изд., перераб. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010–2012, URL: http://old.vsegei.ru/ru/

11) География Республики Карелия // Википедия. 2019–2019. Дата обновления: 29.01.2019. URL: https://ru.wikipedia.org/?oldid=97781994

12) Электронный Атлас Карелии, URL: http://nwpi.krc.karelia.ru/atlas/index.html

<u>А.О. Агибалов¹</u>, А.И. Полетаев

Выделение проявляющих новейшую геодинамическую активность докембрийских структур Северного Приладожья по комплексу геолого-геоморфологических признаков

Выделение геодинамически активных морфоструктур Северного Приладожья представляется актуальной и интересной задачей, имеющей не только теоретическое, но и прикладное значение. За длительную историю изучения неотектоники юго-восточной части Балтийского щита накоплен большой объем фактического материала о новейшей активности древнего структурного плана Приладожья. В настоящей работе обобщены ранее полученные данные, дополненные результатами комплексных геолого-геоморфологических исследований, проведенных авторами. К докембрийским дизъюнктивным структурам рассматриваемого района, неотектоническая активность которых подтверждается с высокой степенью обоснованности, относятся разломы, ограничиваю-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Agibalo@yandex.ru, aipoletaev@mail.ru



Рисунок. Схема докембрийских структур Северного Приладожья, активизированных в новейшее время: *1* – докембрийские разрывные нарушения (1-1 – Вуоксинский разлом; 2-2 – Северо-Ладожский разлом; 3-3 – Западно-Ладожский разлом; 4-4 – юго-восточный фрагмент Мейерской надвиговой зоны; 4-5 – разрывное нарушение, протягивающееся от оз. Пайкъярви до оз. Вахваярви; 5-5 – Рускеальско-Салминский разлом; 6-6 – фрагмент шовной зоны между Карельским и Ладожским геоблоками); *2* – гранито-гнейсовые купола (I – Иокирантский, II – Сортавальский, III – Кирьяволахтинский, IV – Коккасельский, V – Импилахтинский, VI – Мурсульский, VII – Койринойско-Питкярантский, VIII – Риеккалансари, IX – Хавус); *3* – контуры сопряженной с куполом Риеккалансари синформы; *4* – эпицентры землетрясений, по [10]; *5* – палеосейсмодислокации, зафиксированные в рыхлых четвертичных отложениях, по [1]; *6* – границы участков, показанных на врезках, и их номера; Ф – Финский залив

щие котловину Ладожского озера. Они подчеркиваются в рельефе вертикальными стенками и уступами, к ним приурочены эпицентры современных землетрясений и палеосейсмодислокации [7, 10], вдоль Северои Восточно-Ладожского разломов протягиваются зоны повышенной проницаемости, выделенные по данным гелиевой съемки [8]. Свидетельствами геодинамической активности Янисъярвинско-Туломозерского разлома являются результаты палеосейсмологических наблюдений [1] и смещение озовой гряды вдоль него [6]. Проведенный анализ рельефа и компьютерное тектонофизическое моделирование позволили обосновать выделение ряда архейских гранито-гнейсовых куполов (Иокирантского, Сортавальского, Кирьяволахтинского, Коккасельского, Импилахтинского, Мурсульского, Койринойско-Питкярантского. Риеккаласари и Хавус) как активных структур [5]. Выполненные радоновые исследования показали, что границам последних двух куполов, а также сопряженной с куполом Риеккалансари синформы, соответствуют зоны повышенной проницаемости, нарушающие новейший структурный план [3]. На основании результатов физического моделирования, анализа рельефа [2] и эманационных радоновых исследований [9] можно сделать вывод об активизации докембрийских дизъюнктивных нарушений острова Валаам. О неотектонической активности юго-восточного сегмента Мейерской надвиговой зоны и разлома северо-восточного простирания, протягивающегося от оз. Пайкъярви до оз. Вахваярви, свидетельствуют геоморфологические признаки и палеосейсмологические наблюдения [2]. На основании обобщения приведенных выше данных была составлена схема активизированных в новейшее время докембрийских структур Северного Приладожья, которая может использоваться для оценки геодинамической опасности территории (рисунок).

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. Разрывные нарушения в четвертичных отложениях Северного Приладожья как индикатор сейсмотектонических процессов // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2019. №2. С. 17–22.

2. Агибалов А.О., Бондарь И.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Реконструкция напряженно-деформированного состояния Северного Приладожья по геологокинематическим индикаторам // Динамическая геология. 2019. № 2. С. 32–43.

3. Агибалов А.О., Мошкин И.В., Кошевой Н.Г., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Выделение активных докембрийских структур Северного Приладожья по данным изучения объемной активности радона // Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984). М.: Перо, 2019. С. 172–182.

4. Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Влияние активизированных докембрийских разрывных нарушений на рельеф котловины Ладожского

озера // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2019. № 3. С. 99–105.

5. Агибалов А.О., Сенцов А.А., Зайцев В.А. Отражение гранито-гнейсовых куполов Приладожья в современном рельефе // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2018. № 5. С. 72–80.

6. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

7. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». 23–25 сентября 2015 г. / Ред. В.С. Имаев. Нерюнгри: Изд-во Технического инта (ф) СВФУ, 2015. С. 243–251.

8. Схема проницаемости земной коры Европейской части СССР по данным гелиевых исследований. Масштаб 1 : 2500000 / Ред. А.Н. Еремеев. М.: ВИМС, 1983.

9. Титаева Н.А., Зыков Д.С., Никулин В.И., Филимонов Ю.Л., Симонов Д.А. Опыт применения радоновой съемки для выявления зон активизации тектонических структур // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 1995. № 4. С. 67–73.

10. Earthquake Database of the Institute of Seismology of the University of Helsinki, 2019. URL: http://www.seismo.helsinki.fi/EQ-search/query.php (дата обращения: 20.04.2019).

<u>Г.Д. Агранов^{1, 2}, Е.П. Дубинин^{1,2}, А.Л. Грохольский², А.И. Макушкина³</u>

Физическое моделирование условий образования микроконтинента Ян-Майен

Рассмотрены условия образования микроконтинента Ян-Майен, который располагается севернее о. Исландия, на сочленении двух спрединговых хребтов – хр. Колбейнсейн и хр. Мона. Отделение микроконтинентального блока от восточной окраины Гренландии началось при-

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Геологический ф-т, Москва, Россия; Agranovgr@gmail.com, edubinin08@rambler.ru

² Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия

³ Australian National University

близительно 33.1 млн лет назад [6], когда Исландская горячая точка оказалась в районе молодой континентальной окраины, что привело к формированию в этой области новой рифтовой структуры, давшей начало спрединговому хребту Кольбейнсей, отделению узкой полосы континентальной окраины (хребет Ян-Майен) и прекращению спрединга на хребте Эгир.

Образование отмерших осей спрединга связано с гетерогенностью земной коры и с особенностями первичной сегментации рифтовой оси во время рифтогенеза. На начальных этапах растяжения континентальной коры зарождается система трещин, которые, соединяясь друг с другом, формируют рифтовые долины. Но при определенной геометрии две трещины формируют зону перекрытия. Блок в этой зоне деформируется, вращается. Со временем реализуется только одна из двух трещин, вторая же отмирает, формируя структуру палеоспрединга. Примером такой структуры в рассматриваемом регионе является хребет Эгир. Раскол между Североамериканской и Евроазиатской плитами начался в позднем плейстоцене – раннем эоцене (58-60 млн лет) [6]. При этом формировались две рифтовые трещины, перекрывающие друг друга и ограничивающие блок, расположенный между ними. Этот блок практически не деформировался и трещина, которая продвигалась с севера реализовалась в молодой спрединговый хребет Эгир, а южная прекратила свое активное развитие и постепенно затухла, сформировав ось палеоспрединга (ранний Ипрский век, 49.7 млн лет). В то время под Гренландией уже действовала горячая точка. В приабонском веке (33.1 млн лет) горячая точка оказалось под осью палеоспрединга. Активность горячей точки, по всей видимости, стимулировала перескок оси спрединга и образование нового спредингового хребта Кольбейнсей, деятельность которого приводила к отделению микроконтинентального блока Ян-Майен от западной Гренландии. В настоящее время спрединговый хребет Кольбейнсей продолжает свою активную деятельность, а северная ветвь области перекрытия прекратила свое активной существование, сформировав палеоспрединговый хребет Эгир [6].

В лаборатории физического моделирования Музея землеведения МГУ было проведено экспериментальное изучение структурообразующих деформаций, реконструирующих геотектонические процессы, связанные с раскрытием Северной Атлантики и образованием микроконтинента Ян-Майен. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [2, 3] и включали три серии:

1) моделирование образования зоны перекрытия при встречном продвижении двух рифтовых трещин. В модельной литосфере перед началом растяжения задавались две трещины. В процессе растяжения задан-









ные трещины начинали продвигаться навстречу друг другу и образовывали блок перекрытия, который в дальнейшем отделялся от материнской плиты и эволюционировал в микроконтинент; 2) моделирование образования зоны перекрытия под воздействием горячей точки. В данной серии перед началом растяжения вводилась горячая точка без изначально заданных трещин. Эти эксперименты демонстрировали влияние горячей точки на перескок оси спрединга и отделение микроконтинентов; 3) моделирование образования зоны перекрытия при встречном продвижении двух трещин и активизации деятельности горячей точки после образования зоны перекрытия. Данные эксперименты на начальном этапе схожи с экспериментами первой серии, но в них в момент образования зоны перекрытия вводилась локальная термическая аномалия, имитирующая горячую точку. Целью данной серии экспериментов было выявление влияния горячей точки на развитие рифтовых трещин в зоне перекрытия и на возможность перескока оси спрединга.

Физическое моделирование образования микроконтинента Ян-Майен показало хорошее соответствие с предполагаемой эволюцией данного блока, в котором важную роль играют развитие двух рифтовых трещин, продвигающихся навстречу друг другу и наличие горячей точки на молодой континентальной окраине, что подтверждает концептуальную модель образования микроконтинентов, рассмотренную в работах [1, 4, 5]

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00-378).

Литература

1. Дубинин Е.П. Геодинамические обстановки образования микроконтинентов, погруженных плато и невулканических островов в пределах континентальных окраин // Океанология. 2018. Т. 58. № 3. С. 463–475.

2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.

3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. Т. 10. С. 10–19.

4. *Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T.* Microcontinent formation around Australia // Geological Soc. Australia Spec. Publ. 2003. V.22. P.399–410.

5. Müller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D. A recipe for microcontinent formation // Geology. 2001. V. 29. № 3. P. 203–206.

6. *Peron-Pinvidic G., Gernigon L., Gaina C., Ball P.* Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland sea–I. Mapping of a microcontinent // 2012. Geophys. J. Int. V. 191. P. 385–412.

Два уровня накопления протерозойских кварцитов в Северном Тянь-Шане (по результатам датирования обломочных цирконов)

Кварцевые песчаники и кварциты представляют продукты продолжительного механического и химического выветривания, в процессе которого уничтожаются все неустойчивые компоненты и сохраняются только обломки кварца. Формирование этих толщ происходит в пределах континентальных блоков на значительном удалении от горных сооружений и, как правило, отражает периоды длительной тектонической стабилизации континентальных массивов.

В Северном Тянь-Шане (СТШ) кварциты развиты главным образом в пределах Макбало-Бурханского антиклинория, протягивающегося от западного окончания Киргизского хребта до хребта Терскей. На западе Киргизского хребта кварциты локализуются на двух уровнях: в ядерной части и на северо-восточном крыле Макбальского антиклинория, где они выделяются, как макбальская и оввская свита соответственно. В Бурханском антиклинории кварциты слагают джельдысуйскую свиту. Ранее U-Pb датирование фракций цирконов методом TIMS из кварцитов макбальского блока позволило рассчитать изохрону с верхним пересечением 2025±19 млн лет, проинтерпретированным как возможный возраст метаморфического события, обусловившего перезапуск U-Pb изотопной системы в цирконах [1]. Кварциты оввской и джельдысуйской свит ранее не датировались и в различных стратиграфических схемах они относились условно либо к неопротерозою, либо к нижнему палеозою. С целью уточнения возрастов и корреляции кварцитов СТШ нами были датированы обломочные цирконы в четырех пробах, отобранных на наиболее представительных разрезах макбальской, оввской и джельдысуйской свит. U-Pb датирование производилось в университете Эдмонтона (Канада) методом ICP-MS с лазерной абляцией. Во всех образцах датировалось по 130 зерен, но далее рассматривались только возрасты с дискордантностью менее 10% и не требующие введения поправок на обыкновенный свинец. Возрасты моложе 1000 млн лет рассчи-тывались по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U, древнее 1000 млн лет – по отноше-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; dvalexeiev@mail.ru ² Санкт-Петербургский государственный университет (СПБГУ), Санкт-Петербург, Россия; a.khudoley@spbu.ru

³ Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada; dufrane@ualberta.ca

нию ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb. Результаты датирования представлены на рисунке, где также указаны возрасты всех пиков, образованных тремя и более зернами.

<u>Кварциты макбальской свиты</u> опробованы на южном замыкании макбальской антиформы в приводораздельной части Киргизского хребта в точке 42°41'59" 72°09'29". Образец А-1840 представляет белый полосчатый среднезернистый кварцит, состоящий на 100% из обломков кварца. На диаграмму распределения U-Pb возрастов вынесены 117 зерен, из которых 91 зерно имеет палеопротерозойские возрасты, образующие доминирующий пик около 1840 млн лет, и 26 – архейские возрасты, образующие 3 незначительных пика (рисунок, А). Лишь в 4 зернах U/Th отношение превышает 10, что свидетельствует о преимущественно магматическом происхождении обломочных цирконов. Корреляции между возрастом зерен и их морфологией не отмечается.

Кварциты оввской свиты опробованы на северо-восточном фланге макбальской антиформы в стратотипическом разрезе по саю Овва. Два образца А-1824 и А-1826, отобранные соответственно из верхних и нижних горизонтов свиты в точках 42°36'27" 72°27'16" и 42°35'54" 72°26'41", представляют мелкозернистые плитчатые кварциты светлосерой и красновато-коричневой окраски. Породы состоят на 90-95% из обломков кварца с небольшой долей сильно измененных полевых шпатов и обломков пород. На диаграммы вынесены 118 зерен в образце А1824 и 101 зерно в образце А1826. Образец А1826 подвергся менее интенсивному метаморфизму и в нем многие цирконы сохраняют первичную отчетливо угловатую форму. В образце А1824 из 118 зерен в 106 зафиксирован мезопротерозойский возраст, в 6 – палеопротерозойский и в 6 – архейский возраст (рисунок, Б). Выделяются пики с возрастами 1122, 1228, 1373, 1455 и 1658 млн лет. Лишь в одном зерне U/Th отношение превышает 10. В образце А1826 из 101 зерна мезопротерозойский возраст имеют 83 зерна, палеопротерозойский – 15 и архейский - З зерна (рисунок, В). Выделяются пики с возрастами 1108, 1231, 1341, 1390, 1458 и 1667 млн лет. Во всех зернах U/Th отношение меньше 10.

<u>Кварциты джельдысуйской свиты</u> опробованы на западном фланге Бурханского антиклинория в верховьях сая Чолой на южном склоне хр. Каракатты в точке 41°59'50" 75°27'03". Образец А-1808 представляет мелко-среднезернистый неяснослоистый желтовато-серый кварцит, содержащий 85–90% обломков кварца и 10–15% обломков измененных полевых шпатов и пород. На диаграммы распределения U-Pb возрастов вынесены 101 зерно, из которых 81 имеют мезопротерозойский возраст, 13 – палеопротерозойский и 7 – архейский возраст (рисунок, Г). Выделяются пики с возрастами 1186, 1322, 1445, 1689 и 1791 млн лет. Во всех зернах U/Th отношение меньше 10.





Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Обилие магматических цирконов в обломочных популяциях, низкие U/Th отношения, отсутствие отчетливых обрастаний на CL-фотографиях и возрастные распределения с многочисленными разновозрастными пиками свидетельствуют, что кварциты Северного Тянь-Шаня не претерпевали метаморфизма, достаточного для перезапуска U-Pb изотопной системы в цирконах. Возрасты обломочных цирконов, следовательно, характеризуют источники сноса, но не время метаморфизма.

2. Согласно тесту Колмогорова-Смирнова (К-S тест) распределения возрастов обломочных цирконов в образцах A1808, A1824 и A1826 являются идентичными. Вероятность сходства оценивается величиной 0.6, что более чем на порядок превышает значение 0.05, принимаемое в тесте как критическое. Столь высокое сходство распределений возрастов позволяет предполагать происхождение цирконов из одного источника сноса и близкие возрасты накопления толщ. В этих образцах датировано лишь одно зерно с возрастом 999 млн лет, а возраст основной массы обломочных цирконов составляет 1030 млн лет и древнее, что указывает на накопление оввской и джельдысуйской свит в конце мезопротерозоя или неопротерозое.

3. Отсутствие цирконов с возрастами менее 1727 млн лет в породах макбальской свиты и обилие намного более молодых цирконов в развитой здесь же оввской свите, предполагает существенную разновозрастность этих свит. С учетом возрастов обломочных цирконов в нельдинской свите, объединяемой с макбальской свитой в единую акджонскую серию [3, 5], возраст этих отложений можно предварительно оценивать, как близкий к 1700 млн лет. По-видимому, макбальская и нельдинская свиты формировались в палеопротерозое и отражают древнейший этап накопления кварцито-сланцевых толщ в западных областях ЦАСП.

4. Распределение возрастов обломочных цирконов в кварцитах СТШ с многочисленными пиками в диапазоне от 1000 до 1800 млн лет, близко распределению возрастов цирконов и в других отложениях СТШ [5], а также в докембрийских породах Северного Казахстана [4] и при этом резко отличается от возрастов цирконов в породах Срединного Тянь-Шаня и Тарима, очевидно представлявших отдельный континентальный массив [2].

Литература

1. Бакиров А.Б., Гесь М.Д., Дженчураева Р.Д., Киселев В.В., Максумова Р.А., Мезгин И.А., Пак Н.Т., Сабельников С.Е., Сакиев К.С. Геодинамика и оруденение Тянь-Шаня (Кыргызстан). Бишкек: Илим, 2014. 278 с.

2. Худолей А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф. Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (Южный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 479. №2. С. 179–182.

3. Degtyarev K.E., Yakubchuk A.S., Tretyakov A.A., Kotov A.B., Kovach V.P. Precambrian geology of the Kazakh uplands and the Tien Shan: an overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

4. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.L., Chung S.L., Lee H.Y., Jahn B.M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 28–43.

5. Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V. Yiang J., Seltmann R. Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // Gondwana Research. 2014. V. 26. N. 3–4. P. 957–974.

Г.А. Аронов¹

Неотектоника и геодинамика Припятского прогиба

Припятский прогиб принадлежит Русской плите Восточно-Европейской древней платформы. Прогиб представляет собой субширотно вытянутый грабен, расположенный между периклиналями Белорусской и Воронежской антеклиз и Жлобинской седловины на севере и Украинским щитом на юге. Максимальная длина прогиба около 280 км, ширина до 130 км. От Украинского щита прогиб отделен Южно-Припятским краевым разломом, представляющим собой зону сбросов общей амплитудой по поверхности фундамента до 2–4 км. Северной границей является Северо-Припятский краевой разлом, состоящий из серии кулисообразно подставляющих друг друга разрывов типа сбросов с суммарной амплитудой до 3.5 км [1, 2].

Комплексные исследования современной геодинамики территории Припятского прогиба были выполнены в 1970–1980 годах, базировавшиеся на синтезе результатов геологических и геофизических материа-

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

лов по структуре чехла и консолидированной коры, магматизму и термальному полю этого палеорифта позволяет выделить и охарактеризовать стадии и фазы его геодинамической эволюции на главном – герцинском этапе формировании прогиба [1–3].

Основным результатом этих работ стало выявление общей картины современного геодинамического режима территории Припятского прогиба, обнаружение связанных с разломами очагов разуплотнения (повышенной трещиноватости) пород низов платформенного чехла (на глубине 2–4 км, зоны Речицкого и Червонослободского разломов) и фундамента (на глубинах от 8 до 33 км), а также признаков достаточно высокой современной активности большинства крупных разрывных нарушений.

В последние годы был сделан новый шаг в изучении новейшей тектоники и геодинамики рассматриваемого региона, выполнено неотектоническое районирование запада Восточно-Европейского кратона и показано, что в новейшее время произошла перестройка структурного плана, сопровождавшаяся инверсией Припятского прогиба и формированием в его пределах неотектонической Припятской ступени [4, 5].

Припятская ступень относится к структурам регионального уровня. Она расположена в наиболее приподнятой южной части Литовско-Эстонской моноклинали, тяготеющей к зоне сочленения этой моноклинали с Польско-Подольским поднятием. Ровенской седловиной и Украинской антеклизой. Наложена на более древние палеозойские структурные формы (Подлясско-Брестскую впадину, Полесскую седловину и западную часть Припятского палеорифта). Соответствует области наиболее значительного (до 150-170 м и более) неотектонического поднятия в пределах Беларуси. В состав Припятской ступени входит ряд субрегиональных неотектонических структур: Червоноозерский и Дрогичинский структурные носы, Лельчицкий выступ, а также многочисленные локальные структуры. Припятская ступень отчетливо выделяется по подошве четвертичных отложений в виде высоко приподнятой области с пологим уклоном с юга на север. На площади Припятской ступени буроугольная формация позднего олигоцена – среднего миоцена образует две основных площади: на востоке Подлясско-Брестской впадины и на западе Припятского прогиба. Мощность буроугольной формации в пределах Припятского прогиба достигает 122 м. Эти площади соответствуют остаточным (появившимся после регрессии харьковского моря) заболачивающимся озерам, руслам и поймам рек, торфяным болотам. Накопление названных отложений в основном было связано с активизацией карбонатного и соляного карста, которая произошла на фоне общего поднятия Припятской ступени в позднем олигоцене – среднем миоцене. По данным А.В. Матвеева [6] на отдельных участках в пределах Припятского прогиба в начальный этап накопления формации (поздний олигоце – нижний миоцен) наблюдалось локальное прогибание с амплитудой до 30 м в северо-западной части Припятской впадины (Красная Слобода), до 30 м – в западной (Малишев, Житковичи), до 50 м – в юго-западной (Глушковичи). Наибольшие амплитуды колебательных движений были свойственны зоне Южно-Припятского разлома. В конце периода формирования буроугольной формации (средний миоцен) погружение (до 30 м) испытывала северная прибортовая часть Припятской впадины (Любань, Слуцк), зона ее сочленения с Полесской седловиной (Красная Слобода), и территория, примыкающая к северному и южному бортам Житковичского горста (Червоное озеро, Житковичи, Бринев).

Области накопления глинисто-алевритовой формации (конец среднего миоцена – ранний плейстоцен) на территории Припятской ступени в основном наследуют понижения, сформировавшиеся на более раннем позднеолигоцен-среднемиоценовом этапе. В это время площадь седиментации значительно расширяется и смещается к северу и северовостоку, хотя мощность отложений редко превышает 20-25 м (максимальные значения – до 50 м). Глинисто-алевритовая формация накапливалась в обширных пресноводных водоемах и характеризует обстановку общего тектонического погружения территории Припятской ступени в позднем миоцене – раннем плейстоцене. Наибольшие мощности и соответствующие им амплитуды неотектонического опускания на отдельных участках рассматриваемой структуры в период накопления глинисто-алевритовой формации (поздний миоцен – ранний плейстоцен) достигают 50 м и более (Червонослободско-Малодушинская, Шестовичско-Сколодинская, Наровлянско-Ельская ступени палеозойского Припятского прогиба). Для территории Припятской ступени в целом характерна весьма небольшая (порядка 20-30 м, редко более) мощность отложений ледниковой формации среднего-позднего плейстоцена, что в несколько раз меньше этого показателя на северо-западе Беларуси [1, 2, 6].

Изложенное свидетельствует, что вплоть до среднего плейстоцена Припятской ступени в ее современном виде не существовало, поскольку в период накопления буроугольной и глинисто-алевритовой формаций область основной седиментации в целом еще наследовала допозднеолигоценовые структуры. Обособление Припятской ступени и ее поднятие над смежными участками Литовско-Эстонской моноклинали, скорее всего, относится ко времени накопления ледниковой формации (средний – поздний плейстоцен). В пределах Припятской ступени выделены более мелкие структуры: Дрогичинский и Червоноозерский структурные носы, Лельчицкий выступ, а также десятки локальных форм, связанных с развитием соляных структур.

Литература

1. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. и др. Геология Беларуси. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

2. Матвеев А.В., Абраменко Н.Н., Левков Э.А., Костко А.А. Неотектоника территории Припятского прогиба. Мн., 1980. 106 с.

3. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Горелик З.А., Микуцкий С.П. и др. Проблемы тектоники Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1974. 232 с.

4. *Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В., Аношко Я.И. и др.* Основы геологии Беларуси. Мн.: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2004. 392 с.

5. Айзберг Р.Е., Старчик Т.А. Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба. Нац. акад. наук Беларуси, Ин-т природопользования. Минск: Беларус. навука, 2013. 146 с.

6. *Матвеев А.В.* О влиянии неотектонических движений на характер антропогенового осадконакопления на территории Припятской впадины // Новое в стратиграфии, тектонике и четвертичной геологии Белоруссии. Минск, 1979. С. 128–135.

Г.В. Артеменко¹, Л.В. Шумлянский^{1, 2}, А.Ю. Беккер³

Первые данные об эоархейских (3.95 млрд лет) породах в фундаменте Приазовского блока Украинского щита

На Украинском щите породы ранней коры Земли возрастом до 3.8 млрд лет сохранились в Приазовском и Днестрово-Бугском блоках [5]. Особенностью Приазовского блока является слабый метаморфизм архейских пород, проявления гранулитовой фации, в отличие от Днестрово-Бугского блока, здесь редки. Геологическая история этих блоков была различной. Ядро Днестрово-Бугского блока представлено древнейшими породами (3.8 млрд лет [6]), а в фундаменте Приазовского блока тоналитовая кора образовалась в палеоархее– 3.67, 3.5, и 3.3 млрд лет назад и в мезоархее на ней сформировалась мезоархейская гранитзеленокаменная область с тоналитами с возрастом 3.2–3.0 млрд лет [4].

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина; regulgeo@gmail.com

² Кертинский университет, Школа наук о Земле и планетах, Перт, Австралия; leonid.shumlyanskyy@curtin.edu.au

³ Факультет наук о Земле и планетах, Калифорнийский университет, Риверсайд, США; andreyb@ucr.edu

Многие исследователи считали, что древнейшие гранулито-гнейсовые комплексы Приазовского и Днестрово-Бугского блоков, а также ВКМ являются фрагментами одного древнейшего протократона. После детальных геохронологических исследований, Клайсеном и др. была предложена модель автономного развития "раннеархейских ядер" Приазовского и Днестрово-Бугского блоков [6].

Приазовский блок представляет собой фрагмент мезоархейского (3.2–2.8 млрд лет) кратона, который включает в себя также Среднеприднепровский блок и юго-западную часть ВКМ (КМА). На всех этих блоках, в фундаменте мезоархейских гранит-зеленокаменных структур, выявлены палеоархейские породы.

К древнейшим образованиям Приазовского района относят породы западноприазовской серии, которая включает в различной мере гранитизированные пироксеновые гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, и амфиболовые гнейсы верхнетокмакской толщи. Они сохранились в виде останцов (массивов) среди преобладающих по площади мезоархейских ТТГ.

На Западноприазовском блоке установлен позднепалеоархейский (3.3 млрд лет) возраст тоналитов, которые по химическому составу сопоставимы с меланократовыми гнейсами западноприазовской серии [5]. В то же время, тектоническая природа основных пород остается неясной – скорее это фрагменты мезоархейских зеленокаменных структур, тектонически совмещенные с ТТГ.

Еще одна ассоциация древнейших пород выделяется в Орехово-Павлоградской шовной зоне (ОПЗ), отделяющей Приазовский блок от Среднеприднепровского. К наиболее древним в этой структуре относят новопавловскую толщу, возраст которой остается не изученным. Она представлена главным образом двупироксеновыми кристаллосланцами, амфиболитами, габбро-амфиболитами, пироксенитами, маломощными, не выдержанными по простиранию, пластами магнетит-пироксеновых кварцитов, и гнейсами [3]. С ними ассоциируют пироксениты и тоналиты новопавловского комплекса с U-Pb возрастом 3670 млн лет [4]. В северной части ОПЗ выявлены более молодые тоналиты с возрастом 3,5 млрд лет [2, 4]. Палеоархейские тоналиты разных интрузивных циклов резко отличаются по геохимическим характеристикам [5]. Тоналиты Васильковского участка (3.5 млрд лет; $T_{Nd}(DM) = 3.6$ млрд; $(La/Yb)_N =$ 64.49) могли образоваться при частичном плавлении метабазитов с реститом, содержащем гранат и/или амфибол. В отличие от них тоналиты Верхнетокмакского участка (3.3 млрд лет; T_{Nd}(DM) ≈ 3.5 млрд лет; (La/Yb)_N = 6.65) могли образоваться при частичном плавлении нижней части утолщенной базитовой коры с реститом, содержащем клинопироксен, амфибол и плагиоклаз.

Одним из направлений дальнейшего изучения древнейшей коры Приазовского блока является геохронологическое исследование кластогенного циркона из метатерригенных пород зеленокаменных структур и включений ксеногенного циркона в палеопротерозойских гранитоидах и кислых метавулканитах. В метатерригенных породах Сорокинской зеленокаменной структуры и Федоровской грабен-синклинали найден кластогенный циркон эоархейского-палеоархейского возраста, 3.3–3.8 млрд лет [1]. Эти данные подтверждают, что на рубеже около 3.2 млрд лет в источнике сноса на Западноприазовском блоке находились породы древнейшей сиалической коры Земли.

Уже при первых геохронологических исследования на Гуляйпольском блоке Приазовья было обнаружено, что коровые гранитоиды палеопротерозойского возраста содержат в большом количестве ксеногенный циркон палеоархейского возраста [4].

В настоящей работе приведены результаты геохронологических исследований кислых метавулканитов палеопротерозойского возраста из Гуляйпольской структуры. Гуляйпольская синклиналь расположена в центральной части Гуляйпольского гранит-зеленокаменного блока (рис. 1). Она имеет в плане овальную форму длиной 9 км и шириной 3.5 км [3]. Длинная ось ориентирована в направлении СВ 310°. Падение крыльев к центру под углом 50–70°. Глубина залегания основания складки по геофизическим данным оценивается в 2.1 – 2.3 км. Эта структура сложена осадочно-вулканогенными породами гуляйпольской свиты мощностью около 1700 м, которые с несогласием залегают на архейских плагиогранитоидах ТТГсерии.

Гуляйпольская свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя (250 м) сложена кварцитами и сланцами двуслюдяными и андалузит-ставролитовыми; средняя (450 м) – главным образом железистыми кварцитами и метаэффузивами кислого и среднего состава; верхняя (1000 м) – сланцами биотитовыми, часто графитсодержащими, иногда высокоглиноземистыми кварцитами и кварцитосланцами с флишоидным чередованием. В ограниченном объеме метаандезиты и кислые метавулканиты встречаются также в нижнегуляйпольской и верхнегуляйпольской подсвитах. Мощность эффузивов достигает 70 м.

В результате предшествующих геохронологических исследований методом TIMS был определен U-Pb возраст кластогенного циркона из кварцитов нижнегуляйпольской подсвиты -2.9 ± 0.1 млрд лет и время метаморфизма пород гуляйпольской свиты ~2.14 млрд лет [4]. Более точные хроностратиграфические данные для этой свиты отсутствуют.

Метаморфизованные вулканогенные породы кислого и среднего состава изучались по разрезам скважин, пробуренными Белозерской ГРЭ



Рис. 1. Схематическая геологическая карта западной части Приазовского блока: 1 – новопавловская толща; 2 – новопавловский комплекс; 3 – западноприазовская серия; 4 – аульская серия; 5 –осадочно-вулканогенные породы зеленокаменных структур конкской серии, косивцевской и новогоровской толщ; 6 – центральноприазовская серия; 7 – гуляйпольская свита; 8 – щелочные интрузии; 9 – палеопротерозойские граниты анадольского комплекса; 10 – архейские граниты мокромосковского и токовского комплексов; 11 – архейские ТГГ; 12 – точки датирования метаосадочных пород; 13 – точки датирования палеоархейских тоналитов. СБ – Среднеприднепровский мегаблок; ПБ – Приазовский мегаблок; ОПЗ – Орехово-Павлоградская структурно-фациальная зона.

в Гуляйпольской структуре – 625Б, 636Б и 795Б. По химическому составу они соответствуют андезитам и дацитам (таблица). На диаграмме SiO₂–K₂O они попадают в поля андезитов и дацитов высококалиевой известково-щелочной серии. В них высокие содержания Sr (743–816 г/т),

4/ 89/388	1,1	0,25	4,8	7,5	19,2	4,1	163,8	50,9	4,2	5,2	0,86	86,3	16	0,17	0,09	12		
mqq	Sn	Sb	Cs	W	Pb	Sc	Σree	(La/Yb) _N	(Ce/Sm) _N	(Gd/Yb) _N	Eu/Eu*	Sr/Y	Nb/Ta	Nb/La	Nb/Ce	Th/Yb		
4/ 89/388	1,4	6,5	38,3	76,0	7,9	29	4,5	1,1	3,4	0,41	1,6	0,26	0,66	0,088	0,54	0,08	ı	0,49
uıdd	U	Th	La	Ce	Pr	PN	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Но	Er	Tm	Yb	Lu	Ge	Mo
4/ 89/388	23,0	1,4	174	647	2327	42,5	41,7	7,5	19,3	30,2	58,2	16,6	0,48	7,5	6,7	0,42	190	4,9
mdd	Li	Be	Rb	Sr	Ba	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Υ	ЧN	Та	Zr	Hf
4/ 89/388	63,98	0,47	13,36	0,65	3,38	0,05	1,24	3,50	3,78	6,00	0,24	0,10	0,07	0,12	2,64	99,58	0,6	0,36
3/ 89/381	65,70	0,57	13,93	1,41	3,38	SI	1,79	3,62	3,78	3,18	0,13	0,24	1,30	Cı.	0,59	99,62	1,2	6,96
2/ 89/463	62,58	0,46	13,74	0,72	3,60	0,06	2,26	3,96	5,34	3,60	0,23	0,24	2,24	0,08	0,56	99,67	1,5	8,94
1/ 89/156	60,70	0,74	14,60	0,35	4,70	0,08	1,90	5,10	4,30	3,52	0,30	0,36	2,69	CJ.	0,34	99,68	1,2	7,82
Окислы, %	SiO_2	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K20	S_{o6m}	P2O5	Soom	H2O-	П.п.п.	Сумма	Na2O/K2O	Na2O+K2O

Таблица. Химический состав метавулканитов гуляйпольской свиты

89/463); 3 – метадацит, скв. 625Б, гл. 192,6-197,4 м (обр. 89/381); 4 – метатрахиандезит, скв. 625Б, гл. 424,4-429,4 м (обр. 89/388). Хим. анализы выполнены в лаборатории ИГМР НАН Украины. Содержания редких и редкоземельных элементов определены методом Примечание: 1 – метаандезит, скв. 636Б, гл. 384,5-384,7 м (обр. 89/156); 2 – метатрахиандезит, скв. 795Б, гл. 392-395,7 м (обр. ICP-MS в АСИЦ ИПТМ РАН.



Рис. 2. Схематическая геологическая колонка скважины 625-Б в Гуляйпольской структуре. 1 – кора выветривания железистых кварцитов; 2-5 - кварциты: 2 гидрослюдисто-лимонит-мартитовые (Ги-ли-март); 3 – куммнгтонит-магнетитовые (Ку-маг); 4-биотит-куммингтонит-магнетитовые (Би-ку-маг); 5 – биотит-магнетовые (Би-маг); 6метавулканиты среднего и кислого состава; 7-мусковитбиотитовые сланцы; 8 – интервал отбора пробы №89-388 метатрахиандезитов для U-Pb датирования

Ва (1400–2116 ppm) и умеренные Rb (97–103 г/т). Повышенные содержания Nb (4.8–6.7 г/т) и Y (7.0–8.2 г/т). Концентрации переходных элементов – Ni (15–34 г/т) и Cr (21–70 г/т) близки к их содержаниям в породах ТТГ серии. Метаандезиты отличаются высоким содержанием Cr (70 г/т) и Ni (34 г/т). На спайдерграмме выделяются отрицательные аномалии Nb и Ti. График распределения P3Э сильно дифференцированный – (La/Yb)_N = 21.9–50.9 г/т. Они характеризуется повышенными величинами отношений Th/Yb (7.4–13.2) и низкими Nb/La (0.14–0.20) и

5

7

8

Nb/Ce (0.07–0.11) (таблица). Геохимические данные указывают на коровый источник метавулканитов гуляйпольской свиты.

Проба для геохронологических исследований была отобрана из метатрахиандезитов (скв. 625Б, гл. 424.4–429.4 м, проба 89-388). Циркон из этой пробы весьма неоднородный – в нем выделяются разновидности розового и коричневого цвета и, по всей видимости, он весь является ксеногенным.

Методом LA-ICP-MS определен U-Pb возраст популяций ксеногенного циркона из метатрахиандезитов гуляйпольской свиты – 2800–3200, 3300–3700 и 3950 млн лет. Популяция циркона с возрастом 3950 млн лет установлена впервые на Украинском щите.

Согласно полученным данным, метавулканиты кислого и среднего состава гуляйпольской свиты образовались в результате плавления пород фундамента, включающего породы от эоархейского до мезоархейского возраста. Новые данные указывают на присутствие в земной коре Приазовского блока древнейших (эоархейских) образований. Древний фундамент Приазовского блока образовался от 3.95 до 3.3 млрд лет назад, а в мезоархее на нем сформировалась гранит-зеленокаменная область с тоналитами с возрастом 3.2–3.0 млрд лет.

Литература

1. Бибикова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А., Артеменко Г.В., Ильинский Л. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов – источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднепровье, Украинский щит // Геохимия. 2010. №9. С.899–916.

2. Лобач-Жученко С.Б, Бибикова Е.В., Балаганский В.А., Артеменко Г.В. и др. Палеоархейские тоналиты в палеопротерозойской Орехово-Павлоградской коллизионной зоне Украинского щита // ДАН. 2010. Т.433. №2. С. 212–218.

3. Семененко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н. и др. Геология осадочновулканогенных формаций Украинского щита (центральная часть). Киев: Наук. Думка, 1967. 380 с.

4. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н. Геохронология раннего докембрия Украинского щита (архей)". Киев: Наук. думка, 2006. 321 с.

5. *Claesson S., Artemenko G., Bogdanova S., Shumlyanskyy L.* Archean crustal evolution in the Ukrainian shield / M.J. van Kranendonk, V. Bennett, E. Hoffmann (eds.). Earth's oldest rocks. Second edition. Elsevier, 2019. P. 837–854.

6. Claesson S., Bibikova E., Shumlyanskyy L., Dhuime B., Hawkesworth C. The oldest crust in the Ukrainian Shield – Eoarchean U-Pb ages and Hf-Nd constraints from enderbites and metasediments / Van Kranendonk N.M.W., Parman S., Shirey S., Clift P.D. (eds.). Continent Formation Through Time // Geological Soc. London. Special Publications. 2015. V. 389. P. 227–259.

Существование слоя пониженной вязкости в земной коре древних кратонов как причина сильно дифференцированных постгляциальных поднятий

В конце плейстоцена и начале голоцена Северная Европа и северная часть Северной Америки были покрыты ледяными щитами [8, 14]. Под их тяжестью земная кора испытывала изостатическое погружение. В ходе деградации ледников прогнутые области обнажались, и на их месте формировались перигляциальные бассейны, на периферии которых формировались абразионные уступы, береговые валы и др. Освободившись от ледниковой нагрузки, кора вместе с этими структурами вовлекалась в изостатическое поднятие. По высоте надежно датированных разновозрастных береговых линий для ряда районов Фенноскандии и Канады были построены кривые развития во времени постгляциальных поднятий за последние 10-12 тыс лет. На этой основе многими авторами делались попытки построить реологическую модель коры и мантии в Фенноскандии и Канаде [11, 12 и др.]. Предполагается, что Фенноскандия в центральной части подстилается литосферным слоем с мощностью более 200 км, сокращающейся до 80-100 км на ее окраинах [13]. Вязкость в нижележащей части верхней мантии оценивается как (3- $8) \times 10^{20}$ Па с, а в нижней мантии она на 1–2 порядка величины выше.

В Канаде [12] под литосферой мощностью 100–150 км условно выделяют астеносферный слой толщиной ~ 150 км с вязкостью порядка нескольких единиц на 10^{20} Па·с, а в расположенной ниже части верхней мантии вязкость составляет 10^{21} Па·с. В нижней мантии вязкость на порядок выше. В указанных работах восстановление изостатического равновесия рассматривается в основном как результат течений в части верхней мантии, расположенной ниже литосферы. Предполагая постоянной вязкость η в части верхней мантии, расположенной ниже литосферы, ее можно оценить с помощью простейшей модели затухания во времени *t* возмущения гармонической формы $\zeta = C \cos(2\pi/\lambda)x$ с длиной волны λ на горизонтальной поверхности слоя бесконечной глубины:

$$\zeta(t) = C \cdot \exp\left(-t/\tau\right),\tag{1}$$

где

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

² Геологический институт КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия; kolka@geoksc.apatity.ru ³ Музей землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; p.chekhovich@gmail.com

$$\tau = 4\pi\eta \,/\,\rho g\lambda. \tag{2}$$

Здесь $\rho = 3330 \text{ кг/м}^3 - плотность мантии, а <math>g = 9.8 \text{ м/c}^2$. Характерный горизонтальный масштаб области с нарушенным равновесием составляет $L = \lambda/4$. В таком случае из (2) среднюю вязкость верхней мантии под литосферным слоем можно оценить как

$$\eta = \rho g \tau L / \pi \tag{3}$$

Развитие во времени послеледникового поднятия во многих районах Канадского щита предлагалось описывать с помощью зависимости типа (1) еще в работе [см. ссылки в 8]. Характерное время поднятия τ оценивалось в 4–5 тыс лет. В качестве константы *C* принималось поднятие коры со времени дегляциации, достигающее *C* = 300 м на восточной окраине Гудзонова залива. Полагая в (3) τ = 4 тыс. лет и *L* ~ 1000 м, для верхней мантии под Канадским щитом находим

$$\eta \sim 1.3 \cdot 10^{21} \,\mathrm{\Pi a} \cdot \mathrm{c},\tag{4}$$

что соответствует оценке по результатам работы [12]. Оценка вязкости мантии, по данным о послеледниковом поднятии Фенноскандии, привела к значению [10]

$$\eta \sim 0.9 \cdot 10^{21} \,\mathrm{\Pi a} \cdot \mathrm{c.} \tag{5}$$

Зависимость (1) обычно строилась на основе ограниченного числа точек. Более подробное рассмотрение [4, 10] показало, что в большинстве районов поднятия развивались в двух различных режимах. Начало дегляциации в разных районах различалось на тысячи лет, но последующие поднятия развивались сходным образом. Через 500–1000 лет после освобождения от ледниковой нагрузки возникали быстрые поднятия со скоростью 5–10 см/год, независимые от общего воздымания территории. Они продолжались 1–2 тыс лет, после чего движение замедлялось до ≤ 1 см/год, и поднятия подстраивались под общее воздымание обширной области. Отсюда был сделан вывод о существовании на малых глубинах слоя с резко пониженной вязкостью, течения вдоль которого вносят значительный вклад в восстановление изостатического равновесия [1, 9].

Как следует из (2), время τ затухания возмущений изостазии за счет течений в верхней мантии с уменьшением их длины волны λ возрастает как $1/\lambda$. В таком случае локальные неоднородности гляциоизостатической депрессии должны развиваться много медленнее, чем основная структура. В действительности в Фенноскандии и Канаде имела место обратная ситуация. Поднятия небольших областей развивались много быстрее поднятий общих депрессий. В результате гляциоизостатические поднятия характеризовались характерными временами двух раз-

ных масштабов. Это указывает на связь поднятий с различными видами течений в недрах Земли.

В Фенноскандии на конечных стадиях дегляциации ледник отступал на $L \sim 200$ км за ~ 1000 лет. Подставляя в (3) $L \sim 200$ км вместе $\tau = 1000$ лет и пренебрегая влиянием литосферного слоя на поднятие, получаем

$$\eta \sim 0.7 \cdot 10^{20} \,\mathrm{\Pi a \cdot c.} \tag{6}$$

Это на порядок меньше оценки вязкости верхней мантии (5), полученной на основе продолжительности общего поднятия Фенноскандии ~ 10 тыс. лет. Можно, следовательно, предположить, что поднятия, восстанавливавшие равновесие в относительно небольших областях за ~ 1 тыс. лет, осуществлялись за счет перетекания вещества на небольших глубинах. Некоторую информацию о глубине слоя с пониженной вязкостью можно получить по данным о новейших поднятиях на докембрийских платформах [3].

В плиоцен-четвертичное время на большинстве докембрийских кратонов, занимающих около 70% площади континентов, произошли поднятия с амплитудами от 100-200 м до 1-2 км. Их можно связать с ретроградным метаморфизмом и разуплотнением пород при поступлении в кору флюидов из мантии [2, 3]. Метаморфизм обычно сопровождается резким понижением вязкости пород, из-за чего можно ожидать появления в коре на глубинах в несколько десятков километров слоя с пониженной вязкостью. Это подтверждается формированием во многих областях новейших морфоструктур со склонами шириной в несколько десятков километров [5]. Такая картина характерна для Кольского полуострова и севера Карелии, испытавших значительные новейшие поднятия, неоднородные на площади [2, 5, 6]. В частности, данные по побережью Кандалакшского залива [6] показывают, что блоки размером в несколько десятков километров испытывали здесь быстрые дифференцированные поднятия с различной скоростью. Учитывая эти данные и полагая в соотношении (4) $\tau = 1200$ лет и L = 20 км, получаем:

$$\eta \sim 0.8 \cdot 10^{19} \,\mathrm{\Pi a} \cdot \mathrm{c},\tag{7}$$

что на порядок ниже вязкости нижней части верхней мантии (6), оцененной по общему поднятию Фенноскандии.

Таким образом, общепринятая модель строения внешних оболочек Земли, включающая литосферу с очень высокой вязкостью и большой мощностью, плавно изменяющуюся по латерали, может быть использована лишь в первом приближении. В действительности даже в докембрийских областях тонкая верхняя часть литосферы с высокой жесткостью разбита на отдельные блоки размером в несколько десятков километров, а ниже вязкость пород в коре сильно понижена. О существовании больших напряжений лишь в сравнительно тонком верхнем слое коры свидетельствуют и сейсмические данные [7]. В Карелии и на Кольском полуострове большинство гипоцентров сосредоточено на глубинах 5–15 км. Поэтому толщина жесткого слоя в верхней части их коры скорее всего не превышает 15 км.

Исследования выполнены с использованием средств государственного бюджета по госзаданию на 2019–2021 годы, № 0144-2019-0002.

Литература

1. Артюшков Е.В. Об осуществлении изостатического равновесия земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 4. С. 26–33.

2. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Мощность литосферы под докембрийскими кратонами и механизмы их новейших поднятий // ДАН. 2016. Т. 466. № 2. С. 188–192. DOI: 10.7868/S0869565216020183

3. Артюшков Е.В., Кориковский С.П., Массон Х.-Й., Чехович П.А. Новейшие поднятия коры на докембрийских кратонах. основные закономерности и возможные механизмы // Геология и геофизика. 2018. 11. С. 1737– 1764. DOI 10.15372/ GiG20181101.

4. Грачев А.Ф., Долуханов П.М. Сравнительный анализ послеледниковых движений земной коры Канады и Фенноскандии по данным абсолютной геохронологии // Проблемы современных движений земной коры. 3-й Международный симпозиум. 1969.

5. Грачев А.Ф. (Отв. ред.). Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Пробел, 2000. 487 с.

6. Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Вашков А.А. Количественные показатели дифференцированных движений морфотектонических блоков на побережье Кандалакшского залива Белого моря // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2018. Вып. 15. С. 205–208. https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.051

7. Шаров Н.В., Маловичко А.А., Щукин Ю.К. (ред.) Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2007. 381 с.

8. *Andrews J.T.* The Laurentide Ice Sheet: a review of history and processes. Glacier Science and Environmental Change. Blackwell Publishing, UK, 2006. P. 201–207.

9. Artyushkov E. V. Rheological properties of the crust and upper mantle according to data on isostatic movements // J. Geophys. Res. 1971. 76. P. 1376–1390.

10. *Garai J.* Post glacial rebounds measure the viscosity of the lithosphere. 2003. https://arxiv.org/abs/physics/0308002

11. *Lambeck K., Smither C., Johnston P.* Sea-level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe // Geophys. J. Int. 1998. 134. P. 102–144.

12. Paulson A., Zhong S., Wahr J. Modelling post-glacial rebound with lateral viscosity variations // Geophys. J. Int. 2005. 163. P. 357–371. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005. 02645.x

13. *Steffen H., Wu P.* Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia: a review of data and modeling // J. Geodynamics. 2011. V.52. N 3–4. P. 169–204. https://doi.org/10.1016/j.jog. 2011.03.002

14. Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J. et al. Deglaciation of Fennoscandia // Quaternary Sci. Rev. 2016. 147. P. 91–121. http://dx.doi.org/ 10.1016/j.quascirev.2015. 09.016

Е.В. Архипова¹, А.Д. Жигалин², Г.В. Брянцева³, И.С. Гусева¹

Анализ вариаций активности сейсмофокальных зон в южной части Тихоокеанского пояса

Введение. Тихоокеанский пояс является самой тектонически и сейсмически активной мегаструктурой современной Земли. Его сейсмогеодинамическое развитие во многом определяет развитие современной Земли в целом. Вдоль субдукционных окраин современного Тихого океана происходит постепенное поглощение тихоокеанской литосферы, которое сопровождается многочисленными землетрясениями с очагами в широком диапазоне глубин вплоть до более 700 км. В процессе конвергенции плит с континентальной и океанической корой формируются временные последовательности сейсмических событий, и их временной ход на значительных интервалах осреднения отражает вариации интенсивности взаимодействия литосферных плит в пределах различных сегментов Тихоокеанского пояса.

Японский сейсмолог К. Моги рассматривал отмеченную им для сильных событий одновременную сейсмическую активизацию периферии Тихого океана как «подтверждение теории жестких плит с точки зрения сейсмологии» [1]. На основе данных по сейсмичности западного остороводужного сегмента Тихоокеанского пояса показано, что для

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

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

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; bryan.bryan@yandex.ru

различных уровней сейсмоактивной литосферы обнаруживается согласованный временной ход, что, по-видимому также свидетельствует о проявлении единого управляющего начала и о системном взаимодействии различных геосфер в общей системе накопления и разрялки напряжений западного сегмента Тихоокеанского пояса. Детальный анализ корреляции временных рядов землетрясений в различных интервалах глубины показывает, что наиболее отчетливая корреляция прослеживается для близповерхностных событий с очагами до глубин 20 км и мантийных землетрясений с гипоцентрами на глубинах свыше 100 км. Изза сравнительно невысокой корреляции сейсмичности промежуточных глубин 20-100 км не всегда можно говорить о высоком соответствии временных последовательностей для регионов северо-западного сегмента в целом [2]. Целью исследования, представленного в докладе, является анализ временных последовательностей изменения количества землетрясений, и выявление возможной согласованности временного хода сейсмических событий, возникающих в различных сегментах южной части Тихоокеанского пояса в целом, а также на различных глубинах.

Методика и исходные данные. В пределах южной части Тихоокеанского активного пояса выделены четыре сейсмически активных сегмента, два из которых расположены в южной части Западно-тихоокеанской островодужной окраины вдоль желобов Тонга и Кермадек и развиваются в условиях субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под одноименные островные дуги. Два других сегмента включают сейсмофокальные зоны (СФЗ), приуроченные к Чилийскому и Перуанскому желобам, протягивающимся вдоль побережья Южной Америки. Происхождение последних связано с субдукцией плиты Наска, расположенной в южной части Тихого океана по восточную сторону от СОХ, под Южно-американскую литосферную плиту.

Для каждого из сегментов по данным каталога USGS в интервале с 1973 по 2018 гг. составлены выборки сейсмических событий с M_{min} от 4.5 [3]. Каждая из выборок разделена на три сейсмоактивных горизонта: от 0 до 20 км, от 20 до 100 км и свыше 100 км. Для каждого из сегментов в целом и для всех выделенных в пределах сегментов сейсмоактивных уровней рассчитаны временные ряды годового количества землетрясений со скользящим осреднением по 10 годам и сдвигом в 1 год, которые в дальнейшем сопоставлены между собой с вычислением коэффициентов корреляции (таблица). На основе полученных данных сделаны выводы о согласованности долговременных вариаций в пределах сегментов в целом, а также для отдельных сейсмоактивных уровней. Таблица. Коэффициенты корреляции временных рядов годового количества землетрясений сейсмоактивных зон в южной части Тихоокеанского активного пояса со скользящим осреднением по 10 годам с 1973 по 2018 гг.

4>0	СФЗ	СФЗ Кер-	Чилийская	Перуанская
<i>n></i> 0	Тонга	мадек	СФЗ	СФЗ
СФЗ Тонга		0.80	0.65	0.72
СФЗ Кермадек	0.80		0.50	0.60
Чилийская СФЗ	0.65	0.50		0,50
Перуанская СФЗ	0.72	0.60	0.50	

h <30	СФЗ Тонга	СФЗ Кер- мадек	Чилийская СФЗ	Перуанская СФЗ
СФЗ Тонга		0.98	0.94	0.84
СФЗ Кермадек	0.98		0,96	0,88
Чилийская СФЗ	0.94	0.96		0.86
Перуанская СФЗ	0.84	0.88	0.86	

30~6~100	СФЗ	СФЗ Кер-	Чилийская	Перуанская	
30~11~100	Тонга	мадек	СФЗ	СФЗ	
СФЗ Тонга		0.88	-0.16	0.73	
СФЗ Кермадек	0.88		-0.03	0.47	
Чилийская СФЗ	-0.16	-0.03		-0,60	
Перуанская СФЗ	0.73	0.47	-00		

4~100	СФЗ	СФЗ Кер-	Чилийская	Перуанская
<i>n</i> ~100	Тонга	мадек	СФЗ	СФЗ
СФЗ Тонга		0.79	0.84	0.54
СФЗ Кермадек	0.79		0.72	0.37
Чилийская СФЗ	0.84	0.72		0.76
Перуанская СФЗ	0.54	0.37	0.76	

Примечание: h>0, h<30, 30<h<100, h>100 – диапазоны глубин гипоцентров землетрясений, СФЗ – сейсмофокальная зона.



Рисунок. Графики временных рядов СФЗ в южной части Тихого океана, отражающих вариации количестваземлетрясений с *M*≥4.5 в период с 1973 по 2018 гг., со скользящим осреднением по 10 годам. Надписи по горизонтальной оси указывают на пятый год 10-летнего интервала

Полученные результаты. При сопоставлении временных рядов для отдельных сегментов в целом, выяснилось, что наиболее хорошее соответствие наблюдается для СФЗ Тонга и Кермадек с коэффициентом корреляции Q=0.8, достаточно хорошо, с Q=0.72, коррелируют временные ряды Перуанской СФЗ и СФЗ Тонга, остальные коэффициенты менее высокие, но также положительные и варьируют в интервале от 0.5 до 0.65 (см. таблица, рисунок). В итоге сопоставление временных рядов для отдельных сегментов в целом показывает согласованный ход временных вариаций сейсмичности для СФЗ в южной части Тихоокеанского подвижного пояса с коэффициентами от 0.8 до 0.5. Общее согласованное изменение активности землетрясений для всех сегментов показывает относительное затишье активности в последнее десятилетие XX в.

При сопоставлении временных рядов различных сегментов в пределах одинаковых интервалов глубин, выяснилось, что наиболее близкое соответствие прослеживается для глубин до 20 км: коэффициенты корреляции для временных рядов по выборкам на глубинах от 0 до 20 км очень высоки и колеблются в интервале от 0.84 до 0.98. Достаточно высокие коэффициенты наблюдаются и для мантийных землетрясений с глубинами гипоцентров более 100 км. Наиболее высоки коэффициенты для СФЗ Тонга и Кермадек, Чилийской СФЗ – от 0.2 до 0.84. В целом положительными, но менее высокими являются коэффициенты корреляции временного ряда количества мантийных землетрясений Перуанской СФЗ и СФЗ других сегментов – от 0.37 до 0.76.

Менее однозначной является картина для временных рядов промежуточных глубин от 20 до 100 км. Высокая положительная корреляция отмечена для временных рядов СФЗ Тонга и Кермадек с Q=0.88, значимая положительная корреляция отмечена и для Перуанской СФЗ и СФЗ Тонга с Q=0.73. Для СФЗ Чилийского сегмента с СФЗ других сегментов все коэффициенты являются отрицательными, но варьируют от совсем небольших значений в -0.03 с СФЗ Кермадек, до значимых коэффициентов, равных -0.6 – с Перуанской СФЗ.

Выводы. Полученные результаты указывают на согласованное изменение активности землетрясений в южной части Тихоокеанского пояса, которое подтверждает системное единство проявлений сейсмичности и наличие единого управляющего начала, которым, по-видимому, являются взаимосвязанные процессы спрединга в пределах Тихоокеанского СОХ и субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под островные дуги Тонга и Кермадек на западе, а также субдукции плиты Наска под Южно-Американскую литосферную плиту на востоке. В свою очередь, долговременные вариации числа землетрясений в пределах рассмотренных сегментов Тихоокеанского подвижного пояса, отражают вариации интенсивности современных геодинамических процессов, связанных с явлениями спрединга и субдукции в пределах Южной Пацифики.

Литература

1. Моги К. Предсказание землетрясений. М.: Мир, 1988. 382 с.

2. Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С. Современный сейсмогеодинамический режим островодужной окраины Тихого океана / Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 22–28.

3. Earthquake Data Base USGS http://earthquake.usgs.gov

Взаимосвязи движений и флюидодинамики ядра, мантийных и внутрикоровых процессов – суть объёмной геодинамики Земли

Тектонически активные элементы строения Земли, такие как пояса и области субдукции, апвеллинга, магматизма в океанах, внутри- и окраинно-континентальные рифты, формирующиеся орогены, осадочные и нефтегазоносные бассейны (О и НГБ) сохраняют тектоническую активность в течение десятков и даже сотен миллионов лет. Некоторые рифтовые системы, О, НГБ и орогены испытывают повторные активизации магматической и гравитационной деструкции, а также последующей аккреции. Причем эта активность сохраняется в процессе латерального их перемещения на сотни и даже тысячи километров внутри движущихся более масштабных образований – континентов и прилегающих смежных частей океанических тектонических элементов, которые вместе образуют автономно эволюционирующие группировки (ансамбли) коромантийных плит (секторов) [1], а не литосферных плит.

Ранее выполненные исследования позволили сделать вывод, что после распада Пангеи Вегенера на Земле обособились три группировки коромантийных секторов – конкретно: Африкано-Евразиатско-Австрало-Западно-Тихоокеанская; Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая, которые в реальности представляют собой земные конвективные ячейки Бенара g-типа, и в которых известные коромантийные плиты (сектора) движутся не по астеносфере, а по слою D^{//} или по разделу ядро-мантия. При этом, как свидетельствуют данные современной качественной сейсмотомографии, выявленные глубинные радиальные и субрадиальные подкоровые и подлитосферные структуры в мантии каждой из указанных группировок сохраняют свое положение в интервале глубин до 2900 км, фактически от поверхности до слоя D^{//} на разделе ядро-мантия, и функциональные связи с указанными внутрикоровыми образованиями.

Примером может являться Байкальская система рифтов (рисунок, A). Область пониженных скоростей распространения продольных волн (Vp) под Байкальским рифтом на всю толщину коромантийной оболочки свидетельствует о деструктивном процессе и встречном восходящем магматизме за счет декомпрессии между неравномерно гравитационно

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия;

D_Astafiev@vniigaz.gazprom.ru




I – граница Мохоровичича; 2 – граница Конрада; 3 – гранитный слой; 4 – базальтовый слой; 5 – листрический разлом; 6 – область внедренных интрузий и хрупкопластических деформаций за счет неравномерного гравитационного погружения мантийного и корового вещества; 7 – направления движения: а – восходящего магматизма, б – гравитационного нисходящего; 8 – залежь газоконденсатная; 9 – прогнозируемая газоконденсатная залежь; 10 – скважины: а – пробуренная, б – рекомендуемая после выполнения детальных сейсморазведочных работ.

Б. Сейсмический разрез мантии по линии «озеро Байкал – южные Японские острова». На врезке: разрез земной коры и верхов мантии через Южно-Байкальскую впадину. Оболочки Земли: І – верхняя мантия, II – нижняя мантия, III – ядро Земли (Крылов и др., 1993). *1* – аномальный слой верхней мантии; аномальная зона с дефицитом Vp, км/с: 2 – 0.09, 3 – 0.07, 4 – осадочная порода; 5 – проекция пересечения сейсмического луча с контуром аномальной мантии

погружающимися столбчатыми телами [2]. Об этом свидетельствует сейсмический разрез мантии по линии Байкал – Японские острова, на котором фиксируются аномальные слои с дефицитом скорости Vp в нижней и верхней оболочках мантии (рисунок, Б).

Ранее при интерпретации материалов ГСЗ обращалось внимание на корни орогенов и в целом на литосферные глубинные структуры этих тектонически активных элементов, при этом считалось, что они все равно движутся по астеносфере под воздействием конвективного процесса в самой астеносфере.

Новейшие данные качественной сейсмотомографии свидетельствуют о том, что радиальные и субрадиальные глубинные структуры всех без исключения тектонически активных элементов сохраняются не только в литосфере, но и в глубинном интервале астеносферы, а также в нижней мантии вплоть до слоя D'', вероятно даже включая этот слой, который под этими элементами увеличен в толщине и имеет заметную расслоенность [4]. Эта важная особенность строения мантийного вещества по данным сейсмотомографии отчетливо проявляется на срезах 150, 450 км и ниже до глубины 2800 км [5].

Данные по структуре поверхности ядра, а именно прогнутые на 4–6 км области под поясами субдукции и приподнятые на 4–6 км под поясами и областями апвеллинга–спрединга, также, по всей видимости, в процессе латерального перемещения и изменения объёма и конфигурации границ группировок коромантийных секторов сохраняют свое положение относительно указанных внутрикоровых образований – поясов и областей субдукции–дайвинга для активных окраин континентов и апвеллинга–спрединга для срединно-океанических хребтов. То есть рельеф внешней жидкой оболочки ядра и в целом его объёмная геометрия изменяются синхронно с латеральным перемещением и объёмной тектоно-геодинамической эволюцией в каждой из существующих на Земле группировок коромантийных секторов.

Это связано с тем, что внешняя жидкая оболочка ядра (внешнее жидкое ядро), особенно расслоенная верхняя её часть, функционально связана с планетарной магмофлюидодинамической системой Земли, которая включает: 1) встречный гравитационному погружению восходящий к поверхности магматизм в поясах и областях субдукциидайвинга, континентальных рифтовых систем и формирующихся орогенов, связанный с декомпрессией неравномерно и дискретно погружающихся столбчатых тел коромантийной оболочки под слэбами, континентальными и окраинно-континентальными рифтами, О, НГБ и орогенами; 2) слой D^{//} и, вероятно, внешние слои жидкой оболочки ядра; 3) магматизм поясов и областей апвеллинга-спрединга; 4) дискретно формирующиеся в деформационных зонах коромантийной оболочки и активно действующие плюмы горячих точек.

В этом случае такая магмофлюидодинамическая система представляет собой постоянно существующий резервуар (депо) квазижидкого вещества мантии и внешней оболочки ядра, выполняющий функцию эффективного отвода эндогенной энергии Земли, магматической, а затем и гравитационной деструкции участков коромантийной оболочки под указанными тектонически активными элементами. Деструктивные процессы после интрузивного и эффузивного магматизма, обеспечивающего вынос вещества коромантийной оболочки в верхние слои земной коры и на поверхность, а также его дифференциацию и поглощение через фазовый переход во внешние слои жидкого ядра, сменяются аккрецией, восстанавливающей плотность и свойства вещества коромантийной оболочки под тектонически активными элементами.

За счет отдельных районов магматизма, а также за счет ротационных сил развивается начальная аккреция. Для океанических коромантийных секторов такая аккреция вызывает трансформацию. Далее магматизм усиливается, аккреция нарастает, увеличивая площадь проявления, что фактически приводит к развитию вулканических хребтов, плато, островодужных систем и начального этапа континентогенеза. Далее в ослабленных (подвергнутых деструкции) коромантийных секторах развиваются устойчивые сквозные радиальные структуры, вызывающие на поверхности рифтогенез. При этом формируются термоплюмы, которые отводят эндогенную тепловую энергию, выделяющуюся на разделе ядро-мантия.

Выводы: Эндогенным источником напряжений в земной коре является конвективный процесс в автономно эволюционирующих группировках коромантийных секторов, приводящий к появлению термоплюмов на разделе ядро-мантия и захвату мантийного вещества, транзита его через слой D'' и, вероятно, через внешние слои жидкого ядра на постоянно действующую подпитку апвеллинга под океаническими поясами апвеллинга–спрединга.

Континентальные рифтовые системы, О, НГБ, орогены и в целом континенты – всё это следствия наличия в коромантийной оболочке Земли конвективного процесса в выделенных (сформировавшихся) группировках коромантийных секторов. При этом происходит планетарный дрейф группировок коромантийных секторов (плит), а внутри них деструкция, рифтогенез, формирование надрифтовых депрессий, аккреция, орогенез земной коры над бывшими областями деструкции– дайвинга, частичный возврат вещества коры в мантию, сокращение площади континентов и почти синхронное их наращивание на активных окраинах. С учетом наличия планетарной магмофлюидодинамической системы Земли, роли ядра, продолжающего выделять эндогенную энергию за счет эксцентриситета и трения, можно считать, что для планеты Земля в полной мере реализуется объемная геодинамика.

Таким образом, уточнены представления о глубинном строении, природе и предназначении внутри- и окраинно-континентальных рифтов, О и НГБ, орогенов, а также наиболее масштабных континентальноокеанических коромантийных образований в целом - как неизбежных результатах объёмной конвективно-аккреционной геодинамики Земли, обусловленной установившимся гравитационно-приливным механизмом генерации эндогенной энергии в ядре, на разделе ядро-мантия и в коромантийной оболочке, а также термохимическим механизмом конвекции [3], охватывающим не только коромантийную оболочку, но и внешнюю (жидкую) оболочку ядра. В этой связи появились все основания считать, что на планете Земля реализуется полноценная, всеохватывающая объёмная геодинамика с достаточно активным перемещением вещества как в радиальных, так и в латеральных направлениях, обеспечивающая океано- и континентогенез, периодическое раскрытие и закрытие океанов, формирование и распад пангей, а внутри континентов и океанов формирование деструктивных, аккреционных структур и магматогенных образований – рифтовых систем, надрифтовых осадочных и нефтегазоносных бассейнов, орогенов, островных вулканических дуг, океанических плато и других образований эндогенной природы.

Литература

1. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–35. 2. Астафьев Д.А. Современные тенденции в решении фундаментальных проблем бассейногенеза и нефтегазоносности. ROGTEC. http://issuu.com/rogtecmagazine/docs/issue32_lowres. Mapt 2013. C. 24–43.

3 Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е. Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.

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. V. 127. P. 1–7.

Я.Г. Аухатов¹

Надвиговые движения и нефтеносность доманиковых отложений

Надвиговые движения широко развиты в складчатых областях и на платформах. Еще А.П. Карпинский (1894) указывал, что тектоника Русской плиты обуславливается «соотношением с тангенциальными движениями двух различных ветвей Уральской и Кавказской, примыкающих к платформе с восточной и южной сторон». А.В. Пейве (1961) указывал большой роли горизонтальных перемещений в тектонике. П.Н. Кропоткин (1987) отмечал, что интенсивные горизонтальные сжатия охватывают верхние слои земной коры в складчатых областях и платформах. Складчатые деформации платформенного осадочного чехла В.Е. Хаин (1982) связывает с тангенциальным сжатием. Концепцию передачи тектонических напряжений от геосинклинальных поясов в сторону платформы на большие расстояния разработал Ю.М. Пущаровский (1969). Теоретические предпосылки дальней передачи тектонических движений тангенциального сжатия с Урала основательно разработал и дал первое практическое развитие М.А. Камалетдинов [6]. В институте геологии Башкирского научного центра Уральского отделения АН была создана научная школа шарьяжно-надвиговой тектоники Камалетдинова-Казанцевых, по-новому объясняющая важнейшие геоло-

¹ ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань, Россия; yan-89178823520@yandex.ru, http: www.csmr

гические явления и процессы, а также генезис нефти и других полезных ископаемых [7].

Изучение надвиговых движений в доманиковых нефтематеринских отложениях представляет большой интерес для понимания генезиса нефтяных углеводородов и поиски «сланцевых» углеводородов. М.И. Губкин неоднократно подчеркивал важную роль тектонических сил для выжимания рассеянных углеводородов из нефтематеринских глинистых пород в песчаные коллекторы.

Тангенциальное сжатие передается через литопластины жестких массивных пород (песчаники, карбонаты и т.д.), вызывая их горизонтальное перемещение по поверхностям надвигов, по пластичным тонкослоистым породам, играющим роль смазки. Например, на западном склоне Урала, например, битуминозные сланцы и тонкослоистые известняки доманиковой свиты франского яруса верхнего девона, как правило, смяты в многочисленные мелкие складки, в то время как нижне- и вышележащие толстослоистые известняки таких складок не образуют [7].

Доманиковая отложения характеризуется парагенезисом пород переслаивания темно-серых, темно-коричневых и черных тонкоплитчатых, в различной степени битуминозных и окремнелых сланцев, мергелей, аргиллитов и карбонатов. Отличительными чертами или признаками этих отложений является темная окраска за счет присутствия органических веществ (OB), относительная глубоководность, глинистость, а также ряд других геохимических признаков, указывающих на принадлежность пород к относительно глубоководным, аноксидным условиям некомпенсированного осадконакопления. Доманиковые отложения контролируются областями опускания некомпенсированого типа и приурочены к участкам платформы, в которых опускание значительно превышает скорость осадконакопления.

Согласно представлениям М.А. Камалетдинова, Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой [7] 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 нефтенакопления. 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 преобазования ОВ осадочных пород, нефтей, газов и пластовых вод. Гидротермальные воды сопровождающие надвиговые движения приводят к вторичным преобразованиям коллекторов и флюидоупоров в нефтяных месторождениях.

Автором было установлено, что многочисленные срезы обсадных колонн в Западной Сибири и Волго-Уральской области приурочены к интервалам развития доманиковых отложений в результате тектонических подвижек надвигового характера [3]. Было показано, что «аномальные разрезы» баженовсого 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 наблюдаются аномальное повышение температуры. Коллектора с горизонтальной трещиноватостью в баженовской свиты типа баженитов, из которых идет добыча нефти в Салымском районе, характеризуется повышенными пластовыми температурами. Надвиговые подвижки сопровождаются повышенной микросейсмичностью, а иногда землетрясениями как Нефтеюганске. При этом надо отметить, что повышенная микросейсмичность приводит к естественному восполнению запасов месторождений углеводородов [5].

Изучение тепловых аномалий горы Янгантау (Республика Башкортостан) и доманиковых отложениях нефтегазоносных бассейнов показывают их связь с широким развитием надвиговых движений. В строении горы Янгантау участвуют отложения янгантауской свиты (типа доманика). представленные в основном темно-серыми, почти черными, битуминозными мергелями, они перспективны для поисков углеводродов и могут рассматриваться как нефтематеринские породы [4]. В наиболее битуминозных разностях количество органического вещества достигает 14.7%. Результаты бурения и исследования скважин и керна показывают, что феномен тепловых аномалий тесно связан с доманиковыми отложениями янгантауской свиты и тектоническими подвижками. Образование тектонических трещин по этим отложениям, во время надвиговых движений, создавали условия для проникновения воздуха и воды в доманиковые отложения, что способствовало окислению ОВ, сульфидов железа, а также переходу керогена на нефтяные углеводороды. Сегодня такие условия создаются искусственно – закачкой воздуха и воды в баженовские отложения Надымском районе Западной Сибири для добычи сланцевой нефти. Переход механических напряжении в тепловую в пределах горы Янгантау было показано башкирскими учеными и были сделаны математические расчеты [8]. Можно считать, что гора Янгантау является моделью для изучения процессов нефтегазообразования в доманиковых отложениях [2].

Для оценки перспектив нефтегазоносности доманиковых формаций большое значение имеет применение аэрокосмических методов и, в частности, метода тепловизионной генерализации Р.Д. Мухамедярова [1].

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. Термогеодинамическая модель нефтяных месторождений в доманиковых отложениях // Материалы Международной научнопрактической конференции. Казань: Изд-во «Слово», 2018. С. 127–128.

3. *Аухатов Я.Г.* Тектонические условия среза обсадных колонн в нефтегазодобывающих районах // Тезисы докладов 15 Губкинских чтений. М.: 1999. С. 9.

4. Исмагилов Р.А. Янгантауская свита – основной перспективный нефтегазогенерирующий объект // Материалы междунар. научно-практ. конф. «Трудноизвлекаемые и нетрадиционные запасы углводородов: опыт и прогнозы». Казань: Изд-во «Фэн» АН РТ, 2014. С. 231–233.

5. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Современная геодинамика и нефтенакопление // Геология. Известия Отделения наук о Земле и экологии. 2008. № 12. С. 76–83.

6. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

7. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др.* Шарьяжные и надвиговые структуры фундамента платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.

8. Нигъматуллин Р.И., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Происхождение тепловых аномалий горы Янгантау на Южном Урале // Геология. Изв. Отделения наук о Земле и экологии. 1998. № 3. С. 24–43.

Инверсионная тектоника в породах фундамента Лапландско-Кольского коллизионного орогена

Установлено, что Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита представляет собой тектонически переработанную в позднем палеопротерозое краевую часть Карельского кратона и является фундаментом глубоко эродированного Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО) [1]. В строении БП участвуют, главным образом, архейские полиметаморфические комплексы. Их поздне-палеопротерозойская переработка (~1.91–1.85 млрд лет) включает четыре главные стадии:

(D₁) Тектоническое захоронение до уровней нижней коры на пике коллизии. Метаморфизм до эклогитовой/высокобарной гранулитовой фации [2] в условиях, близких к статическим [3].

 (D_2) Изотермическая декомпрессия при продолжающемся сжатии за счет изостатического всплывания утолщенной коры. Частичное плавление и пластические деформации пород в условиях перехода от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма. Формирование глубинных покровов, которые ранее относились к архейским [4], направление тектонического транспорта осуществлялось с CB на ЮЗ (в современных координатах).

(D₃) Инверсионная тектоника в условиях растяжения. Дальнейшая эксгумация полиметаморфических комплексов до уровней хрупкопластического перехода. Пологие сбросы, по которым осуществляется обратное направление тектонического транспорта – с ЮЗ на СВ (в современных координатах).

(D₄) Складчато-блоковые деформации в условиях растяжения. Тектоническое совмещение доменов с разной коллизионной переработкой.

Вторая и третья стадии достоверно установлены в Чупинско-Лоухском домене БП. С помощью геометрического анализа их не всегда удается разделить из-за близкой пространственной ориентировки основных структурных элементов. Наименее изучены локально проявленные хрупко-пластические деформации третьей стадии, осуществлявшиеся в условиях амфиболитовой фации, когда частичное плавление уже закончилось. Эти деформации фиксируют начало коллапса орогена, при смене сжатия растяжением и инверсии направления тектонических

¹ Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, Москва, Россия; fisana@yandex.ru, nikserebr@yandex.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; pavel.azimov@mail.ru

перемещений. На основе детального геолого-структурного картирования участков (Хитоостров, Вуатваракка, Лягкомина, Роватоостров и др.) был выделен следующий структурный парагенез D₃:

1. Асимметричные наклонные складки F_3 амплитудой от десятков см до первых сотен метров. В складки сминаются ранее сформированные плоскостные текстуры S_2 (гнейсовидность, мигматитовая и метаморфическая полосчатость) стадии D_2 . Угол между крыльями F_3 составляет 30–90°. В замках складок отмечаются седловидные кварцевые жилы с сульфидной минерализацией. Осевые плоскости складок под углами 10–50° наклонены на ЮЗ, шарниры b_3 под углами от 0 до 45° погружаются на C3-CC3. В разрезе (боковые стенки обнажений, перпендикулярные b_3) по рисунку складок фиксируется направление тектонического транспорта в CB направлении. При деформации комплексов с контрастной реологией (например, чередования массивных ортогнейсов и тонкополосчатых парагнейсов) наблюдается дисгармоничная складчатость.

2. Линейность L₃, параллельная шарнирам b₃, отмечена только в гнейсах, где она представлена кварц-полевошпатовыми агрегатами.

3. Плоскостные текстуры S₃ диагностируются редко. Характер их формирования зависит от состава и реологии среды. В наиболее пластичных породах они не образуются или представляют собой зачаточную сланцеватость, подчеркнутую скоплениями слюдистых минералов, обычно биотита. В менее пластичной среде текстуры S₃ представлены кливажными трещинами, параллельными осевым плоскостям складок F₃. В пределах одного участка могут наблюдаться все варианты развития S₃.

4. Срывы на длинных пологих крыльях складок F₃, приуроченные к границам реологически контрастных пород. Срывы иногда подчеркиваются развитием маломощных кварцевых жил. Они имеют сбросовую кинематику и амплитуду от первых метров до первых десятков метров (в тех случаях, когда ее возможно установить). В целом пространственное положение срывов близко к ориентировге глубинных надвигов стадии D₂, но на стадии D₃ происходит инверсии направления перемещений и реализация в менее глубинных условиях.

Инверсионная тектоника описана в структуре многих коллизионных орогенов, но, как правило, фиксируется на верхних коровых уровнях [5].

Литература

1. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.) // European

Lithosphere Dynamics Geological Society. London. Memoirs. 32. 2006. P. 579–598.

2. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 238–242.

3. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

4. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатые структуры Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

5. Scisciani V., Agostini S., Calamita F., Pace P., Cilli A., Giori I., Paltrinieri W. Positive inversion tectonics in foreland fold-and-thrust belts: a reappraisal of the Umbria–Marche Northern Apennines (Central Italy) by integrating geological and geophysical data // Tectonophysics. 2014. V. 637. P. 218–37.

В.А. Бабешко¹, О.В. Евдокимова¹, О.М. Бабешко²

Об одном механическом подходе моделирования подготовки землетрясений в океане и прибрежной субдукционной зоне

1. Рассматривается граничная задача о горизонтальном движении океанических полубесконечных литосферных плит, встречающихся своими торцами. Плиты предполагаются расположенными на базальтовом основании границы Конрада, и описываются уравнениями пластин Кирхгофа. Сверху литосферные плиты покрыты океаническим слоем жидкости. С учетом масштабов толщины коры и радиуса Земли океанический слой моделируется уравнениями мелкой воды. В случае океанического варианта литосферные плиты принимаются однотипными по механическим характеристикам. В субдукционной зоне Беньофа происходят изменения свойств литосферных плит. Океанические плиты, подползающие под континентальные, изгибаются, ломаются до образования разломов, нагреваются в ожидании плавления. Рассматривая в зоне

¹ Институт Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия; babeshko41@mail.ru

² Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

Беньофа образовавшийся разлом литосферных плит, принимаются разнотипные механические свойства пластин на разных его берегах, именно, находящаяся в океане – изотропная, приблизившаяся к континенту – анизотропная.

Для исследования граничной задачи используем метод блочного элемента. Этот метод был успешно применен при исследовании прогнозирования стартового землетрясения [1–3] и при прогнозировании цунами [4]. Его основы детально изложены в [5].

2. Примем оси координат $x_1 o x_2$ расположенными в плоскости пластин, а ось x_3 имеющей направление по внешней нормали к основанию. Уравнения граничных задач для пластин имеют форму

$$\mathbf{R}_{b}(\partial x_{1},\partial x_{2})\mathbf{u}_{b} - \boldsymbol{\varepsilon}_{5b}\mathbf{g}_{b} = \boldsymbol{\varepsilon}_{5b}\mathbf{t}_{b}$$
$$\mathbf{R}_{b}(\partial x_{1},\partial x_{2})\mathbf{u}_{b} = \left\| \begin{pmatrix} \frac{\partial^{2}}{\partial x_{1}^{2}} + \boldsymbol{\varepsilon}_{1b}\frac{\partial^{2}}{\partial x_{2}^{2}} \end{pmatrix} u_{1b} \quad \begin{pmatrix} \boldsymbol{\varepsilon}_{2b}\frac{\partial^{2}}{\partial x_{1}\partial x_{2}} \end{pmatrix} u_{2b} \\ \begin{pmatrix} \boldsymbol{\varepsilon}_{2b}\frac{\partial^{2}}{\partial x_{1}\partial x_{2}} \end{pmatrix} u_{1b} \quad \begin{pmatrix} \frac{\partial^{2}}{\partial x_{2}^{2}} + \boldsymbol{\varepsilon}_{1b}\frac{\partial^{2}}{\partial x_{1}^{2}} \end{pmatrix} u_{2b} \\ \end{pmatrix} \right\|$$

Рассматривается каждая пластина как многообразие с краем, причем $\mathbf{u}_b = \{u_{1b}, u_{2b}\}$ – вектор перемещения точек пластин по касательной и нормали к торцам пластин лежит в их срединных плоскостях. Обозначим

$$\mathbf{R}_{b0}(-i\boldsymbol{\alpha}_{1},-i\boldsymbol{\alpha}_{2})\mathbf{U}_{b} = \begin{vmatrix} (\boldsymbol{\alpha}_{1}^{2}+\boldsymbol{\varepsilon}_{1b}\boldsymbol{\alpha}_{2}^{2})U_{1b} & \boldsymbol{\varepsilon}_{2b}\boldsymbol{\alpha}_{1}\boldsymbol{\alpha}_{2}U_{2b} \\ \boldsymbol{\varepsilon}_{2b}\boldsymbol{\alpha}_{1}\boldsymbol{\alpha}_{2}U_{1b} & (\boldsymbol{\alpha}_{2}^{2}+\boldsymbol{\varepsilon}_{1b}\boldsymbol{\alpha}_{1}^{2})U_{2b} \end{vmatrix}$$
$$\mathbf{U} = \mathbf{F}_{2}\mathbf{u}, \quad \mathbf{G} = \mathbf{F}_{2}\mathbf{g}, \quad b = 1, 2, ..., B,$$

Преобразование Фурье дифференциальной части системы уравнений имеет вид

$$\mathbf{R}_{b} = -\mathbf{R}_{b0}(-i\boldsymbol{\alpha}_{1}, -i\boldsymbol{\alpha}_{2})\mathbf{U}_{b} = \left\| \begin{pmatrix} \boldsymbol{\alpha}_{1}^{2} + \boldsymbol{\varepsilon}_{1b}\boldsymbol{\alpha}_{2}^{2} \end{pmatrix} U_{1b} & \boldsymbol{\varepsilon}_{2b}\boldsymbol{\alpha}_{1}\,\boldsymbol{\alpha}_{2}U_{2b} \\ \boldsymbol{\varepsilon}_{2b}\boldsymbol{\alpha}_{1}\,\boldsymbol{\alpha}_{2}U_{1b} & \left(\boldsymbol{\alpha}_{2}^{2} + \boldsymbol{\varepsilon}_{1b}\boldsymbol{\alpha}_{1}^{2}\right)U_{2b} \\ \mathbf{U} = \mathbf{F}_{2}\mathbf{u}, \quad \mathbf{G} = \mathbf{F}_{2}\mathbf{g}, \quad b = 1, 2, \dots, B, -\mathbf{R}_{b0}(-i\boldsymbol{\alpha}_{1}, -i\boldsymbol{\alpha}_{2}) \\ \boldsymbol{\varepsilon}_{1b} = 0.5(1 - \boldsymbol{v}_{b}), \quad \boldsymbol{\varepsilon}_{2b} = 0.5(1 + \boldsymbol{v}_{b}), \quad \boldsymbol{\varepsilon}_{5b} = \frac{1 - \boldsymbol{v}_{b}^{2}}{E_{b}h_{b}} \\ \end{array} \right\|$$

$$g_{1b} = \mu_{0b} \left(\frac{du_{1b}}{dx_3} + \frac{du_{3b}}{dx_1} \right), \quad g_{2b} = \mu_{0b} \left(\frac{du_{2b}}{dx_3} + \frac{du_{3b}}{dx_2} \right)$$
$$\mu_{0b} = \frac{\mu_b}{H}, \quad x_3 = 0, \quad \mathbf{g} = \{g_{1b}, g_{2b}\}$$

Приняты следующие обозначения: μ_b – модуль сдвига, V_b – коэффициент Пуассона, E_b – модуль Юнга, h_b – толщина, **g**, $\mathbf{t}_b = \{t_{1b}, t_{2b}\}$ – векторы контактных напряжений и внешних горизонтальных воздействий соответственно, действующих по касательной к границе основания, как и перемещения, в областях Ω_b , где $b = \lambda$ для левой плиты и b = r– для правой. $\mathbf{F}_2 \equiv \mathbf{F}_2(\alpha_1, \alpha_2)$, $\mathbf{F}_1 \equiv \mathbf{F}_1(\alpha_1)$ – двумерный и одномерный операторы преобразования Фурье соответственно. Описанные в [2] граничные условия здесь сохраняются. На границах пластин в случае жесткого защемления краев выполняются условия

$$u_1 = 0, \quad u_2 = 0$$

Выражения для нормальной N_{x_2} и касательной $T_{x_1x_2}$ составляющих напряжений к срединной плоскости на торцах пластин даются соответственно соотношениями

$$T_{x_1x_2} = \boldsymbol{\varepsilon}_7 \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right), \quad N_{x_2} = \boldsymbol{\varepsilon}_8 \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \boldsymbol{\nu} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} \right),$$
$$\boldsymbol{\varepsilon}_7 = \frac{E}{2(1+\boldsymbol{\nu})H}, \quad \boldsymbol{\varepsilon}_8 = \frac{E}{(1-\boldsymbol{\nu}^2)H}$$

Для деформируемого основания, описываемого граничной задачей (2.1), применимы различные модели, даваемые соотношениями 2.2) **g** – вектор касательных напряжений под пластинами на границе основания.

Свойства матриц-функций $K_{ks}(\alpha_1, \alpha_2, x_3)$ в статическом случае описаны в [3, 4] для слоистой среды. Поведение блочного элемента, которым является слой толщины H_1 несжимаемой жидкости Ω_0 на океанической литосферной плите, описывается уравнениями мелкой воды следующего вида

$$p = (i\omega\rho\varphi + \rho g \frac{ih_b}{\omega H_1^2} \Delta\varphi)e^{-i\omega t} - w e^{-i\omega t}$$

Здесь p – давление в слое жидкости, ρ – плотность жидкости, g ускорение свободного падения, φ – потенциал скоростей в жидкости, w – внешнее воздействие на слой. Учитывая, что на верхней границе литосферной плиты на нее оказывается давление слоя жидкости, с учетом взятой модели необходимо принять

$$t_{3b} = p$$
 и $u_{3b} = \frac{h_b}{i\omega H_1^2} \Delta \varphi_b$

В результате, дифференциальное уравнение относительно потенциала скоростей принимает вид

$$\Delta^{3}\boldsymbol{\varphi}_{b} + (\boldsymbol{\varepsilon}_{53b}\boldsymbol{\rho}g - \boldsymbol{\varepsilon}_{43b})\Delta\boldsymbol{\varphi}_{b} + \boldsymbol{\varepsilon}_{53b}\boldsymbol{\rho}\frac{\boldsymbol{\omega}^{2}H_{1}^{2}}{h_{b}}\boldsymbol{\varphi}_{b} - i\boldsymbol{\varepsilon}_{53b}\frac{\boldsymbol{\omega}H_{1}^{2}}{h_{b}}(g_{3b} - w_{b}) = 0$$

3. Рассматривая плиты и основание как блочную структуру, состоящую из трех деформируемых блоков, применим для ее исследования метод блочного элемента. Этот метод, как описано в [5], предполагает, как первый шаг, погружение средствами внешней алгебры граничной задачи в топологическую структуру. В результате строится функциональное уравнение граничной задачи для блочной структуры. Многошаговый алгоритм дальнейших исследований функционального уравнения, назван авторами внешним анализом в теории блочного элемента [5]. Он включает дифференциальную факторизацию матриц-функций с элементами из нескольких комплексных переменных, реализацию. автоморфизма, состоящую. в вычислении форм-вычетов Лере, либо неполных функциональных уравнений Винера-Хопфа, построение псевдодифференциальных уравнений, извлечение из них интегральных уравнений, диктуемых конкретными граничными условиями граничной задачи, решение интегральных уравнений и получение интегрального представления граничной задачи в каждом блоке в форме «упакованного» блочного элемента. Наконец, «склейка» решений каждого блока, состоящая в построении фактор-топологии некоторых топологических пространств, являющихся декартовыми произведениями топологических пространств носителей и решений. Так исследуется рассматриваемая четырехблочная топологическая структура, введенная выше.

4. В результате исследования получены оценки напряженнодеформированного состояния литосферных плит для разных расположений берегов разломов – сближенных и удаленных.

В частности, могут случаться ситуации, когда в зоне разлома имеет место нарастание в области контакта напряжений вплоть до сингуляр-

ных. Это свидетельствует о возможности возникновения подводного землетрясения. На основании этих данных прогнозируются различные процессы в океанической зоне на предмет возникновения землетрясений, цунами или иных явлений.

Отдельные фрагменты работы выполнены в рамках реализации госзадания Минобрнауки на 2019 г., проекты (9.8753.2017/8.9), ЮНЦ РАН на 2020 г., проекта (00-19-13) № госрег. 01201354241, программ президиума РАН №7, проект (00-19-03) и №20 проект (00-19-10), и при поддержке грантов РФФИ (19-41-230003), (19-41-230004), (19-48-230014), (17-08-00323), (18-08-00465), (18-01-00384), (18-05-80008).

Литература

1. Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M. On the possibility of predicting some types of earthquake by a mechanical approach // Acta Mechanica. 2018. V. 229. N 5. P. 2163–2175. hpps//doi.org/10.1007/s00707-017-2092-0

2. Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M. On a mechanical approach to the prediction of earthquakes during horizontal motion of litospheric plates // Acta Mechanica. 2018. hpps//doi.org/10.1007/s00707-018-2255-7

3. Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M. Action of the semiinfinite plates on the elastic layer // Procedia IUTAM. T. 9. 2016. P. 1–6.

4. Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M. Application of the Block Element Method to the Problem of Predicting the Preparation of a Tsunami // Doklady Physics. 2019. V. 64. N. 9. P. 370–375. DOI: 10.1134/S1028335819090064].

5. *Babeshko V.A., Evdokimova O.V., Babeshko O.M.* The theory of the starting earthquake // Ecological Bulletin of Research Centers of the Black Sea Economic Cooperation. 2016. N 1. V. 2. P. 37–80.

Модели термальной эволюция Гулинского интрузивного массива (север Сибирской платформы) по результатам трекового датирования апатита и компьютерного моделирования

Формирование на рубеже палеозоя и мезозоя Сибирских траппов крупнейшей из сохранившихся на Земле континентальных магматических провинций – в настоящее время рассматривается как одно из ключевых проявлений эндогенных процессов на нашей планете. При этом на сегодняшний день термальная история Сибирской платформы остается неизученной, а термохронологические исследования в ее пределах единичны [1]. Время проявления основной фазы магматической активности в пределах Сибирской трапповой провинции, согласно недавним прецизионным U-Pb датировкам, составляет ~252.0-251.3 млн лет [2, 3]. При этом, время общей продолжительности формирования этой магматической провинции остаётся дискуссионным; например, значительное количество Аг/Аг определений изотопного возраста представлено значениями ~240 млн лет [4], а единичные определения трекового возраста апатита, отвечающие времени остывания пород кровли кристаллического фундамента Сибирской платформы до температуры ниже 110°С, составляют 222-185 млн лет [1]. Для того, чтобы разработать модель тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы в мезозое и кайнозое, мы выполнили трековое датирование монофракций апатита из фоскоритов Гулинского плутона, а также компьютерное моделирование процесса его постмагматического остывания, и сопоставили полученные результаты.

Гулинский массив расположен в пределах Маймеча-Котуйского района Сибирской пермо-триасовой магматической провинции и является крупнейшим в мире щелочно-ультраосновным комплексом, площадь которого по геофизическим данным составляет около 2000 км². Согласно структурно-текстурным особенностям пород всех фаз внедрения Гулинского плутона, представленных на современном эрозионном

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanya.bagdasaryan@yandex.ru

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

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

⁴ Аризонский университет, Тусон, США

срезе, он формировался в гипабиссальных условиях, вероятно, не глубже 1.5 км. Возраст вмещающих плутон трахириодацитов дельканской свиты, определенный U-Pb TIMS методом по циркону, составляет 251.1±0.3 млн лет [2], туфов дельканской свиты – U-Pb CA-TIMS методом по циркону – 251.9–251.5 млн лет [3]. Результаты датирования карбонатитов последней фазы внедрения U-Pb методом по бадделеиту составляют 250.8±1.2 [5] и 250.2±0.3 [2], Th-U-Pb методом по торианиту – 250.1±2.9 млн лет [5].

С целью определения термальной истории пород современного эрозионного среза, нами был выполнен трековый анализ трех монофракций апатита, выделенных из двух проб, отобранных из апатит-кальцитовых фоскоритов Южного карбонатитового массива, образовавшегося на заключительной стадии формирования полифазного Гулинского плутона. Трековое датирование проводилось методом внешнего детектора в университете Аризоны (Тусон).

Полученный трековый возраст монофракций апатита находится в диапазоне ~250–231 млн лет со средней ошибкой определения (1 σ) ±34 млн лет. Большая погрешность определения трекового возраста объясняется низким содержанием U в анализируемых пробах (<1 г/т). Моделирование термальной истории с использованием данных о трековом возрасте и распределении длин треков производилось в программе HeFTy v. 1.8.3. Полученная модель термальной эволюции позволяет сделать предварительный вывод о том, что с момента своего внедрения 250 млн лет назад, фиксируемого U-Pb датировками изотопного возраста (см. выше), породы Южного карбонатитового массива к моменту ~246 млн лет (значение трекового возраста) остыли до ~110°C и в геологическом масштабе времени быстро (первые миллионы лет) остыли ниже 60°C, т.е. покинули интервал температур, при котором происходит частичный отжиг треков в апатите, о чем свидетельствует весьма узкое унимодальное распределение длин треков.

Однако возможный (с учетом ошибки определения) диапазон полученных значений трекового возраста позволяет предполагать, что породы массива подверглись вторичному прогреву до температур выше 110°С около ~218 млн лет назад за счет эндогенного события и/или погружения массива ниже соответствующей изотермы. Возможность длительного (десятки миллионов лет) остывания верхних горизонтов коры Сибирской платформы, вызванного их прогревом подкоровой интрузией, высказывалась в работе [1]. Полученные нами результаты трекового анализа подтверждают эту модель при допущении постмагматического опускания Гулинского массива, произошедшего после его внедрения и кристаллизации в приповерхностных условиях, с последующим захоронением под мощным (2–3 км) слоем вулканогенно-осадочного чехла при наличии повышенного (>50°С/км) геотермического градиента, связанного со становлением Сибирской трапповой провинции.

В согласии с предложенной моделью тектоно-термальной эволюции Сибирской платформы находятся и 5 новых определений трекового и U-Pb возраста по апатиту из других интрузивных тел Сибирской платформы: Контайской интрузии (южный борт Енисей-Хатангского прогиба), массива Одихинча (Маймеча-Котуйский район) и Падунского силла (Ангаро-Тасеевская впадина). Все полученные трековые возраста находятся в диапазоне 195–173 млн лет со средней ошибкой определения (1 σ) ±13 млн лет, что отвечает ранней–средней юре. При этом значение U-Pb возраста апатита из Падунского силла, определенное методом LA-ICPMS, составляет 242 млн лет.

На данном этапе исследований, в качестве наиболее вероятной мы рассматриваем следующую модель тектоно-термальной эволюции исследованных интрузивных массивов севера и юга Сибирской платформы за последние 250 млн лет: 1) внедрение около 250 млн лет; 2) захоронение под мощным вулканогенно-осадочным ехлом; 3) эксгумация и соответствующее остывание ниже 110°C около 220–190 млн лет назад. Следует отметить, что такая интерпретация позволяет объяснить и широко распространенные Ar/Ar датировки трапповых интрузий Ангаро-Тасеевской впадины с возрастом около 240 млн лет [4].

Таким образом, на основе полученных термохронологических данных нами предложена первая, предварительная модель тектоно-термаль-ной эволюции Сибирской платформы для последних 250 млн лет. Однако очевидно, что для дальнейшего уточнения и повышения надежности этой модели необходимо получение новых данных по низко- и среднетемпературным геотермохронометрам одновременно с увеличением выборки исследуемых объектов в пределах Сибирской платформы.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты № 18-35-20058-мол_а_вед и 18-05-00590-а) и Программы развития МГУ.

Литература

1. *Rosen O.M., Soloviev A.V., Zhuravlev D.Z.* Thermal Evolution of the Northeastern Siberian Platform in the Light of Apatite Fission-Track Dating of the Deep Drill Core // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2009. № 45. N 10. P. 912–929.

2. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., *Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 214. N1-2. P. 75–91.

3. Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. 2015. No 1 (7). P. e1500470.

4. Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V. Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // Earth-Science Reviews. 2013. N 122. P. 58–76.

5. *Malich K.N., Khiller V.V., Badanina I.Yu. and Belousova E.A.* Results of Dating of Thorianite and Baddeleyite from Carbonatites of the Guli Massif, Russia // Doklady Earth Sciences. 2015. V. 464. N 2. P. 1029–1032.

<u>Г.В. Баскакова¹</u>, Н.А. Кулюкина¹, Т.А. Андреева¹, М.И. Верещагина¹, В.Н. Покатилов¹, А.М. Никишин^{1, 2}

Развитие глубоководной системы осадконакопления в северо-восточной части Черного моря в олигоцене–неогене

Район работ расположен в российской акватории Черного моря и включает такие тектонические элементы как Туапсинский прогиб, вал Шатского, Восточно-Черноморский прогиб и горно-складчатое сооружение Большого Кавказа (рисунок). История геологического развития Восточно-Черноморского региона изучалась многими исследователями. Одними из последних работ, посвященных палеогеографии и условиям осадконакопления, учитывающих обширный фактический материал по обнажениям являются работы С.В. Попова, Ю.В. Ростовцевой и соавторов [5, 9]. Район вала Шатского и Туапсинского прогиба был детально исследован по 2Д сейсмическим данным. Результаты были представлены в работах Никишина А.М. и др. [2, 3, 6, 7]. Седиментационная модель майкопских отложений в Туапсинском прогибе по 3Д сейсмическим данным подробно рассмотрена в работах [1, 4]. В настоящее время большая часть территории Туапсинского прогиба и вала Шатского покрыта сейсморазведкой 3Д. Новые данные позволили пересмотреть и

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

n_kulyukina@rn-exp.rosneft.ru, t_andreeva@rn-exp.rosneft.ru,

mivereshchagina@rn-exp.rosneft.ru, v_pokatilov@rn-exp.rosneft.ru

² МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; nikishin@geol.msu.ru



Рисунок. Схема района работ с границами тектонических элементов и направлениями транспортировки терригенного материала в олигоцене– неогене: *1* – ранний майкоп; *2* – средний–поздний майкоп; *3* – чокрак – нижний сармат; *4* – поздний миоцен – плиоцен

дополнить результаты предыдущих исследователей. Выделение элементов глубоководной системы осадконакопления проводилось с использованием сейсмических атрибутов и анализа особенностей волновой картины сейсмической записи. Стратиграфическая привязка сейсмокомплексов основывалась на данных глубоководного [6–8, 10] бурения. Информация по данным скважинам позволяет оценить возраст некоторых сейсмокомплексов, выделяемых по сейсмическим данным. Однако некоторые неопределенности в датировании миоцен-плиоценовых отложений остаются.

Туапсинский прогиб в майкопское время представлял собой глубоководный бассейн, ограниченный с севера системой островов (растущее складчатое сооружение Большого Кавказа), а с юга – более пологим глубоководным рампом, возможно переходящим в систему невысоких островов в северо-восточной части вала Шатского [4]. В результате анализа карт толщин и поверхностей налегания отложений со стороны прогиба на северный борт вала Шатского была восстановлена модель осадконакопления в прогибе и изменение его геометрии, начиная с олигоценового возраста.

В раннем олигоцене (ранний майкоп) Туапсинский прогиб представляет собой узкий глубоководный трог, вытянутый в северо-западном направлении. Максимальные толщины майкопских отложений приурочены к центральной части прогиба. По сейсмическим атрибутам выделяются глубоководные каналы, расположенные вдоль оси прогиба и осуществлявшие перенос терригенного материала (рисунок, линия 1). По геометрии выделяемых каналов источник сноса был расположен на востоке. Осадочный материал поставлялся речной системой палеодолин Мзымта и Бзыбь, исток которой предположительно был в центральной части Большого Кавказа. Нижнемайкопские песчаники обнажаются в Сочи-Адлерском районе. Формирование данных отложений происходило в условиях развития системы палеоканалов с последующим заполнениям их песчаным материалом с некоторым количеством карбонатного цемента [4].

В среднемайкопское (поздний олигоцен – ранний миоцен) время южная граница Туапсинского прогиба смещается в сторону вала Шатского. В данном интервале по сейсмическим данным выделяются не только глубоководные русла, но и системы конусов выноса с подводящими каналами и перекрывающие их комплексы оползневой природы – так называемые отложения транспорта масс (Mass transport deposits). Изменяется положение конусов выноса относительно оси прогиба. По положению подводящих каналов в данное время выделяется как минимум два крупных источника сноса с востока и северо-востока (рисунок, линия 2).

К позднемайкопскому времени происходит заполнение Туапсинского прогиба осадками, сносимыми с горного сооружения Большого Кавказа. Вал Шатского и Туапсинский прогиб перекрываются отложениями верхнего майкопа единым чехлом. В данное время происходит закрытие центральной части Паратетиса с последующим мощным сероводородным заражением. Система майкопских конусов выноса перекрывается глубоководными глинистыми отложениями и перестает существовать.

В тарханский период, вероятно, формировались относительно глубоководные осадки. Чокракский этап ознаменовался началом максимальной среднемиоценовой трансгрессии [5]. Территория Туапсинского прогиба и северная часть вала Шатского, вероятно, представляла собой широкий шельф. В форланде восточной половины прогиба предшествующими исследователями [3] и авторами в миоценовом комплексе выделяются стратиграфически разноуровневые эрозионные каналы северо-западного простирания. Ширина каналов достигает 6–12 км, толщина осадков их заполнения до 300–700 м. Наиболее древние каналы имеют чокракский возраст, более молодые эрозионные врезы формировались в среднем сармате. Формирование каналов имело унаследованный характер, фиксируется врезание более молодой долины в относительно более древнюю. Истоки данной системы каньонов расположены в районе устья р. Бзыбь в Абхазии. Второй источник сноса, формирующий каньон северо-восточного простирания – система рек с растущих островов северо-западного Кавказа, расположенных между современными городами Геленджик и Туапсе (рисунок, линия 3). Все источники сноса формируют единый каньон в районе структуры Мария вала Шатского [3], где было расположено подножие палеосклона в сторону Восточно-Черноморской впадины. Глубоководные конусы выноса для данного каньона предположительно расположены в пределах Восточно-Черноморской впадины, однако сейсморазведкой не охвачены.

К середине сармата Восточно-Черноморская впадина и вал Шатского перекрываются единым осадочным чехлом, положение склона сдвигается на север. Растущие из-за активизации орогенеза на Большом Кавказе подводные поднятия в Туапсинском прогибе контролировали направление питающих каналов и являлись дополнительным источником сноса. По сейсмическим данным выделяется новое направление сноса материала с севера. Положение конуса выноса системы рек Мзымта–Бзыбь смещается восточнее.

В позднем сармате на территории исследования выделяются обширные конуса выноса длиной около 150 км, что свидетельствует о расширении глубоководной зоны Восточно-Черноморского бассейна, продвижении зоны континентального склона в северном направлении и сокращении ширины шельфа в районе Туапсинского прогиба. Направление источников сноса в целом наследуется от предыдущего этапа.

В меотисе происходит обширная трансгрессия. В интервале отложений понт-четвертичного возраста обширных конусов выноса, подобных выделенным в нижней части разреза, не выделяется. Положение глубоководного каньона системы рек Мзымта–Бзыбь сместилось восточнее (рисунок, линия 4). В целом, условия осадконакопления для рассматриваемой территории с понта близки к современным. Периоды трансгрессии и регрессии не существенно влияли на условия осадконакопления, оставаясь глубоководными.

Таким образом, в истории развития глубоководной системы осадконакопления северо-восточной части Черного моря, начиная с олигоценового времени, выделяется три этапа:

1) В майкопское время основным депоцентром для сноса материала являлся глубоководный трог Туапсинского прогиба.

2) В раннем миоцене депоцентр для сноса материала – Восточно-Черноморская впадина. Потоки от всех источников сноса формируют единый каньон в северо-западной части вала Шатского.

3) Средний миоцен – выравнивание дна бассейна Восточно-Черноморской впадины и вала Шатского. Основная зона развития глубоководных конусов выноса на территории вала Шатского и южной части Туапсинского прогиба.

4) Поздний миоцен – трансгрессия, зона развития конусов выноса смещается севернее в Туапсинский прогиб и имеет меньшую площадь распространения. Обстановки осадконакопления близки к современным.

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. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Обухов А.Н.* Неогеновая речная система вала Шатского в Черном море // ДАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 1–4.

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 Московского университета. Серия 4: Геология. 2012. Т. 4. № 2. С. 5–20.

5. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2010. Т. 18. №2. С. 99–124.

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. V. 59. P. 638–655. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017

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. V. 59. P. 656–670. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.08.018

8. Ross D.A., Neprochnov Yu. P., Supko P.R. Introduction and explanatory notes, LEG 42B, Deep Sea Drilling Project. The Shipboard Scientific Staff.

9. Popov S.V., Rostovtseva Yu.V., Fillippova N.Yu. Paleontology and Stratigraphy of the Middle–Upper Miocene of the Taman Peninsula: Part 1. Description of Key Sections and Benthic Fossil Groups // Paleontological Journal. 2016. V. 50. N. 10. P. 1–168.

10. *Tari G.C., Simmons M.D.* History of deepwater exploration in the Black Sea and an overview of deepwater petroleum play types // Geological Soc. London Spec. Publ. 2018. V. 464. P. 439–475. https://doi.org/10.1144/SP464.16

Е.А. Баталева¹, А.К. Рыбин

Региональные особенности в распределении глубинной электропроводности Центрального Тянь-Шаня

Одним из наиболее эффективных инструментом исследования глубинного строения Земли, наряду с сейсмотомографией, является метод магнитотеллурического зондирования в основе которого лежит анализ поведения пяти компонент электромагнитного поля, регистрируемого на дневной поверхности Земли. Появление многофункциональной аппаратуры 5-го поколения в конце прошлого столетия, а также новые открытия и изобретения, разработка полезных моделей, создание новых программных продуктов, в том числе и сотрудниками Научной станции (НС РАН), значительно изменили возможности магнитотеллурического зондирования (МТЗ) как для региональных глубинных исследований, так для мониторинговых наблюдений и, в первую очередь, с использованием естественного электромагнитного поля Земли. К настоящему времени Научной станцией РАН накоплен значительный объем данных по геоэлектрическому строению литосферы Центрального Тянь-Шаня и сопредельных регионов, где собраны МТ-данные, выполненные с 1980-х по 2019 годы (около 1 000 точек) (рисунок). В настоящий момент в НС РАН работы методом МТЗ (диапазон периодов 0.001-1600 с) выполняются с применением новейших программ SSMT-2000 аппаратурой Phoenix MTU-5, благодаря чему происходит повышение точности определения импеданса (до 1 % и менее) и расширение диапазона частот зондирования.

Составленная на основе анализа комплекса геофизических данных модель глубинного строения Центрального Тянь-Шаня рассмотрена в

¹ Научная станция РАН, Бишкек, Киргизия; bataleva@gdirc.ru, rybin@gdirc.ru

работах [1–3] и отражает региональные особенности строения внутриконтинентального орогена. Достаточно полная характеристика распределения геоэлектрических неоднородностей зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня и Казахстана дана в статьях [4, 5]. Выявлению конкретных механизмов структурно-вещественного преобразования горных масс, связанных с геодинамическими процессами посвящена работа [6]. Попытка построения структурно-вещественной модели зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня отражена в публикациях [7–9]. Совокупное рассмотрение и корреляция результатов геологического изучения доступного для прямого наблюдения приповерхностного слоя земной коры, данных по исследованию морфоструктуры дневной поверхности, поверхности фундамента и по глубинному строению приведено Центрального Тянь-Шаня в работах [10–12].

Настоящая работа направлена на анализ распределения геоэлектрических неоднородностей Центрального Тянь-Шаня и сопредельных регионов на предмет проявления крупных тектонически однородных сегментов земной коры (Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня). Результаты глубинных магнитотеллурических исследований (рисунок) свидетельствуют о наличии проводящих объектов на различных пространственно-масштабных уровнях [1-4]. Среди причин, вызывающих увеличение проводимости земной коры и мантии, можно выделить физические, отражающие современное состояние вещества литосферы и геологические, связанные с тектонической эволюцией земной коры и верхней мантии. К первым относятся такие факторы как пористость и трещиноватость, хрупкость и пластичность горной породы, Р-Т-условия. девиаторное напряжение и т.д.), ко вторым – строение и вещественный состав земной коры, наличие электронопроводящих минералов и флюидов, активизация разломных структур и др. [13-15]. В соответствии с существующими гипотезами можно предположить, что коровые проводящие слои, выявленные на исследуемой территории, объясняются флюидной проводимостью зон катакластического разрушения горных пород, например, гранитов [14]. Как нам представляется, коровые и мантийные проводящие объекты несут информацию о современных Р-*Т*-условиях внутриконтинентального орогена и его термодинамическом состоянии [6-8]. Литосферные геоэлектрические неоднородности повышенной электропроводности Центрального Тянь-Шаня могут рассматриваться и как реликтовые зоны проницаемости, например, границы Иссык-Кульского микроконтинента [15]. Характерные особенности геоэлектрических аномалиеобразующих объектов присутствующих в пяти региональных профилях (рисунок), секущих Центральный Тянь-Шань, подтверждают спорадическое распространение корового проводящего слоя в нижней коре, наличие субвертикальных



Рисунок. Схема расположения профилей магнитотеллурического зондирования территории Центрального Тянь-Шаня и сопредельных регионов: I – крупные населенные пункты; 2 – пункты МТЗ; 3 – крупнейшие разломные структуры; 4 – границы Кыргызской Республики или наклонных проводящих структур, приуроченных к разломным зонам и крупным сутурам, а также существование проводника на астеносферных глубинах в субдукционных зонах – зонах сочленения Тянь-Шаня с Казахской платформой и Таримской плитой. Сопоставление моделей электропроводности с данными сейсмотомографии, характером распределения региональной сейсмичности [3, 15] и данными GPS демонстрирует четкую корреляцию коровых и астеносферных проводящих структур и слоев с областями пониженных сейсмических скоростей, а также хорошее соответствие крупных субвертикальных зон высокой электропроводности с экстремумами в распределении скорости дилатации [3]. Значительные отличия в возрасте образования этих зон для Северного и Южного Тянь-Шаня свидетельствуют о сохранности верхнемантийных аномалий электропроводности на протяжении длительного времени. Наиболее сложная картина чередования резко дифференцированных по проводимости субвертикальных структур, достигающих своими корнями глубин подошвы нижней коры и верхней мантии, наблюдается в центральной части профилей вдоль 74 и 76 меридианов, что соответствует Срединному Тянь-Шаню. (рисунок) [1-3]. Поведение корового проводящего слоя не противоречит существующей сегментации литосферы Тянь-Шаня и по своему характеру существенно различается под Южным и Северным Тянь-Шанем. Сопоставление скоростных аномалий в сейсмотомографических срезах и объектов аномально низкого электрического сопротивления в геоэлектрических разрезах земной коры свидетельствует: 1) об их приуроченности к разломным структурам; 2) о листрической форме глубинных разломов; 3) выполаживании разломов на глубинах 10-20 км и глубинах залегания кровли корового проводящего слоя; 4) существовании в указанных интервалах земной коры зон повышенной трещиноватости или пластичности; 5) о совпадении волноводов и зон повышенной проводимости. Мантийные аномалии электропроводности на территории Центрального Тянь-Шаня и сопредельных регионов приурочены к зонам, в которых происходили процессы субдукции (Северный и Южный Тянь-Шань) и коллизии литосферных плит, и их можно рассматривать в качестве индикатора подобных зон.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16–17–10059).

Литература

1. Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric

studies // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 15. P. 1806, doi:10.1029/2003GL017455.

2. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Кпарр Ј.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Roecker S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар- Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.

3. *Рыбин А.К.* Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 2011. 232 с.

4. Рыбин А.К., Матюков В.Е., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Глубинная геоэлектрическая структура земной коры и верхней мантии Памиро-Алайской зоны // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 1. С. 127–139.

5. Умирова Г.К., Истекова С.А., Модин И.Н. Результаты магнитотеллурических исследований на опорных геофизических профилях Каратон-Саркамысского блока в Казахстане // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 1. С. 118–128.

6. Буслов М.М., Дельво Д., Де Гравэ Й., Баталева Е.А., Ветров Е.В. Модель формирования земной коры Тянь-Шаня и Алтае-Саяна и закономерности ее эволюции в процессе Индо-Евразиатской коллизии // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов Шестого Международного симпозиума. 2014. С. 23–25.

7. *Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V.* State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // J. Geophys. Res. 2011. V. 116 N B01202.

8. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 2022–2031.

9. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Петрологическая интерпретация результатов глубинных магнитотеллурических зондирований // Вестник Кыргызско-Российского славянского университета. 2011. Т. 11. № 4. С. 54–59.

10. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. О глубинном строении прибортовых зон межгорных впадин Северного Тянь-Шаня // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов VII Международного симпозиума. 2017. С. 129–133.

11. Пржиялговский Е.С., Баталева Е.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Рыбин А.К. Тектоническая интерпретация новых данных МТЗ по Кочкорской впадине (Тянь-Шань) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы L Тектонического совещания. 2018. С. 102–105.

12. Рыбин А.К., Баталева Е.А., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Забинякова О.Б., Нелин В.О. Особенности глубинного строения системы Нарынская впадина – хребет Байбичетоо – Атбашин-

ская впадина по комплексу геолого-геофизических данных // ДАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 565–568.

13. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. К вопросу о природе электропроводности литосферы центрального Тянь-Шаня и сопредельных территорий // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов Шестого Международного симпозиума. 2014. С. 168–169.

14. Рыбин А.К., Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Брагин В.Д., Морозов Ю.А., Щелочков Г.Г. Природа верхнекоровых электропроводящих горизонтов и инфраструктура гранитов Центрального Тянь-Шаня // ДАН. 2016. Т. 470. № 2. С. 215–218.

15. Баталева Е.А., Баталев В.Ю. Проницаемые зоны литосферы Тянь-Шаня по данным МТЗ, МОВ - ОГТ, сейсмотомографии и эманаций гелия / Отв. ред. А.К. Рыбин, В.Ю. Баталев. Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Материалы докладов Шестого Международного симпозиума. 2015. С. 54–58.

16. Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Взаимосвязь между геоэлектрическими характеристиками и распределением гипоцентров сейсмических событий // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов Шестого Международного симпозиума. 2014. С. 163–164.

<u>Д.Е. Белобородов¹</u>, Т.Ю. Тверитинова²

Структурное положение грязевых вулканов межпериклинальной Керченско-Таманской зоны

Керченско-Таманская зона (КТЗ) между складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Горного Крыма является ареной проявления масштабных процессов грязевого вулканизма, связанных здесь в первую очередь с наличием мощного комплекса глинистых отложений майкопской серии. Другим важнейшим фактором, контролирующим грязевой вулканизм КТЗ, является структурный. Положение грязевых вулканов определяется сложной системой региональных структур глубокого заложения – зон концентрации деформаций (ЗКД) различного кинематического типа – сочетанием главных субширотных складчато-разрывных структур с проявлением процессов глиняного диапиризма и секущих их

¹ Институт физики Земли, Москва, Россия; beloborodov@ifz.ru

² МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия; tvertat@yandex.ru

различно ориентированных флексурно-разрывных зон сдвиговых и сдвиго-сбросо-раздвиговых деформаций. Вопросам тектонического строения КТЗ и особенностей распределения в ней грязевых вулканов посвящен ряд работ авторов [1–8].

Главные широтные зоны сжатия тяготеют к осевой и краевым частям межпериклинальной области. Это соответственно Центральная (Припарпачская), Северная (Приазовская) и Южная (Юго-Западной равнины) зоны Керчи и Центральная (Карабетовой горы), Северная (Приазовская) и Южная (Причерноморская) зоны Тамани. Наиболее сложно построены северные и центральные антиклинальные зоны. Вдоль субширотных зон по кулисному распределению в них отдельных диапировых антиклиналей распознаются признаки сдвиговой составляющей.

Секущие зоны представлены структурами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания. Субмеридиональные зоны выражены зонами рассредоточенной деформации растяжения. Диагональные ЗКД отражают преимущественно сдвиговую кинематику. Структуры северо-восточного простирания распознаются как зоны левосдвиговой деформации, северо-западного – как правосдвиговые. При общей вытянутости Керчи в северо-восточном направлении, а Тамани в северо-западном в них отчетливо выражены краевые ЗКД соответствующих ориентировок. Внутренняя система поперечных структур Керченского и Таманского блоков подчеркивается главным образом ортогональными к краевым зонам сдвиговых деформаций – левосдвиговыми зонами северо-восточного простирания на Тамани и правосдвиговыми зонами северо-западного простирания в Керченском блоке.

Наиболее масштабные проявления грязевого вулканизма в КТЗ выражены сложными грязевулканическими постройками центрального типа и обширными грязевулканическими полями вдоль региональных ЗКД преимущественного сжатия, выраженных на поверхности сложно построенными системами диапировых антиклиналей в кайнозойских толщах. Наиболее крупные ЗКД тяготеют к осевой части Горно-Крымско-Больше-Кавказского сооружения и граничным градиентным зонам ступенчатого погружения орогена к краевым прогибам. В продольном сечении КТЗ разделена крупными поперечным ЗКД преимущественного сдвига и растяжения на блоки с разным уровнем эрозионно-денудационного среза, крупнейшими из которых являются собственно Керченский и Таманский. Керченский блок характеризуется наиболее высоким положением с широким развитием на поверхности май-В Таманском блоке величина копских отложений. эрозионноденудационного среза значительно меньше, что выражено более обширным развитием надмайкопских отложений. Блоки отделены от периклиналей Горного Крыма и Большого Кавказа, а также разделены между собой относительно узкими поперечными зонами широкого развития четвертичных отложений (и в том числе современных акваторий): Керченский перешеек, Керченский пролив и Джигинская зона резкого периклинального погружения Кавказского орогена. Вдоль поперечных зон проявлена флексурно-разрывная деформация преимущественно сдвиго-сбросо-раздвиговой кинематики.

Основные зоны концентрации грязевых вулканов сосредоточены в локальных антиклинальных и реже в сопряженных с ними синклинальных структурах. Обычно грязевые вулканы расположены на участках пересечения диапировых антиклиналей поперечными или диагональными флексурно-разрывными зонами и отражают условия с полями напряжений с центральной симметрией. На стадии роста грязевулканического купола характерна тектодинамическая обстановка всестороннего растяжения и вертикального сжатия (давление снизу). На стадии формирования структур проседания (в частности, вдавленных синклиналей) условия напряженного состояния сменяются на вертикальное растяжение (давление сверху) и горизонтальное сжатие (поэтому подобные структуры и называются вдавленными синклиналями).

Анализ распространения грязевых вулканов в КТЗ по классификации типов извержения [9, 10] указывает на преобладание построек «лакбатанского» и «шугинского» типов (с взрывным – катастрофическим и смешанным извержениями) преимущественно в Таманской части КТЗ. Это, вероятно, связано со значительной мощностью глинистых майкопских толщ и их активными пластическими диапировыми деформациями, что приводит к запечатыванию каналов с потоками флюидных эманаций и грязевулканических брекчий вдоль основных ЗКД, что периодически приводит к потенциальной возможности резких интенсивных грязевулканических извержений. В зонах с менее мощным майкопом реализуются условия более спокойных и регулярных грязевулканических извержений.

Распределение действующих и уже недействующих грязевых вулканов, а также структур вдавленных синклиналей позволяет выделить зоны активной и затухающей стадий грязевого вулканизма. На Керченском п-ове отмечается четко выраженный северо-восточный тренд общего «омоложения» и активизации грязевулканических процессов.. В юго-западной части п-ова (Юго-Западная равнина и Центральная зона) широко развиты вдавленные синклинали, а проявления грязевулканической активности относительно слабые. Следовательно, грязевой вулканизм находится еще в активной, но относительно спокойной и, скорее всего, переходящей к затухающей стадии развития. В северо-

67

восточной (Приазовской) части грязевой вулканизм находится в зрелой максимально активной стадии.

Для Таманского п-ова наличие вдавленных синклиналей не характерно, что позволяет предполагать более молодой возраст грязевулканической активности. Наиболее активные центры грязевого вулканизма находятся в западной и северной частях п-ова, наиболее спокойный режим работы отличает грязевулканические очаги восточной и южной его части.

Литература

1. Белобородов Д.Е. Некоторые особенности Керченско-Таманской грязевулканической области как элемента Керченско-Таманской межпериклинальной зоны и проблемы происхождения грязевых вулканов // Материалы IX Международной научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Геология в развивающемся мире». Пермь, 2017. Т. 1. С. 141–143.

2. Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Сравнение тектонических и геологических обстановок некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции // Материалы Пятой Всероссийской конференции «Полевые практики в системе высшего образования» (Республика Крым, 2017). СПб.: Изд-во BBM, 2017. С. 144–146.

3. Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Особенности геологического строения и структурного положения крупнейших грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической области (на примере грязевых вулканов Джарджава, Карабетова гора, Джау-Тепе, Шуго) // Мат-лы V молодежн. тектонофизической школы–семинара. М: ИФЗ РАН, 2017. С. 183–189.

4. Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Складчатые и разрывные структуры Керченско-Таманской межпериклинальной зоны, контролирующие грязевой вулканизм // Материалы «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии». L Тектоническое совещание. Т. 2. М.: ГЕОС, 2018. С. 237–240.

5. Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 2. С. 80–93.

6. Собисевич А.Л., Тверитинова Т.Ю., Лиходеев Д.В., Белобородов Д.Е., Дударов З.И., Долов С.М., Преснов Д.А., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевого вулкана Джарджава в пределах Южно-Керченской антиклинальной структуры // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. №2. С. 73–80.

7. Тверитинова Т.Ю., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Структурная позиция и особенности строения и формирования грязевого вулкана горы Карабетова // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. № 2. М., 2015. С. 106–122.

8. *Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е., Дударов З.И., Долов С.М.* Грязевой вулкан Пекло Азовское: положение в региональной структуре, поверхностное проявление, особенности канала дегазации // Мат-лы III Школы–семинара «Гординские чтения». М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2015. С. 119–123.

9. Шнюков Е.Ф, Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области: Атлас. Киев, Наукова думка, 1986. 146 с.

10. Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А, и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Главмедиа, 2006. 176 с.

<u>В.Э. Белошей</u>¹, М.И. Тучкова

Обстановки осадконакопления в девонское и каменноугольное время на Алярмаутском и Куульском поднятиях Западной Чукотки

Куульское и Алярмаутское поднятия относятся к Чукотской складчатой области, структуры которой возникли в результате коллизии структур активной окраины Сибири и микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска и закрытия Южно-Анюйского океанического бассейна в раннем мелу [15]. Куульское поднятие относится к Чаунскому субтеррейну, Алярмаутское к Анюйскому субтеррейну Чукоткого террейна.

Изучение палеозойских отложений и их стратиграфическое обоснование было проведено в середине прошлого века [2, 8, 12, 13]. В 2018 г на основании новых полевых материалов была проведена корреляция каменноугольных карбонатных пород Чукотки [17].

Палеозойский комплекс Алярмаутского поднятия представлен терригенно-карбонатной толщей позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, разделенной на люпвеемскую толщу (D₃-C₁lp), представленную кварц-полевошпатовыми метапесчаниками, кварцитами и кристаллическими сланцами. На люпвеемской толще (D₃-C₁lp) согласно залегают карбонатные отложения вернитакайвеемской свиты (C₁vr). Общая мощность палеозойского комплекса оценивается более 1000 м.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; beloshei@ginras.ru, tuchkova@ginras.ru

Вблизи крупных интрузивов породы метаморфизованы до зеленосланцевой фации.

Интенсивные деформации и редкие находки фауны затрудняют сравнение одновозрастных отложений [4, 9, 17]. Наши исследования позволяют не только уточнить состав и фациальные характеристики перечисленных свит, но и предложить иной вариант положения границ между люпвеемской толщей (D_3 - C_1lp) и вернитакайвеемской свитой (C_1vr). Вернитикайвеемская свита в основании представлена карбонатными сланцами темно-серого (почти черного) цвета, сильно деформированными. Выше по разрезу залегают известняки, цвет которых меняется вверх по разрезу. Темно-серые (почти-черные) известняки сменяются на плитчатые мраморизованные серого цвета, затем на мраморизованные известняки белого цвета с прослоями и линзами кремней. Завершают разрез белые сахаровидные мраморизованные известняки с редкими прослоями и линзами кварцитов. На сахаровидных известняках с тектоническим контактом залегают отложения триаса.

В нижней части свиты содержится битум, выше по разрезу содержание битума в породах уменьшается, соответственно, и цвет породы постепенно сменяется с черного на белый. В верхней части свиты появляется терригенная примесь. Фациальные переходы указывают, что темно-серые известняки нижней части *вернитакайвеемской свиты* (C₁vr) накапливались в начале трансгрессии, а карбонатные отложения верхней части в более мелководной обстановке.

Куульское поднятие. Палеозойский комплекс мыса Кибера также представлен терригенно-карбонатной толщей ранне-позднедевонского и ранне-среднекаменноугольного возрастов и разделен на лонгскую (D_1 . $_2lg$), петтымельскую (D_3pg), юнонскую ($C_{1-2}jn$) и киберовскую (C_2kb) свиты. В отличие от Алярмаутского поднятия, в образованиях м.Кибера в основании каменноугольных отложений отмечены прослои конгломератов. Породы фациально изменчивы и деформированы.

Строение палеозойского разреза, а также петрографическое и геохимическое изучение известняков указывает на увеличение содержания терригенного материала в отложениях среднего карбона (*киберовская свита* (C_2kb). Также по всему разрезу наблюдается хаотичное расположение органогенных остатков, представленных фрагментами бестебельчатых криноидей. Согласно [1] подобные организмы обитают на мелководье.

<u>Изотопные и геохимические исследования.</u> Значения изотопов Sr/Ba>1 указывают на морские условия осадконакопления на территории Алярмаутского поднятия. Значения изотопов Sr/Ba <1 указывают на опресненность морского бассейна на территории Куульского поднятия [17].

В морских бассейнах значение δ18О составляет около 28 ‰. Значения δ18О Алярмаутского поднятия колеблются от 11,0 до 28,2 ‰, Куульского поднятия от 17,9 до 28,0 ‰. Низкие значения δ18О могут указывать на более низкую соленость воды в карбонатном бассейне, поэтому можно предположить периодическое поступление пресных вод в морской бассейн Алярмаутского поднятия.

В морских бассейнах значение $\delta 13$ С колеблется от -2 до +2 ‰. Высокие значения характерны для верхней части разреза *вернитакайвеемской свиты* (C₁*vr*) Алярмаусткого поднятия (среднее значение $\delta 13$ С составляет 0.69) и для *юнонской свиты* (C₁₋₂*jn*) Куульского поднятия ($\delta 13$ С 4.3‰), интерпретируются как типичные для мелководных морских условий с высокой биопродуктивностью в засушливом климате. Низкие значения $\delta 13$ С выделены в нижней части разреза *вернитакайвеемской свиты* (C₁*vr*) ($\delta 13$ С колеблется от -4.4 до -1.9 ‰.) и в *киберовской свите* (C₂*kb*) ($\delta 13$ С 0.9–1.3 ‰) [17], они указывают на колебания уровня моря и высокие температуры при карбонатном осаждении.

По результатам геохимических исследований осадконакопление терригенной толщи и карбонатной части разреза Алярмаутского поднятия происходило в едином осадочном бассейне.

Вывод. Фациальные переходы указывают, что темно-серые известняки нижней части *вернитакайвеемской свиты* (C_1vr) накапливались в начале трансгрессии, а карбонатные отложения верхней части в более мелководной обстановке. Полученные новые данные дают основание проведения границы между *люпвеемской толщей* (D_3 – C_1lp) и *вернитакайвеемской свитой* (C_1vr) по битуминозным карбонатным сланцам темно-серого (почти черного) цвета.

По результатам геохимического и изотопного состава пород и органических остатков предполагается, что осадконакопление карбонатных пород Алярмаутского поднятия происходило в теплом морском бассейне (150–200 м) с нормальной соленостью в аридном климате на значительном расстоянии от суши, а осадконакопление Куульского поднятия происходило в теплом мелководном морском бассейне с нормальной соленостью в гумидном климате, недалеко от берега, на границе с карбонатной платформой.

Тонкие обломки различного состава в конгломератах Куульского поднятия, дают возможность предположить, что источники терригенного материала были расположены в приливно-отливной зоне на границе с карбонатной платформой, которые переносились волновыми и штормовыми движениями вблизи источника сноса – внутрибассейного поднятия (гранитного массива). Данные геохронологии из конгломерата и из гранита мыса Кибера указывают на возраст цирконов U-Pb в 355–361 и 359±3 млн – лет из конгломерата и 351.4±5.6 и 353±5 млн лет из гранита [15–17]. Этот гранитный массив, вероятно, испытал быструю эксгумацию и эрозию в раннекаменоугольное время. Эти события соответствуют перерыву в осадконакоплении Чукотки с позднекаменноугольного периода по раннепермский, которое связано с элсмирским орогенезом.

Проведенные исследования также подтверждают, что накопление ранне-среднекаменноугольных отложений Алярмаутского и Куульского поднятий происходило на карбонатной платформе. Граница между визейским и серпуховским ярусами соответствуют региональному поднятию карбонатной платформы. В результате отмечается прекращение карбонатного осадконакопления на территории Алярмаутского поднятия. Севернее, на территории Куульского поднятия карбонатное осадконакопление продолжилось и в московском веке, позже, в башкирском веке, осадконакопление с карбонатного сменилось на терригенное.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-70061 и базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2019-0038.

Литература

1. Бугрова И.Ю. Морские организмы как индикаторы условий осадконакопления в древних бассейнах: Учеб. пособие. СПБ., 2006. 104 с.

2. Васильева Н.М., Соловьева М.Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений Чукотки и острова Врангеля // Региональная биостратиграфия карбона современных континентов. М.: Наука, 1979. С. 128–132.

3. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-58-(60) – Билибино. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 46 с.

4. Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Дж. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. № 5. С. 61–80.

5. <u>Лаверов Н.П.</u>, Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. №1. С. 3–35.

6. Летникова Е.Ф. Геохимическая специфика карбонатных отложений различных геодинамических обстановок северо-восточного сегмента Палеоазиатского океана // Литосфера. 2005. №1. С. 70–81.

7. Лобковский Л.И., Вержбицкий В.Е., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель эволюции арктического региона в позднем мезозое-кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Арктика. Экология и экономика. 2011. №. 1. С. 104–115.
8. *Рогозов Ю.Г., Васильева Н.М.* Девонские отложения побережье пролива Лонга (Центральная Чукотка) // Ученые записки НИИГА. Региональная геология. 1968. Вып. 13. С. 151–157.

9. Садовский А.И., Гельман М.Л. Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-58-XXVII, XXVIII. М., 1970, 75 с.

10. Саморуков Н.М., Матвеенко В.Т. Объяснительная записка к геологической карте СССР 1:200000 масштаба Лист R-59-XXIII, XXIV. М., 1984. 93 с.

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

12. Соловьева М.Ф. Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижне- и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки. Л.: Наука, 1975. С. 42–53.

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

14. Dumoulin J.A., Harris A.G., Repetski J.E. Carbonate rocks of the Seward Peninsula, Alaska: Their correlation and paleogeographic significance // Geological Society of America Special Papers. 2014. № 506. P. 59–110.

15. Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E. et al. Geochronology and structural setting of Latest Devonian – Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // NRC Research Press. 2015. N 52. P. 147–160.

16. Luchitskaya M.V., Sokolov S.D., Katkov S.M. et al. Late Paleozoic granitic rocks of the Chukchi Peninsula: composition and location in the structure of the Russian Arctic // Geotectonics. 2015. № 49 (4). P. 243–268.

17. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Isakova T.N. et al.* Carboniferous carbonate rocks of the Chukotka fold belt: Tectonostratigraphy, depositional environments and paleogeography // Journal of Geodynamics. 2018. № 120. P. 1–31.

В.В. Белявский¹

Флюид в земной коре Алтае-Саянской складчатой области

В решении вопроса о содержании водного флюида в земной коре данные МТ методов несут информацию из распределения удельного электрического сопротивления в блоках литосферы, которое, в основном, определяется содержанием связанной доли жидкого (водного) флюида [10].

В Алтае-Саянском регионе выполнены тысячи километров профилей методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ), пересекающие основные очаговые зоны землетрясений (рис. 1). С помощью методов

¹ ЦГЭМИ ИФЗ РАН, Троицк, Москва, Россия; victor.belyavsky@list.ru



Рис. 1. Распределение связанной доли жидкого флюида на схеме структурно-геологического районирования Алтае-Саянского региона [7].

I – раннепротерозойские выступы – Запално-Сангиленский (13): II – СФЗ байкалил – выступы (1) и чехлы устойчивых массивов: 2 – (Батеневский – 4, Мрасский – 6); III – каледониды эвгеосинклинальные с ассоциациями: 3 – офиолитовыми (Куртушибинская – 3), 4 – базальто-андезитовыми (Ондум-Буренская – 3, Восточно-Таннуольский), 5 – базальт-риолитовыми; 6 – миогеосинклинального типа (Западно-Саянская С Φ 3 – 3, Хемчикская – 5); **IV** – С Φ 3 орогенной стадии: 7 – вулканогенномолассоидные (Тувинская 14), 8 – моласоидные угленосные (Кузнецкая – 2); V – СФЗ моласс: 9 - кайнозойских (Чуйская - 1, Убсунурская - 2); 10 - юрских (Улуг-Хемская – 6, Кызылская впадина – <u>3);</u> VI – Бийско-Барнаульский массив; VII – основные разломы: 5 – Восточно-Кузбасский, 11 – Мартайгинско-Патынский, 16 – Хемчикско-Куртушубинский, 17 – Азасский, 19 – Башеланский, 20 – Сарасинский, 21 - Южно-Теректинский, 23 - Шапшальский, 24 - Шуйский, 25 - Убсунур-Баянкольский, 26 – Восточно-Таннуольский, 27 – Байсютский, 28 – Каа-Хемкский, 29 – Агардагский, 31 – Курайский, 33 – Карасуг-Улатайский, 35 – Восточно-Шапшальский, 38 – Балыктыг-Хемский, 39 – Унгешский. VIII – профили МТЗ: А-А, Б-Б, В-В, Г-Г, Д-Д, Е-Е, Ж-Ж, З-З, И-И, К-К, I, II, III, IV, в квадратах – номера ряда т.и., IX – эпицентральные поля очаговых зон: 1 – Алтайского, 2 – Шапшальского, 3 – Тээлинского, 4 – Большепорошского, 5 – Каа-Хемского, 6 – Шагонарского; звезды – эпицентры главных событий. Стрелки – направление осей девиаторного расширения [8]. Прямоугольники – области 3D инверсии в центре, на юге региона и 3D мо-

делирования на севере

3D инверсий [9] экспериментальных кривых МТЗ и интерактивного подбора к ним 3D модельных [5] построены глубинные геоэлектрические модели распределения $\rho_{in}(h_{in})$ в земной коре и в очагах землетрясений [1, 2]. Это позволило рассчитать содержание связанной доли [10] жидкого флюида ϕ_{in} (метод 3D инверсии) и ϕ_m (метод подбора кривых). Ряд точек инверсии (т.и.) к которым отнесены получаемые значения ϕ_{in} представлены на рис. 2.

Содержание жидкой фракции флюида в коре основных структур региона

Блоки с наиболее высоким содержанием с $\phi_{in} = 0.25-0.8$ % выделяются на глубинах 15–30 км под: Тувинской котловиной, Кызылской, Убсунурской впадинами и их горным обрамлением (рис. 1, 2); каледонидами: эвгеосинклинального типа с базальто-андезитовыми ассоциациями (Пр. **Ж–Ж,** Пр. **Г-Г,** т.и. 26–30); миогеосинклинального типа (Пр. **А–А,** т.и. 5–7, т.и. 11, 12; Пр. **3**–**3**, т.и. 13–15) и каледонидами орогенной стадии (Пр. **Б–Б,** т.и. 1-4; и Пр. 33, т.и. 1, 2).

Минимальным содержанием $\phi_{in} < 0.08$ % характеризуются блоки коры под: выступами байкалид (Пр. А-А, т.и. 3, 4), раннепротерозойскими сланцами (Пр. IV) и восточной частью Батеневского массива. Не выделены проводящие образования под: срединным массивом Западно-





Сангиленским, СФЗ орогенной стадии – Кузнецкой. Невысокие значения $\mathbf{\phi}_{m} = 0.08 - 0.2$ % на востоке Батеневского массива объясняются спокойным режимом его развития, а на западе с $\mathbf{\phi}_{m} = 0.2 - 1.4$ % (рис. 1), тем что они расположены вблизи зон с высоким тепловым потоком (рис. 1), пониженной скоростью обменных волн землетрясений, повышенным положением границы Мохо и наличием разломной зоны, отделяющей массив от Минусинской впадины [2, 3].

Средняя глубина проводящих блоков составляет (рис. 2): 30 км под массивами Мрасским и 20 км Батеневским; 15–20 км в южной части Горного Алтая; 25–30 км вдоль северной границы Убсунурской впадины и в Западных Саянах; 30–40 км в Западно-Саянской СФЗ и Бийско-Барнаульским массивом; 20–30 км в Хемчикской, Ондум-Буреньской, Восточно-Таннуольской, Тувинской, Куртушубинской, Улуг-Хемской СФЗ.

Блоки с $\phi_{in} = 0.3-1.2$ % выделены на глубинах 15–25 км под каледонидами восточной и западной Тувы, под Тувинской котловиной, Убсунурской и Кызылской впадинами (рис. 1). Ориентация растягивающих напряжений изменяется в них при движении с востока на запад с северо-западного до юго-западного направлений [8]. Низкими значениями $\phi_{in} = 0.0-0.15$ % характеризуются блоки коры и разломы под Чуйской впадиной и её обрамлением, вдоль которых ориентированы векторы растяжения.

Содержание жидкого флюида $\mathbf{\phi}_v$ в доменах, расположенных на глубинах 10 км под Кызылской впадиной с $\mathbf{\phi}_v \approx 0.6-0.9$ % и на глубинах 35–40 км с $\mathbf{\phi}_v \approx 1.4$ % отвечает росту вязанной его доли до $\mathbf{\phi}_{in} = 0.15$ % в верхней коре и $\mathbf{\phi}_{in} = 0.5-0.8$ % в нижней. Под этими блоками комплексом МОВЗ-ГСЗ [4] выделен блок на глубине 100 км с дефицитом скорости $V_p \approx 2.5$ %. Высокие значения $\mathbf{\phi}_v$ и $\mathbf{\phi}_{in}$, возможно, вызваны растяжением литосферы под Тувинской котловиною, лежащей на продолжении Байкальской рифтовой зоны [6].

Флюид в глубинных разломах. Зоны глубинных разломов с ориентацией (рис. 1, 2): север-северо-запад, Восточно-Шапшальский характеризуется на глубинах $h_{in} = 10-20 \ \phi_{in} = 0.5 \ \%$, Восточно-Кузбаский и Сарасинский на $h_m = 1-30 \ \text{км}$ с $\phi_m = 1.2-1.5 \ \%$ и Мартайгинско-Патынский с $\phi_m = 0.8 \ \%$ на $h_m = 1-5 \ \text{км}$; северо-запад – Шапшальский характеризуется $\phi_{in} = 0.5 \ \%$ на $h_{in} = 1-5 \ \text{км}$ и $h_{in} = 20-25 \ \text{км}$, Восточно-Таннуольский ($\phi_{in} = 1.2 \ \%$, $h_{in} = 1-30 \ \text{км}$), Унгешский и Балыктыг-Хемский ($\phi_{in} = 0.8-1 \ \%$, $h_{in} = 1-4 \ \mu 1-30 \ \text{км}$); северо-восток – Убсунур-Баянкольский ($\phi_{in} = 0.8 \ \%$, $h_{in} = 1-4$). Высокие значения ϕ_{in} свойственны и разломам, расположенным в пределах Тувинской котловины и Кызылской впадины. Низкие с $\phi_{in} = 0.05-0.1 \ \%$ характеризуют разломы с широтной (Башеланский, Курайский, Шуйский) и субмеридиональной ориентацией на Батиневском устойчивом массиве.

Таким образом, максимальное содержание флюида ($\phi_{in} = 0.5-1.5$ %) свойственно разломам с простиранием север-северо-запад, северо-запад и северо-восток, а минимальное с $\phi_{in} = 0.05-0.1$ % разломам (рис. 1), вдоль которых ориентированы растягивающие напряжения [8]. Однако, четкой зависимости ϕ_{in} у глубинных разломов и коровых блоков от величины сжимающих напряжений не устанавливается.

Флюид в очаговых зонах землетрясений

Повышенной концентрацией связанной доли водного флюида ϕ_{in} характеризуются блоки (рис. 1, 2), расположенные под гипоцентрами землетрясений и в обрамлении глубинных разломов вблизи землетрясений: Каа-Хемского с $\phi_{in} = 0.8$ % на глубине $h_{in} = 20-25$ км (Пр. **Ж**-**Ж**, т.и. 11, 12); Тээлинского с $\phi_{in} = 0.5-0.8$ % для $h_{in} = 20-25$ км, (Пр. **А** – **А**, т.и. 7-8 и Пр. **Г**-**Г**, т.и. 3, 4); Чуйского с $\phi_{in} = 0.1-0.2$ для $h_{in} = 15-20$ км (Пр. **И** – **И**, т.и. 14, 15). Они коррелируют с доменами повышенного затухания обменных волн землетрясений [3]. Блоки с пониженными значениями ϕ_{in} выделены под гипоцентрами землетрясений: Саянского с $\phi_{in} = 0.08$ %, на глубине $h_{in} = 25-30$ км (Пр. **В** – **В**, т.и. 3); Шагонарского с $\phi_{in} = 0.1$ % на $h_{in} = 20-25$ км (Пр. **Г** – **Г**, т.и. 10); Урэг-Нурского с $\phi_{in} = 0.08$ % на $h_{in} = 20-25$ км (Пр. **Б** – **Б**, т.и. 1, 2 и Пр. **З** – **3**, т.и. 17, 18).

Таким образом, гипоцентры землетрясений расположены (рис. 2) над коровыми блоками или вблизи глубинных разломов, характеризующихся $\phi_{in} = 1.2-0.06$ %. Эти блоки ассоциируют с зонами повышенного затухания обменных волн землетрясений и с понижением скоростей продольных в методах МОВЗ–ГСЗ [2, 3].

Литература

1. Белявский В.В., Шейнкман А.С., Килипко В.В. Возможности геоэлектрики при решении задач региональной и рудной геофизики: на примере Алтае-Саянского региона // Геофизические исследования. 2018. Т. 18. № 2. С. 56–72.

2. Белявский В.В. Трехмерная интерпретация магнитотеллурических данных. LAP-LAMBERT. Academic Publishing. Saarbrucken, Deutschland, 2017. 554 с.

3. Белявский В.В., Ракитов В.А. Флюидонасыщенность очаговых зон землетрясений Алтае-Саянского региона // Разведка и охрана недр. 2012. № 3. С. 13–20.

4. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 193 с. 5. Друскин В.Л., Книжнерман Л. А. Спектральный полудискретный метод для численного решения трехмерных нестационарных задач в электроразведке // Изв. Акад. наук СССР. Физика Земли. 1988. № 8. С. 63–74.

6. Курганьков П.П. Геодинамическая обстановка сейсмоактивных районов Алтае-Саянской области и проблема внутриконтинентального рифтогенеза // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск: КНИИГиМС, 2001. С. 31–44.

7. Матросов П.С., Шапошникова Г.Н. и др. Кн.1. Алтае-Саянский регион и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. Всесоюзный научно-исследовательский. Геол. Ин-т. Министерство геологии СССР. Л.: Недра, 1988. 299 с.

8. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформация земной коры Алтае-Саяянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.

9. Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M. Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. V. 150. P. 3–14.

10. *Shankland T.I., Waff H.S.* Partial melting and electrical conductivity anomaliel in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1977. V. 33. P. 5409–5417.

Н.А. Божко¹

Актуальные вопросы суперконтинентальной тектоники

Современное состояние геотектоники характеризуется признанием того, что Пангея является лишь самым молодым суперконтинентом, что история Земли, по крайней мере, за последние три млрд лет определяется сборкой и разборкой суперконтинентов. Это привело к обособлению суперконтинентальной тектоники в новое самостоятельное направление в геологии, содержащее обширный круг специфических проблем. Доклад направлен на систематизацию этих вопросов с краткой характеристикой их содержания и состояния решения. При этом, в нем не затрагиваются проблемы палеомагнетизма, составляющего важнейшую, но особую часть суперконтинентальной тектоники.

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

1. Что такое суперконтинент? Этот вопрос на первый взгляд кажется риторическим, однако стандартное определение термина суперконтинент имеет важное значение, ибо от него будут зависеть, например, расчеты продолжительности суперконтинентального цикла и другие. К сожалению, существующая неоднозначность понимания этого термина продолжает иметь место и даже в некоторых последних работах суперконтинентом называют Гондвану. Мы всегда понимали, отталкиваясь от первоисточника – вегенеровской Пангеи, под суперконтинентом единый континент, объединявший в конкретную эпоху геологического прошлого все или решительное большинство ранее разобщенных континентальных блоков Земли [1]. Очень крупные континентальные массы можно именовать *мегаконтинентами*. В качестве рабочего определения возможно использовать предложение Д. Мирта называть суперконтинентом территориальную массу, объединяющую не менее 75% континентальной площади Земли [2].

2. Суперконтинентальный цикл и его продолжительность.

Вопросы эпизодичности тектонических процессов рассматривались ранее неоднократно, но понятие о суперконтинентальном цикле, вмещающем сборку и распад суперконтинентов с квазипериодичностью около 500 млн лет в течение 2 млрд лет было введено впервые Уорсли с соавторами в 1982 году [3]. В работе 1984 года продолжительность цикла была определена ими в 440 млн лет. В настоящее время существуют различные оценки продолжительности суперконтинентального цикла от 300 до 700 млн лет. При этом есть авторы, отрицающие регулярную суперконтинентальную цикличность.

Предложенная автором [1] схема суперконтинентального цикла с периодом 400 млн лет в целом находит подтверждение современными геологическими данными, а также коррелируется с галактической цикличностью и вариациями интенсивности палеомагнитного поля. В его структуре, как и в структуре любого суперконтинентального цикла присутствуют две стадии. Первая стадия отвечает глобальной обстановке «один континент–один океан» и включает фазы интеграции (90 млн лет) и деструкции (рифтогенеза) (65 млн лет). Вторая стадия отвечает обстановке «несколько континентов – несколько океанов» и также состоит из двух фаз – распада в 85 млн лет, когда образуются молодые океаны и сборки в 165 млн лет, в которой преобладают процессы субдукции и коллизии. Каждая фаза цикла характеризуется своими индикаторными геодинамическими комплексами пород и может быть проверена фактическим материалом. Последовательность таких циклов, составляет суперконтинентальную цикличность.

Требует дальнейшей разработки проблема изменения во времени продолжительности суперконтинентального цикла, связанная с изуче-

нием постоянства скорости роста коры. На этот счет существуют противоречивые данные. Несомненно также, что датировки фаз суперконтинентального цикла будут уточняться по мере получения более совершенных изотопных геохронологических данных.

3. Количество «общепризнанных «суперконтинентов. Предложенная цикличность позволила выявить существование в почти трехмиллиардной истории Земли семи суперконтинентальных циклов и соответствующее число суперконтинентов, что больше количества «общепринятых» (Кенорлендия, Колумбия, Родиния, Паннотия и Пангея), которые при этом вписываются в означенную цикличность с периодом 400 млн лет.

Обоснование выделенных суперконтинентов Ятулия (~ 2335 млн лет) и Готия (~ 1500 млн лет базируется на имеются современных геологических и палеомагнтных данных [4].

4. Механизм формирования и распада суперконтинентов. В проблематике суперконтинентальной цикличности эта тема занимает одно из центральных мест. В развитии суперконтинентального цикла обнаруживается взаимодействие механизмов тектоники плит и мантийных плюмов. Сборка суперконтинента происходит за счет плитнотектонических процессов субдукции и коллизии в фазу конвергенции. В период существования суперконтинента за счет эффекта теплового экрана создаются условия для процессов, связанных с действием мантийных плюмов: андерплейтинга, континентального рифтогенеза, основного магматизма, высокотемпературного метаморфизма, приводящие к его распаду. Ключевую роль при этом играют крупные магматические провинции.

Анализ механизма формирования и распада суперконтинентов вызывает ряд важных и нерешенных вопросов, уже затронутых в литературе, таких как связи различных типов типов мантийной конвекции со сборкой и распадом суперконтинента [5], взаимоотношение стадий и фаз суперконтинентального цикла с процессом роста континентальной коры [6], реальность механизмов интроверсии и экстраверсии [7], даунвеллинг [8] и другие.

5. Проблема протосуперконтинентов. Когда была запущена суперконтинентальная цикличность? Согласно распространенному, но не общепризнанному мнению, первым суперконтинентом была Ваалбара [9], состоявшая из ныне разобщенных кратонов Каапвааль и Пилбара. Это представление основано на сходстве строения их фундаментов, развития позднеархейских протоплатформенных чехлов, присутствии четырех древнейших метеоритных импактов в интервале 3200–3500 млн лет и кислого вулканизма на уровне 3470 млн лет, возможно связанного с этими событиями, а также палеомагнитными данными. Ваалбара формировалась от 3.6 до 3.1 млрд и существовала от 3.0 до ~2.8 млрд лет. Остается неясным: была ли Ваалбара суперконтинентом или суперкратоном и существовали ли подобные образования в палеоархее?

Наиболее древний датированный материал на Земле представлен обломочными цирконами в кварцитах района Джек Хиллс, кратона Йилгарн, Западная Австралия с возрастом 4.2–4.4 млрд лет. Можно сделать смелое предположение, что они указывают на существование гипотетического суперконтинента «Циркония», поглощенного в мантию в результате рециклинга. В пользу этого предположения указывают результаты изучения изотопного состава гафния в обломочных цирконах из Джек Хиллс и указывают на более широкое чем предполагалось раньше, распространение сиалической континентальной коры на уровне 4.2 млрд лет, переработанной в раннем архее. Согласно схеме суперконтинентальной цикличности с периодом 400 млн лет возрастные рамки этого суперконтинента находятся в интервале 4320–4170 млн лет [1].

Существование последующих суперконтинентов уже можно предполагать на основании гранито-гнейсов ТТГ ассоциации, зафиксированных в каменной летописи и датированных от 4 до 3 млрд лет. Древнейший такой суперконтинент (3920–3770 млн лет), согласно данной цикличности образовался в результате развития СЦ 4320–3920 млн лет и назван нами Акастия по месту находки самых древних на земле пород. Второй суперконтинент Себаквия (3520–3370 млн лет) был образован при завершении СЦ 3920–3520 млн лет. Его название заимствовано от наименования «протократона Себакве», сложенного древнейшими породами на территории кратона Зимбабве с возрастом 3.54–3.65 млрд лет.

Геодинамические процессы, господствовавшие тогда, нам во многом, не известны, но примечательно то обстоятельство, что все породы с древнейшими датировками не разбросаны произвольно по временной шкале, а концентрируются именно в пределах собственно суперконтинентальных рамок циклов и полностью отсутствуют в первой межсуперконтинентальной стадии, что указывает на иные механизмы корообразования, господствовавшие в раннюю эпоху истории Земли, отличные от плитно-тектонических.

6. Тектоническая унаследованность в ходе суперконтинентальной цикличности.

Особой проблемой суперконтинентальной тектоники является выяснение вопроса: испытывают ли фрагменты континентальной коры, образовавшиеся после распада суперконтинента, произвольные перемещения по поверхности Земли до того, как соединиться в новый суперконтинент, или эти события происходят закономерно на фоне относительно упорядоченного структурного плана Земли. Результаты последних мировых исследований, в том числе палеомагнитных [10], свидетельствуют о том, что эти процессы развивалась на фоне тектонической унаследованности, детерминированной глубинными коровыми и мантийными факторами [11]. Это исключает хаотическую перетасовку континентальных блоков в процессе формирования и распада суперконтинентов.

7. Космические факторы в суперконтинентальной цикличности.

Определенную роль в ходе суперконтинентальной цикличности, возможно, играют малоисследованные космические и ротационные факторы. Так, стадии и фазы суперконтинентального цикла в 400 млн лет коррелируются с описанными галактическими и геомагнитными периодическими событиями. В отечественных публикациях [12 и другие] рассматривалось значение гравитационных воздействий внешних небесных тел, включая притяжение Галактики на суперконтинентальную цикличность, влияние ротационного фактора на устойчивое расположение центров всех суперконтинентов в экваториальной зоне.

8. Металлогения и суперконтинентальная цикличность.

В настоящее время хорошо установлена временная связь между формированием многих типов полезных ископаемых со сборкой или распадом суперконтинентов. Данная тема затрагивалась во многих работах, начиная с [13]. Автором на основе распределения алмазоносных кимберлитов и лампроитов в фазах суперконтинентальных циклов впервые намечены интервалы в истории Земли, отличающиеся различным возможным потенциалом алмазоносного магматизма, что в сочетании с факторами его структурной локализации может быть использовано при прогнозировании [14].

9. Развитие органического мира и суперконтинентальная цикличность.

Установлено в ряде работ [15] и других, что суперконтинентальная цикличность оказывают влияние на биогеохимические циклы. Распад суперконтинентов, рифтогенез создает аномальную геохимическую среду, обогащенную питательными элементами (веществами). Влияние сборки суперконтинентов, горообразоваия на эволюцию жизни выражается создании новых источников таких веществ, способствующих быстрому увеличению биоразнообразия. С распадом суперконтинентов в некоторых последних моделях связываются массовые вымирания организмов.

Каждая из перечисленных проблем характеризуется различной степенью исследованности и прогресса в их решении, составляющего ближайшую задачу суперконтинентальной тектоники.

Литература

1. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. Ун-та. 2009. Сер. 4. Геология. № 2. С. 13–27.

2. *Meert J.G.* Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontients // Geoscience Frontiers. 2014. N_{\odot} 5. P. 155–166.

3. *Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B.* Plate tectonic episodicity: a deterministic model for periodic "Pangeas" // Eos. Transactions of the American Geophysical Union. 1982. V. 65. N 45. P. 110.

4. Божко Н.А. Суперконтиненты протерозоя // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия: этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм. геодинамика. 22–24 октября 2019 г. СПб., 2019. С. 41–44.

5. Сорохтин О.Г. Жизнь Земли. М. Институт компьютерных исследований. 250 с.

6. Van Kranendonk M.J., Kirkland C.L. Conditioned duality of the Earth system: Geochemical tracing of the supercontinent cycle through Earth history // Earth-Science Review. 2016. № 160. P. 171–187.

7. *Murphy J.B., Nance R.D.* Do supercontinents introvert or extrovert?: Sm– Nd isotopic evidence // Geology. 2003. № 31. P. 873–87.

8. Santosh M., Maruyama, S., Yamamoto S. The making and breaking of supercontinents: Some speculations based on superplumes, super downwelling and the role of tectosphere // Gondwana Research. 2009. V. 15. Is. 3-4. P. 324–341.

9. Zegers T.E., de Wit M.J., Dann J., White S.H. Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochronological, and palaeomagne-tic test // Terra Nova. 1998. №10. P. 250–259.

10. Meert J.G. Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontients // Geoscience Frontiers. 2014. N_{\odot} 5. P. 155–166.

11. Божко Н.А. Тектоническая унаследованность и предопределенность в ходе суперконтинентальной цикличности // Материалы LI Тектоническо-го совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 60–63.

12. Баренбаум А.А., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупномасштабные тектонические циклы: интерпретация с позиций галактической концепции // Вестн. Моск. Ун-та. 2004. Сер. 4. Геология. № 3. С. 3–16.

13. Barley M.E., Groves D.I. Supercontinent cycle and the distribution of metal deposits through time // Geology. 1992. № 20. P. 291–294.

14. Божко Н.А. Алмазоносный магматизм в суперконтинентальных циклах // Руды и металлы. 2019. № 3. Р. 22–28.

15. Santosh M. Supercontinent tectonics and biogeochemical cycle: A matter of 'life and death'// Geoscience Frontiers. 2010. № 1. P. 21–30.

Кинематика Первомайской зоны транспрессии и ее роль в формировании покровно-складчатой структуры известняков зилимской серии (Южный Урал)

Первомайская зона транспрессии является частью крупной Катавско-Юрюзанской правосторонней взбросо-сдвиговой зоны, которая отделяет основное поле развития рифейских комплексов Башкирского мегантиклинория от расположенного северо-западнее клина Западноуральской мегазоны внешней складчатости и Сулеймановской антиклинали. Складчатая структура рифейских комплексов во многом подчеркивает правосторонние смещения по всей этой зоне: картируются многочисленные Z-образные подвороты слоёв и реальные правосторонние смещения маркеров.

С юго-востока Первомайская зона ограничена Сулеинским взбрососдвигом, юго-восточное крыло которого сложено рифеем. По данным крупномасштабных поисковых работ на бокситы (Ф.К. Денисов и др., 1961 г.). Первомайская зона транспрессии включает в себя пакет полого залегающих тектонических пластин, выдавленных из зоны Сулеинского взбросо-сдвига на северо-запад. Пакет представляет собой серию мелких надвигов, козырьков, сложенных карбонатно-терригенными породами от нижнего девона до франского яруса включительно и надвинутых на битуминозные фаменские известняки зилимской серии. Кроме того, на серию девонских пластин надвинуты пластины, сложенные верхним рифеем. Вместе с тем до последнего времени структура известняков зилимской серии аллохтона, а также ее точный возраст оставались неизученными.

Согласно нашим данным, возраст известняков зилимской серии в районе Улуирского карьера устанавливается как ранний фамен (конодонтовая зона Palmatolepis triangularis) по присутствию зонального вида *Palmatolepis triangularis* Sanneman и руководящей формы *Palmatolepis subperlobata* Br. et M. Появление вида *Mitrellataxis ornata* Dzik J. указывает на то, что это может быть верхняя часть зоны.

Строение известняков зилимской серии изучено у д. Мурсалимкино в Улуирском карьере, который находится в пределах южного выклинивания Западноуральской мегазоны внешней складчатости. Зилимская

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; bobrbor7319@gmail.com, ekaterina.volodina2015@yandex.ru

серия представлена здесь толстослоистыми серыми афанитовыми известняками и битуминозными доломитами, часто с хорошо выраженными поверхностями твердого дна, что указывает на регулярное прекращение карбонатной седиментации с последующим субаквальным выветриванием, что в свою очередь, может быть связано с периодическим обмелением бассейна. Известняки зилимской серии интенсивно деформированы: они разбиты на блоки разрывами преимущественно взбросово-сдвиговой кинематики и смяты в сложные складки различной морфологии.

Структурные исследования слоистых известняков в Улуирском карьере проводились на трех уровнях. На *макроуровне* изучались крупные складки, на *мезоуровне* – зеркала скольжения, структуры будинажа, системы кулисных жил, а на *микроуровне* – межзерновой кливаж, стилолитовые швы и минеральные жилы. Основные наблюдения проводились в северо-восточном борту Улуирского карьера, на его нижнем ярусе, где вскрыты темно-серые, толстослоистые известняки, крутопадающие на юго-восток. Структурные элементы изучались последовательно по стенке карьера с северо-запада на юго-восток.

В пределах первого интервала (около 7 м), судя по положению поверхностей твердого дна, залегание пород перевернутое. Известняки разбиты серией трещин, иногда с зеркалами скольжения взбросового типа. Кроме того, они пересечены маломощной крутой зоной рассланцевания, местами с тектоническими брекчиями. В известняках присутствуют две системы зеркал скольжения – сдвиговые северо-западного простирания и взбросовые северо-западного падения.

Юго-восточнее (ещё 7 м) известняки слагают опрокинутую складку северо-западной вергентности с относительно пологим (30–40°) юговосточным крылом и очень крутым северо-западным крылом, которое осложнено взбросом, параллельным осевой поверхности складки. Следующие 8 м стенки на юго-восток сложены блоками известняков, разбитых хаотической сетью трещин.

Далее около 12 м по всей стенке известняки имеют моноклинальное, причем, судя по положению хардграундов, преимущественно перевернутое залегание. Падение слоев юго-восточное, крутое (70–90°). Выше, на втором и третьем уступах карьера, видно, что они, скорее всего, слагают крылья изоклинальных вертикальных до опрокинутых складок.

Ещё дальше на юго-восток по стенке карьера известняки слагают крупную ныряющую изоклинальную складку, осевая поверхность которой на северо-западном погружении складки имеет почти вертикальное северо-западное падение, а юго-восточнее резко изгибается и становится горизонтальной. Таким образом, юго-восточная часть структуры представляет собой лежачую складку высотой около 25 м и шириной около 8 м. Замок складки срезан разрывом с большим зеркалом скольжения взбросового типа.

В стенке второго яруса известняки смяты в крупную наклонную антиформу северо-восточной вергентности, сложенную переслаивающимися темно-серыми известняками, серыми плотными карбонатными глинами, местами рассланцованными, и серыми глинистыми известняками. Известняки, слагающие слои мощностью от 5 до 70 см, местами будинированы.

Далее на протяжении 15 м по стенке известняки залегают моноклинально. Они разбиты сетью трещин с прожилками кальцита. Прожилки часто образуют левокулисные серии, собранные в полосы шириной до 20 см, и маркирующие правый скол, который соответствует взбросу северо-западного падения. В 15 м далее на северо-запад те же известняки, постепенно меняя свою ориентировку, слагают синформу с округлым замком и горизонтальным шарниром восток-северо-восточного простирания.

Микроструктурный анализ основывался на изучении в шлифах микроструктур сжатия (стилолитовых швов, межзернового кливажа) и микроструктур растяжения (минеральные жилы).

Жилы, выполненные кальцитом различной степени раскристаллизованности, обычно образуют регулярную, закономерно ориентированную сеть. Наблюдаются жилы двух генераций. Жилы первой генерации хорошо выражены, неволокнистые, обычно синтаксиальные, в пределах шлифа образуют две системы. Они пересекаются жилами второй генерации, которые более раскристаллизованы, неволокнистые, синтаксиальные, сутурный шов обычно выражен нечётко, отдельные участки обладают зональным строением: внешние зоны жил более мелкозернистые, границы с вмещающими породами плавные. Наблюдаются также жилы с волокнистым заполнением, в которых кристаллы кальцита ориентированы либо ортогонально стенкам, либо под углом ~45°.

Стилолитовые швы обычно имеют фестончатую или неправильную форму, в отдельных случаях прерывисты, иногда веерообразно ориентированы, приурочены к поверхностям твердого дна. С отдельными генерациями минеральных жил стилолитовые швы образуют парагенетические ассоциации, образованные в едином поле напряжений. В них системы параллельных жил кальцита расположены отчетливо ортогонально к стилолитовым швам. Вместе с тем по стилолитовым швам и параллельно им развиваются более поздние кальцитовые жилы.

В единичных шлифах встречены структуры прерывистого межзернового кливажа типа сближенных стилолитовых швов. Кливаж частый,

грубый, анастомозный, переход между кливажными зонами и микролитонами плавный.

Таким образом, структурный парагенез в фаменских известняках составляют структурные элементы нескольких уровней:

– макроуровень – складки вертикальные изоклинальные, наклонные и опрокинутые антиформные, субгоризонтальные ныряющие;

 мезоуровень – зеркала скольжения различной кинематики, структуры будинажа, кулисные жилы;

 микроуровень – стилолитовые швы, межзерновой кливаж и минеральные жилы.

Анализ этих структур, особенно – микроструктур, указывает на их полихронное образование, причем микроструктурные исследования показывают, что ориентировка поля напряжений при формировании структуры известняков менялась, причем вплоть до появления ортогональных направлений сжатия. Причина такой ситуации может заключаться либо в смене регионального поля напряжений, либо в том, что отдельные блоки при деформации испытывали вращение, а микроструктуры отражают их положение на разных этапах деформации.

В региональном плане особый интерес вызывает юго-восточная вергентность ныряющих складок и взбросов в районе Улуирского карьера. В расположенной юго-восточней Первомайской зоне правосторонней транспрессии вергентность складок и надвигов северо-западная. Скорее всего, деформационные структуры известняков, вскрытые в северовосточном борту Улуирского карьера, также формировались в правосторонней зоне транспрессии, сопряжённой с главной, Первомайской зоной.

Таким образом, широкая полоса северо-западнее Сулеинского взбросо-сдвига ограничена парой параллельных локальных зон транспрессии с встречной вергентностью (Первомайской и Улуирской), то есть представляет собой рамп.

Геодинамика Урало-Монгольского и Арктического складчатых поясов в недрах Западной Сибири

Глубокое бурение, достигшее Гыданского полуострова, на котором скв. 130 параметрическая при забое 6126 м вскрыла триасовую толщу с валуном лейкократового плагиогранита, датированного U-Pb методом в 248.7±3 млн лет [1], в совокупности с материалами сейсморазведки и потенциальных полей позволило выяснить ряд особенностей строения Арктического и Урало-Монгольского складчатых поясов. Граница между указанными складчатыми поясами проходит через Южный Ямал, Гыданский полуостров и к югу от Таймырид. На схеме (рисунок) она намечена жирным пунктиром.

Урало-Монгольский пояс представлен Уралидами, Казахстанидами и Алтаидами, к востоку от которых выделяется структура тиманид с возрастом консолидации в 500–550 млн лет назад, байкалид и позднеархейских енгидинид Сибирской платформы.

Благодаря большому объему глубокого бурения установлено, что северная часть Урало-Монгольского пояса имеет существенно иное строение, чем предполагалось В.С. Сурковым, О.Г. Жеро [5] и другими. Выяснилось, что вдоль зоны сочленения поясов развиты мелкие блоки фундамента, представленные в основном докембрийскими гнейсами, филлитами и слюдяными сланцами. Наиболее древними образованиями оказались кристаллические сланцы, вскрытые на Верхнереченской площади, скв. 2 с возрастом по цирконам в 1168±13 млн лет [2].

Наиболее молодые метаморфиты содержат цирконы с возрастом в 515±13 млн лет на Западно-Яротинской площади. Всего на Южном Ямале выявлено 4 таких блока.

К югу от Обской губы установлено три древнейших блока. При этом на Янгиюганской площади в скв. 1 вскрыты слюдяные сланцы с цирконами в 953 млн лет и нижележащие гранито-гнейсы с возрастом по цирконам в 566±3 и 545±5 млн лет, которые чередуются с амфиболитами. К востоку от Обской губы скважина 1001 Медвежья вскрыла филлиты и зеленые сланцы с цирконами возраста 519 и 526 млн лет.

На о. Свердрупа скважиной 1 вскрыты филлиты и серицито-глинистые сланцы, относимые к венду, но относящиеся по K-Ar датировки в 260 млн лет к Таймыридам. К югу от зоны сочленения поясов, выявлен горст, сложенный углеродисто-слюдистыми сланцами по скв. 316 Мед-

¹ ООО «Многопрофильное научное предприятие «ГЕОДАТА», Тюмень, Россия; nesterov i i@sibsac.ru

вежьей, содержащими цирконы с двумя группами возрастов по Pb-Pb методу – около 2.6 и около 2.4 млрд лет.

Метаморфиты, вскрытые скв. 1001 Медвежьей к востоку от Обской губы, перекрыты чехлом платформенных отложений. По данным сейсморазведки ОГТ чехол представлен ордовикскими–пермскими отложениями, что свойственно тиманидам.

Важный информативный аспект региона представляет возраст наиболее молодых гранитоидов и вергенция складчатости. Северным гранитоидом на Ямале является лейкократовый массив, вскрытый двумя скважинами 1 и 3 (Верхнереченская площадь) и имеющий по цирконам возраст в 259±3 млн лет [4] Окраинные части Арктического пояса вмещают мелкие гранитоиды, по данным Каплан А.А. и др., с Ar-Ar возрастом в 259 и 244 млн лет. В зоне сочленения поясов установлены признаки надвигания структур Арктического пояса на Тимано-Печорскую плиту и Уралиды. На востоке региона Таймыриды с возрастом консолидации в 245 млн лет надвинуты на Сибирскую платформу. Примечательно, что Тимано-Печорская плита и западная часть Сибирской платформы испытали индукционный тектогенез также со стороны Урало-Алтайского орогена, что выразилось в синхронном формировании траппов, особенно мощных на Сибирской платформе, но прослеживаемых на юг до Кузнецкого бассейна. Аналогичные траппы, выполняющие вулкано-тектонические депрессии, выявлены на севере Западной Сибири сверхглубокими скважинами СГ-6 Тюменской, СГ-7 Енъяхинской, а также юго-восточнее на Светлогорской (Толькинской), Южно-Ширтовской площадях и Лекосской параметрической скв. 27. Южнее структура Урало-Монгольского складчатого пояса (УМП) расшифровывается по данным изучения глубоких скважин и скоростным параметрам (таблица).

Главными чертами геодинамики Урало-Монгольского пояса являются зарождение главной складчатости в центральной части пояса и распространение ее к окраинам в течение конца визейского века, среднего и позднего карбона, пермского периода и раннетриасовой эпохи. Как показали Р.Г. Гарецкий, А.Е. Шлезингер и А.Л. Яншин [3], орогения этой эпохи, завершившейся массовой гранитизацией к 245–250 млн лет, была весьма интенсивной. Эта интенсивность складчатости подчеркнута развитием докембрийских толщ в ядрах антиклинориев, в то же время в 30 мульдах синклинориев местами сохранились риолитовые молассы варгашинской и других серий с возрастом в 260–245 млн лет. Цикл развития УМП составил 250 млн лет. Смежные кратоны в это время испытали индукционный тектогенез. Арктический пояс изучен нами только в его южной части и представлен миогеосинклинальным типом палеозойских разрезов. Он завершился в самом начале среднего



Рисунок. Схема геотектонического районирования фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы

триаса с подавленной гранитизацией в течение 256–244 млн лет. Структуры Арктического пояса надвинуты на южную раму и также оказали индукционное воздействие на эту раму в форме деформации и триасового магматизма. Этим объясняется кратковременность триасового магматизма и его локализация вдоль складчатых поясов.

Литература

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Касьянов И.В., Сергеев С.А., Шокальский С.П. Новые данные о фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы и их геологическое значение // Горные ведомости. 2019. №1. С. 4–21.

	(кустические пара	метрі	од дород до	норского фун	цамента	Западно-	Сибирсі	кой геоси	інеклизы	
z	F	E	Į	J L	Ľ	Скорос	Tb, M/C	7.7 7.7	Средние ск	орости, м/с	12.712
oõp.	104Ka	1111011(81)6	Ξ.	и луоина, м	вгороца	Vp	Vs	vp/ vs	γþ	Vs	vp/ vs
					Породы док	ембрия					
						6602,7	2990,1	2,21			
-	2	Янгиюганская	1 пар.	2073-2089	сланцы	6635,5	3036,5	2,185	6613,27	3007,33	2,199
	3		•		апооазальтовые	6601,6	2995,4	2,204			
	1					6453,7	3059,4	2,109			
7	2	Вост-Кеушкинская	921	2556,9-2559,2	кварциты	6418,3	1,989,1	2,147	6503,93	3021,43	2,153
	3					6639,8	3015,8	2,202			
					Породы па.	пеозоя					
,	-	1	-	2020		4621,1	2198,22	2,102	1015	2100.45	71776
°]	2	NATEICCRAN	-	06/7	серпентиниг	4781,9	2200,7	2,17	c,10/4	C4;6612	0/01/7
	1					5500,1	2401,3	2,29			
4	2	Радонежская	125	3000	гарцбургиг	5502,5	2626,7	2,095	5439,2	2517,3	2,1607
	3					5314,9	2523,9	2,106			
	1					4640,3	2111,4	2,198			
S	2	Северо-Тамаргинская	50	2732-2740	метапесчаник	4581,5	2288,1	2,002	4541,17	2151,43	2,111
	3					4401,7	2054,8	2,142			
6	-	Ванжильская	6	2255-2259,2	известняки	6128,4	2788,8	2,198	6128,4	2788,8	2, 198
7	1	Коликьеганская, 25	25	2782,0-2784,0	Гранит	5290,1	3142,5	1,683			
8	1	ЗапОхтымлорская, 21	21	2536,0-2540,0	Гранит	5369,4	3208,9	1,673			
6	-	Янгиюганская парам.	-	3852,0-3852,3	Плагиогнейс, PR1	4460,5	2721,8	1,639			
				Kp	асноселькупска	я серия (Р ₃ -	(I.T.				
91	1	Denvirovenue	-	3700 3705	a monoto fondation	5410,4	2557,6	2,115	510015	757625	2 1241
10	2	перансаудоссиская	-	CEIC-0EIC	I di la contra l	5585,9	2595,1	2,152	CT'02+C	0,001,07	1+01,2
=	-1	Fu- dynnerag	CL-7	6503	й пири т шегер	5245,4	2524,3	2,078	51071	2500.45	2 071
:	7	LITTATICAAA	5	7000	nandor laucou	5148,8	2494,6	2,064	1,1010	C15007	2,0/1
						4646,8	2050,4	2,266			
12	2	Ен-Яхинская	CT-7	7028	базальт зеленый	4658,5	2081,8	2,238	4621,13	2002,25	2,308
	3					4558,5	1875,2	2,431			
					Туринская сер	ия (T ₂ -T ₃)					
2	-	Boor Doğummorod	-	21012 21812	базальт черный,	3693,5	1817,2	2,033	3740.6	1 277 75	7000
3	2	рост-ттандугинская	-	1,12+0-0,+0+0	землистый	3787,7	1338,3	2,06	0,041C	1021	2,111/

2. Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Шадрин А.Н. Особенности строения зоны сочленения Арктического и Урало-Монгольского складчатых поясов с реликтами океанических структур // Тектоника современных и древних океанов и их окраины. Материалы совещания. Т. І. М.: ГЕОС, 2017. С. 58–62.

3. Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ Евразии // Геотектоника. 1965. № 1. С. 38–50.

4. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Бочкарев В.С., Шокальский С.П. Возраст гранитов из фундамента полуострова Ямал; первые изотопные данные. Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы // Материалы научной конференции. XV чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 101–102.

5. *Сурков В.С., Жеро О.Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

А.М. Брехунцов, В.С. Бочкарев, Б.В. Монастырев, <u>И.И. Нестеров (мл.)</u>¹, Д.А. Огнев

Особенности тектоники Западно-Сибирского бассейна и их влияние на этаж нефтегазоносности

Новые данные по сверхглубокому бурению, в частности на Гыданском полуострове, и переобработка сейсморазведочных региональных материалов МОГТ позволили актуализировать структурные карты по основным отражающим горизонтам, начиная с горизонта А, приуроченного к подошве мезозойско-кайнозойских отложений. Накопившийся геолого-геофизический материал по бассейну стал основой для того, чтобы уточнить важнейшие особенности его геодинамики и тектонической истории формирования крупнейших ловушек.

Уже после публикации работ Н.Д. Зелинского, т.е. более 100 лет назад, стало известно, что нефть образуется из сапропеленосных пород и поступает в ловушки в зависимости от режима развития земной коры, т.е. от температуры и давления [3]. Фактор высоких температур сказался даже в том, что краевые части Западно-Сибирского бассейна, шириной от 100 до 400 км, не содержат залежей нефти и газа в промышленном количестве.

¹ ООО Многопрофильное научное предприятие «ГЕОДАТА», Тюмень, Россия; nesterov i i@sibsac.ru, geodata@mnpgeodata.ru





Западно-Сибирский бассейн развивался по центробежной схеме с севера на юг и в маастрихтский век на юге соединился с Туруханским бассейном (геосинеклизой).

Второй особенностью бассейна является формирование ловушек первого порядка и крупнее во внутренней области – это мегавалы и своды. Все они, как правило, древнего заложения и прерывистого развития так, что некоторые поднятия, как Уренгойское, имели позднемеловой или даже кайнозойский главные этапы роста. При этом закартированные разломы тяготеют к бортам геосинеклизы и, как правило, начали формироваться в раннеюрскую эпоху и максимум их приходится на послесеноманское время. Эти разломы прерывистые, имеют протяженность до 100–120 км, не более. Еще одной особенностью бассейна является отсутствие рифтовых впадин на севере региона. Благодаря сверхглубоким скважинам СГ–6, СГ-7 и 130 Гыданской установлено, что мощность чехла на севере не превышает 7000 м (рисунок).

Различная скорость роста поднятий отобразилась и на этаже нефтеносности месторождений, которая, например, у Красноленинского свода достигает 100 % песчаных пластов. Свод имеет древнее заложение и последовательное затухание к эоценовому периоду [1].

Некоторой спецификой опоискования ловушек является то, что за основу принимается структурная карта по отражающему горизонту Б, приуроченному к кровле баженовского горизонта. При затухающем типе развития ловушек, площадь их резко уступает площади по отражающему горизонту А, некоторые ловушки кажутся непривлекательными. Так, на границе Карского моря и полуострова Ямал закартировано Скуратовское поднятие. Поднятие имеет площадь 2000 км² по горизонту А и частично находится на полуострове, что дает возможность его опоискования с суши, путем наклонного бурения до глубины 6500 м. Скуратовское поднятие имеет сходные черты тектонической истории развития с Красноленинским сводом, который оконтуривается стратоизогипсой минус 2700 м, при этом нижние пласты юрских песчаников выклиниваются на крыльях структуры и отсутствуют на своде. Опоискование Скуратовского поднятия целесообразно начать с суши. Неокомский разрез представлен глинистыми отложениями, вышележащие отложения апта, альба и сеномана с большой вероятностью продуктивны и доступны в своде ловушки. Такая ситуация характерна еще для ряда новых ловушек, поэтому необходимо учитывать историю развития ловушки, считываемую со структурных карт.

Крупнейшее в Западной Сибири поднятие, Мессояхский порог, амплитудой 900 м по горизонту Б имеет послеюрское заложение, и залежи здесь приурочены в основном к верхнему мелу. Учитывая историю развития этой структуры, можно прогнозировать продуктивность ловушек более глубоких горизонтов юры и триаса [2].

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. 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 полез. ископаемых РФ», ЗАО «НГЦ ГЕОТЕХНОКИН», 2012. С. 56–58.

3. Губкин И.М. Избранные труды. М., 1953. Т. II. 585 с.

Е.А. Бродникова^{1, 2}

Состав и возраст пород источников сноса вендских терригенных отложений жалтауской свиты улутауской серии Улутауского массива (Центральный Казахстан)

Улутауский массив является одним из наиболее изученных блоков древней континентальной коры в юго-западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Пород фундамента в его пределах на данный момент не выявлено, но на существование архейских и палеопротерозойских комплексов в его основании указывают Sm-Nd изотопные данные и результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из осадочных комплексов неопротерозоя этого континентального блока [1, 2, 3, 5].

В пределах этого массива выделяется крупная тектоническая структура – Майтюбинская зона, сложенная в основном породами неопроте-

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

² Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия

розойского возраста. Среди геохронологически охарактеризованных пород в пределах этой зоны присутствуют вулканиты коксуйской серии (794 млн лет), граниты жаункарского (829 млн лет) и актасского (791 млн лет) комплексов, а также сиениты карсакпайского комплекса (673 млн лет) [7, 9]. Последние прорывают все более древние метаморфизованные комплексы неопротерозоя на данной территории и не подвержены метаморфическим изменениям [9].

В верней части разреза позднего докембрия Улутауского массива развиты отложения улутауской серии, представленной жалтауской, сатанской, бозингенской, курайлинской и байконурской свитами [4]. В основном это терригенно-карбонатные породы, среди которых выделяются горизонты микститов различного генезиса – конгломераты жалтауской свиты, конглобрекчии сатанской свиты и тиллиты байконурской свиты [4]. Следует отметить, что в настоящий момент получены данные U-Pb датирования цирконов из пород сатанской и байконурской свит [5]. Установлено, что обломочные цирконы из грубообломочных пород сатанской свиты имеют возраст 740-890 млн лет. Присутствуют отдельные зерна с палеопротерозойскими оценками возраста в интервале от 1990 до 2600 млн лет. Возраст детритовых цирконов из байконурской свиты находится в интервалах 674-730 и 755-890 млн лет. Таким образом, доминирующими источниками сноса для терригенных пород сатанской и байконурской свит были неопротерозойские комплексы с возрастом от 720 до 890 млн лет [5].

Основным объектом нашего исследования являются терригенные породы жалтауской свиты. Целью исследования стала изучение состава и оценка возраста пород питающих провинций, послуживших источниками обломочного материала для отложений этой свиты.

Отложения жалтауской свиты имеют кремнисто-терригенный состав и несогласно залегают на размытой поверхности неопротерозойских вулканитов лакбайской серии [4]. В ее основании развиты песчаники с текстурами оползания, которые, как мы предполагаем, связаны с гравитационными движениями при накоплении осадка. Выше по разрезу залегают конгломераты. Обломки в них представлены валунами и гальками кварцитов темно-серого цвета (около 70% обломков) и вулканитов кислого состава, реже встречаются обломки гранитоидов.

Для вулканических пород из обломочной части конгломератового горизонта были выполнены петрохимические и геохимические исследования. Вулканиты представлены кислыми породами щелочного и умеренно-щелочного ряда и относятся к трахитам, трахириодацитам, трахириолитам, риолитам и комендитам. Для них характерны следующие геохимические особенности: сумма щелочей 7.6–10.6 вес %, концентрации Th варьируют от 6.7 до 12.8 г/т, суммы редкоземельных эле-

ментов меняются от 195 г/т до 827 г/т, с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ((La/Yb)n =3.2–13.3) и отчетливо проявленным минимумом по европию ((Eu/Eu)_n =0.4–0.7).

Конгломераты вверх по разрезу сменяются маломощным горизонтом кварц-полевошпатовых песчаников, выше на которых залегает мощная до нескольких сотен метров по мощности толща вулканических пород.

Нами было проведено U-Pb датирование методом LA-ICP-MS обломочных цирконов из матрикса конгломератового горизонта, вышележащих крупнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, гранитного валуна из конгломератов.

В представительной пробе песчаников жалтауской свиты, составляющей более 10 кг, выделилось крайне мало цирконов, менее 20 зерен. Конкордантные значения возраста были получены для 10 зерен (конкордантность более 90%). Все они имеют практически неокатанную форму обломков и осцилляторную зональность типичную для магматических цирконов. Все эти зерна можно отнести к одной возрастной популяции в интервале 680–730 млн лет.

Результаты датирования детритовых цирконов из матрикса конгломератов жалтауской свиты имеют более разнообразную картину в распределении возраста детритовых цирконов. Для 92 конкордантных зерен получен диапазон значений возраста от 665 млн лет до 810 млн лет. Выделяется две наиболее представительных популяции. Первая по представительности популяция составляет 48 зерен с возрастом в интервале от 720 до 740 млн лет, где средневзвешенное значение составляет 724 млн лет. Вторая группа цирконов представлена 32 зернами цирконов с возрастом от 700 до 720 млн лет. 8 зерен имеют возраст в интервале 740–760 млн лет. Два зерна дают возраст на рубеже 800 млн лет. Возраст одного зерна совпадает с возрастом сиенитов карсакпайского комплекса – 680 млн лет.

Из конгломератового горизонта был отобран крупный валун гранитоидов и на основе U-Pb датирования цирконов установлен их возраст 730 млн лет. Всего измерено 18 зерен размерностью от 0.1 до 0.3 мм, для которых характерна четко выраженная осцилляторная зональность и отсутствие метаморфических кайм.

Вверх по разрезу над конгломератами находятся среднезернистые слоистые песчаники, расположенные в общей массе более крупнозернистых. Для детритовых цирконов из среднезернистых песчаников получен пик на 730 млн лет. Всего проанализировано 40 зерен, из них 35 имеют конкордатные значения возраста.

Сопоставляя данные U-Pb датирования методом LA-ICP-MC можно сказать, что в основании улутауской серии накапливались песчаники и

конгломераты, основным источником для которых являлись кварциты и интрузивные и эффузивные породы с возрастом 700–760 млн лет с пиком магматической активности на 720-30 млн лет. Для песчаников и матрикса конгломератов жалтауской свиты существовал единый источник поступления обломочного материала в бассейн седиментации при их накоплении. Следует отметить, что источник сноса имел локальный характер, т.к. в этих породах отсутствуют цирконы из более древних осадочно-вулканогенных комплексов Улутауского блока. Возрасты, полученные для песчаников, валунов и для матрикса конгломератов жалтауской свиты соответствуют одному временному интервалу, и, вероятно, отражают результат одного тектонического процесса в этот интервал времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №18-05-00604 и в рамках задания по базовым проектам ИГМ СО РАН.

Литература

1. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф, Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Дженг Х. Возраст пород источников сноса позднедокембрийских метатерригенных отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопные U-Pb- и Sm-Nd данные // ДАН. 2015. Т. 463. №2. С. 201–205.

2. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф, Школьник С.И., Вишневская И.А., Каныгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные // Геология и геофизика. 2016. Т.57. №11. С.1969–1991.

3. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф, Вишневская И.А., Серов П.А. Докембрийская железорудная карсакпайская серия Южного Улутау (центральный Казахстан): изотопно-геохимические данные // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 8. С. 1174–1190.

4. Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1979. 252 с.

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

6. Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н. Находка кремнистых микрофоссилий в кембрийских отложениях Байконурского синклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 51–56.

7. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Жаункарский гранитный комплекс позднего тония Улутауского сиалического массива (Центральный Казахстан) // ДАН. 2017. Т. 473. № 6. С. 691–695. 8. Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.

9. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.

В.В. Булдыгеров¹

Концепция плюмов – альтернатива плейт-тектонике

Плейт-тектоника с момента её зарождения и до настоящего времени подвергается обоснованной критике. Главные её положения противоречат законам физики и химии [2]. Концепция плюмов лишена этих недостатков. Их зарождение и эволюция обусловлены процессами формирования и эволюции планеты.

Как известно, Земля образовалась в результате эволюции пылегазового облака, которое вращалось вокруг Солнца [1]. Первичная температура облака была близка к современной космической и не превышала 10 К. При этой температуре все элементы, кроме гелия, находятся в твёрдом состоянии. Под воздействием сил гравитации в этом облаке вначале возникли рыхлые сгустки снежного типа. Слипаясь друг с другом, они росли и уплотнялись. По мере роста в центрах сгустков появились ледяные ядра, которые быстро увеличивались в размерах. В зависимости от относительных траекторий, они, сталкиваясь друг с другом, либо соединялись в более крупные образования, либо разрушались, образуя облака обломков. Эти обломки, в свою очередь, пополняли неразрушенные тела, которые также могли раздробиться. Таким образом, возникло всё разнообразие метеоритов, астероидов и комет.

Вследствие соударения, гравитационного сжатия и радиоактивного распада первичные ледяные тела разогревались и с их поверхности испарялись легколетучие компоненты. В результате возникли относительно рыхлые корки, а под ними сохранялась ледяная субстанция. Современными свидетелями этой стадии являются рыхлые пылевые комочки, ледовые метеориты и безъядерные кометы. По мере роста внутренние части тел разогревались и уплотнялись, теряя легколетучие ве-

¹ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия; buldygerov37@mail.ru

щества. Элементы соединялись в породы. Возникала твёрдая субстанция ультраосновного состава (углистые хондриты). В результате столкновений или взрывов таких тел появились мелкие тела с брекчиевыми структурами и импактного плавления (обыкновенные хондриты). В крупных телах на определённой глубине возникли Р-Т-условия для образования магмы, которая в результате ликвации разделялась на силикатную (мантия) и металлическую (внешнее ядро) составляющие. При их столкновении или взрыве появились, с одной стороны, железокаменные метеориты – палласиты, с другой – ахондриты: эвкриты и уреилиты, представители металлической магмы – металлические метеориты. На определённых расстояниях от Солнца сохранились только наиболее крупные тела (протопланеты). Из-за большого давления и недостаточного разогрева в центрах протопланет оказалось законсервированным первичное вещество протопланетного облака. Таким образом, возникла современная слоисто-кольцевая структура Земли: вверху располагалась силикатная оболочка (мантия) с тонкой корой. Ниже сформировался слой металлической магмы (внешнее ядро). Основную массу Земли составляло вещество пылегазового облака (внутреннее ядро). Первичные её размеры и масса были значительно больше современных параметров Земли. Окружена она было мощной атмосферой. Это создало высокую плотность вещества, которое приобрело металлические свойства.

Стремясь занять более высокое положение в гравитационном поле, с поверхности внутреннего ядра происходит испарение легколетучих компонентов, увлекая с собой тугоплавкие преимущественно некогерентные компоненты. Этому способствует падение давления в результате рассеивания атмосферы и повышение температуры внутренних частей Земли. Просачиваясь сквозь жидкое внешнее ядро, они оставляют в нём основную часть металлов, наращивая его объём, и привносят в мантию некогерентные элементы.

Потоки легколетучих компонентов, обогащённые некогерентными элементами, сосредотачиваются на границе мантии и внешнего ядра. Разбавляя субстрат мантии, они и создают неравномерно распределённые участки пониженной плотности (плюмы), которые стремятся занять более высокое положение в гравитационном поле. Под воздействием диффузного проникновения легколетучих компонентов совместно с некогерентными элементами и привносимого ими тепла в его головке появляются межзерновые микроплёнки жидкой субстанции, что приводит к резкому усилению привноса вещества и тепла. Таким образом, плюм перемещается вверх. Он может оторваться от границы ядромантия и перемещаться без подпитки снизу либо распадаться на отдельные части. В результате в мантии образуются изолированные уча-

стки пониженной плотности, которые трактуются плейт-тектоникой как слэбы.

Высокое давление во внутренних частях мантии и недостаточная температура не позволяют появлению больших объёмов магмы. Лишь в верхах мантии под воздействием плюмов возникают глубинные разломы, в зонах которых в результате падения давления в небольших объёмах генерируется магма ультраосновного состава часто с повышенными содержаниями некогерентных элементов, привносимых ими. По этим разломам магма устремляется вверх, образуя интрузии либо даже вулканы.

На определённых глубинах Р-Т-условия уже достаточны для выплавления из ультрабазитового субстрата небольших объёмов базальтовой магмы, образуя зону пониженной вязкости (астеносферу). Формирование больших объёмов базальтовой магмы путём простого выплавления из гипербазитового субстрата невозможно, так как в этом случае вокруг магматического очага будет возникать мощная оболочка тугоплавкого рестита, который заблокирует его рост. Но появление небольших объёмов жидкой субстанции резко усиливает приток легколетучих и некогерентных компонентов плюмов, который метасоматически перерабатывает ультраосновной субстрат в базальтовый. В результате образуются уже большие объёмы магмы основного состава, которая стремится распространяться как вверх, так и по латерали, поднимая, раздвигая и раскалывая литосферу. Это, в свою очередь, резко усиливает воздействие плюма, что приводит к росту мощности астеносферы, приближению её к поверхности. Усиливаются процессы выплавления магмы основного состава, которая устремляется на поверхность. В результате образуются поднятия, разломы и рифтогенные впадины, раздвигающие геоблоки вместе с верхами мантии (типа воронки). Огромные массы основной магмы поступают в верха Земли, создавая мощный покров базитов (базальтовый слой коры). При дальнейшем развитии рифтогенных впадин они могут превратиться в океаны. В их окраинных частях возникают условия сжатия формируются поднятия и горные сооружения.

При деградации плюмов начинается возвратное движение геоблоков, создавая условия сжатия. Интенсивность формирования магмы основного состава сокращается. Условия сжатия препятствуют поступлению легколетучих и некогерентных компонентов на поверхность. На глубине они активно метасоматически воздействуют на достаточно прогретую базитовую кору, постепенно неравномерно раскисляя её. По достижении гранитоидного эвтектоидного состава при соответствующих P-T-условиях генерируются магмы среднего и кислого составов. Из-за преобладания условий сжатия возникшие магмы застывают без значительного перемещения, образуя батолиты, в меньших объёмах поступают на поверхность или в близповерхностные уровни. Этот процесс приводит к возрастанию объёма с образованием положительных структур. В конечном счёте, блоки с корой континентального типа могут столкнуться. В зонах столкновения формируются горные сооружения и большие массы гранитоидов.

Дальнейшая деградация плюма приводит к сокращению потока вещества и энергии к поверхности. Процессы магмаобразования и интенсивность тектонических движений затухают, происходит пенепленизация поверхности. Затем процесс может повториться, но уже в новых тектоносферных условиях, или начаться в другом месте.

Таким образом, согласно концепции плюмов, главной движущей силой эволюции Земли является стремление вещества занять соответствующее место в гравитационном поле: лёгкие компоненты стремятся переместиться вверх, а тяжелые остаются внизу.

В общем, Земля эволюционирует циклично и направлено-необратимо. Периоды расширения, сопровождаемого преобладанием отрицательных движений и базитовым магматизмом в литосфере, чередуются с периодами сжатия, сопровождаемого преобладанием положительных структур, складчато-надвиговых дислокаций и магматизмом кислого состава. В результате испарения легколетучих компонентов, частично уносивших и труднолетучие вещества, размеры внутреннего ядра с переменной интенсивностью сокращаются. Объём внешнего ядра и мантии возрастает, что не компенсирует общих потерь объёма Земли.

Процессы дегазации Земли, по мере уменьшения массы и, соответственно, интенсивности гравитационного поля, усиливаются. Вероятно, они достигли максимума в мезокайнозойское время, что привело к формированию современных глубоководных океанов. В дальнейшем из-за сокращения объёма внутреннего ядра Земли интенсивность газоотделения будет сокращаться, что приведёт к сокращению интенсивности тектономагматических процессов. Приток газов из глубин планеты будет сокращаться, что будет сопровождаться деградацией атмосферы и гидросферы. Через какое-то время Земля станет похожей на Марс с несколько большими размерами.

Литература

1. Булдыгеров В.В. Историческая геология: геология докембрия (учебное пособие). Иркутск: Изд-во ИГУ, 2008. 183 с.

2. Булдыгеров В.В. Возможны ли горизонтальные перемещения литосферных плит? // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2013. С. 78–82.

Мафические включения во внутриплитных гранитоидах Западного Забайкалья, как индикатор мантийно-корового взаимодействия

Характерной особенностью внутриплитных гранитоидов Западного Забайкалья, является широкое распространение в них мафических микрогранулярных включений (mafic microgranular enclaves – MME), а также нередко встречающиеся комбинированные (базит-аплитовые, базиткварцевосиенитовые) дайки. Те и другие рассматриваются многими авторами как свидетельство одновременного внедрения мантийной базальтовой магмы и кислого расплава. Магматическое происхождение комбинированных даек, по крайней мере, их базитовой части, не вызывает особых сомнений. Сложнее обстоит дело с меланократовыми включениями (MME), исходный состав которых затушеван интенсивным взаимодействием с абсолютно преобладающим по объему кислым расплавом. Вместе с тем, доказательство магматического происхождения MME является важным аргументом, указывающим на синхронность внедрения базитовых и салических магм и, как следствие, участие мантийного магматизма в гранитоидном петрогенезисе.

Среди позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья меланократовые включения не редкость, однако распространены они крайне неравномерно. В Ангаро-Витимском батолите включения характерны для чивыркуйского и зазинского комплексов. Чаще всего ММЕ встречаются в кварцевых сиенитах, реже в гранитах, но в массовом количестве обнаружены в Бургасском [1], Романовском [2] и Улекчинском массивах.

Интереснейшим объектом для изучения меланократовых включений является Улекчинский гранитоидный плутон – типичный представитель гранитоидов зазинского комплекса в Юго-Западном Забайкалье. Массив, расположенный в левобережье р. Джида (южный склон хр. Малый Хамар-Дабан), занимает площадь не менее 13 тыс. км². Первая фаза сложена порфировидными кварцевыми сиенитами с подчиненными кварцевыми монцонитами и амфиболовыми сиенитами, ко второй фазе относят граносиениты и резко диминирующие среднезернистые лейкократовые, иногда порфировидные (Kfs) граниты.

Нами установлен U-Pb изотопный возраст цирконов из лейкогранитов второй интрузивной фазы, который составил 300.3 ± 3.8 млн лет [3],

¹ Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия; gerka_85@mail.ru

² Бурятский Государственный Университет, г. Улан-Удэ, Россия

MSWD = 3.19. U-Pb изотопный возраст цирконов из кварцевых сиенитов первой фазы, определенный LA-ICP-MS методом в Геологическом институте СО РАН (Улан-Удэ), составил 298 ± 3.5 млн лет [4], что очень хорошо согласуется с предшествующими определениями и подтверждает двухфазное становление массива. Улекчинский массив характеризуется большим количеством меланократовых включений, чаще всего встречающихся в кварцевых сиенитах первой фазы. Обычно, включения сконцентрированы на сравнительно небольших участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерно распределенных включений встречаются скопления - «рои», в которых на долю включений приходится от 10-15 до более чем 50 % от общего объема породы. Поперечные размеры таких скоплений достигают 3-4 м. Еще одной особенностью Улекчинского массива является присутствие включений явно разного генезиса, когда наряду с магматическими образованиями присутствуют ксенолиты метаморфических пород, в которых сохраняются исходные текстурно-структурные особенности. Аналогичного состава метаморфитами сложены достаточно крупные «останцы», размером во многие десятки метров. Подобного типа породы развиты и в обрамлении массива, где они выделяются в качестве астайской свиты протерозойского возраста.

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

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

Микроэлементный состав меланократовых включений обнаруживает существенные отличия от вмещающих кварцевых сиенитов. На диаграммах соотношения индикаторных элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Sr) с кремнеземом они образуют не перекрывающиеся ареалы.

Распределения РЗЭ в породах Улекчинского массива и ММЕ в целом сходно и различается лишь в деталях. Характерны относительно высокие суммарные содержания РЗЭ (> 200 г/т \sum РЗЭ), дефицит ТРЗЭ относительно ЛРЗЭ (La/Yb_(n)=13–21), наличие отрицательной Еu аномалии. Включения отличаются несколько более высоким содержанием ТРЗЭ, в частности Yb и Lu по сравнению с вмещающими кварцевыми

сиенитами, и соответственно, пониженной величиной La/Yb_(n). Между включениями первого и второго типов резких отличий не выявлено.

Для выявления природы включений важное значение имеет изотопный возраст. Нами, с использованием локальных методов, были датированы цирконы из включений первого и второго типов. Включения имели сходную морфологию и сопоставимые размеры. Цирконы из включения первого типа датированы LA-ICP-MS методом (массспектрометр Element-XR) в ГИН СО РАН (Улан-Удэ). По 43 точкам (зернам) получено конкордантное значение изотопного возраста 310.6 ± 1.9 млн лет, MSWD = 0.67.

Датирование цирконов из включения второго типа проводилось в Центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микрозонде SHRIMP-RG. Разброс полученных значений изотопного возраста по 9-и определениям составил от 504 до 802 млн лет. Из этой совокупности четко выделяется кластер (4 точки) с конкордантным возрастом 793.7 ± 10.1 млн лет, который и принят за время образования цирконов.

Включение первого типа демонстрирует изотопный возраст цирконов близкий ко времени становления Улекчинского плутона (≈ 300 млн лет). Учитывая характер распределения, морфологию, петрографические и минералого-геохимические особенности включений данного типа, мы считаем, что они являются результатом смешения магм (mingling), т.е. были захвачены в жидком или полужидком состоянии. Вместе с тем, разница в 10 млн лет требует объяснения. На наш взгляд, она может объясняться двумя причинами: недостаточной точностью определения, либо тем, что включения были захвачены после того, как в них образовались цирконы – т.е. в не до конца раскристаллизованном состоянии. Учитывая более высокую температуру кристаллизации включений, что следует как из их валового состава, так и мелкозернистой структуры, это предположение представляется вполне вероятным. Важно подчеркнуть, что полученный возраст включения первого типа так или иначе фиксирует временную близость базитового и гранитоидного магматизма, что является важным аргументом в понимании природы позднепалеозойского гранитоидного магматизма Забайкалья.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 17-05-00275.

Литература

1. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья, Бургасский кварцевосиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. № 3. С. 309– 334. 2. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон // Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993.

3. Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасти позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 1999. № 5. С. 694–702.

4. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. № 9. С. 1249–1276.

В.Ю. Бурмин¹, И.Б. Шемелева¹, А.М. Аветисян², К.С. Казарян²

Особенности пространственного распределения землетрясений Кавказа

Введение. Кавказ представляет собой тектонически-активную и сейсмоопасную зону. Геодинамическая активность здесь выражается в современных медленных движениях поверхности, разломов и блоков коры, а также в быстрых сейсмогенных подвижках по разломам и в узлах их пересечения. На Кавказе происходили землетрясения с магнитудами до 7.0 относящиеся к разряду катастрофических землетрясений.

Хорошо известно, что для успешного прогноза сильных землетрясений, сейсмического районирования и сейсмостойкого строительства необходимо, прежде всего, иметь достаточно четкое представление о распределениях гипоцентров землетрясений на изучаемой территории.

Для того чтобы определять положение очагов землетрясений с высокой точностью необходимо иметь достаточно детальное представление о глубинном строении земной коры и верхней мантии в изучаемом регионе. При этом, желательно брать сведения о строении региона не по данным о землетрясениях, а по данным других наблюдений, например, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Так до недавнего времени использовался годограф А.Я. Левицкой или годо-

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

² Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН Армении, Гюмри, Армения

граф Джеффриса-Буллена с внесением станционных поправок, которые должны учитывать условия под станциями.

Метод исследования. По сути, все известные методы определения координат гипоцентров сводятся к минимизации функционала невязок теоретических и наблюденных времен пробега сейсмических волн *s_i*. Однако, такой подход к определению координат гипоцентров не является оптимальным.

Пусть R_i , D_i и H соответствуют теоретическим временам t_i пробега сейсмических волн от очага до *i*-й станции, где $R_i = v_i t_i$ – гипоцентральные расстояния; $D_i = \sqrt{R_i^2 - H^2}$ – эпицентральные расстояния и H – глубина очага землетрясения; $r_i = u_i t_i$, d_i и h – те же величины, но соответствующие истинному положению гипоцентра ($u_i = v_i - dv_i$).

Координаты гипоцентра и сейсмических станций связаны известным соотношением

$$(X-x_i)^2 + (Y-y_i)^2 + H^2 = v_i^2 (t_i - t_0)^2 = d_i^2 + h^2.$$
(1)

В нашей работе задача определения координат гипоцентров землетрясений ставится не как задача минимизации функционала S_t а как задача минимизации функционала

$$S = \sum_{i=1}^{n} (D_i - d_i)^2 + (H - h)^2,$$

где *D_i* и *H* определяются из решения системы нелинейных уравнений (1).

Для каждого h определяются величины d_i путём решения прямой кинематической задачи сейсмики из условия близости теоретических времен t_i пробега сейсмических волн (определенных, например, по графику Вадати) наблюденным временам $\tilde{t_i}$.

Из решения прямой кинематической задачи сейсмики определяются лучевые параметры, а затем, по найденным их значениям вычисляются эпицентральные расстояния d_i .

При этом под каждой станцией задается своя скоростная колонка, что позволяет учитывать различное строение, прежде всего, строение земной коры под каждой точкой наблюдений. Таким образом, решается квази-трехмерная задача.

В функционал S время в очаге t_0 не входит явно, но входит в систему нелинейных уравнений. Поэтому минимизация функционала S проводится для заданного t_0 , которое определяется по графику Вадати. Понятно, что время в очаге определяется по графику Вадати с некоторой ошибкой, которая может быть больше или меньше, в зависимости от точности снятия времен прихода продольных и поперечных волн.


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений Кавказа за период 1971–2015 гг.

Такова, в общих чертах, идеология определения координат землетрясений на основе которой были переопределены гипоцентры землетрясений Кавказа.

Исходные данные. Для определения координат гипоцентров землетрясений Кавказа были использованы данные бюллетеней сейсмических станций Кавказа и данные из фондов ГС РАН.

Для каждой сейсмической станции были заданы свои скоростные колонки. Основные сведения о глубинном строении земной коры под сейсмическими станциями были получены из данных по профилям ГСЗ.

Распределение гипоцентров территории кавказа. На рис. 1 и 2 показаны результаты определения гипоцентров землетрясений кавказа за период 1971–2015 гг., для которых погрешности в определении глубины очага не превышает 5 км. Всего на рисунках показаны около 10150 событий из 14400, которые зарегистрированы 3-мя и более станциями, и данные о которых представлены в кавказских бюллетенях.

На рис. 1 приведено распределение эпицентров землетрясений Кавказа. Из рассмотрения этого рисунка можно видеть, что эпицентры землетрясений в основном локализуются в отдельных областях, которые не связаны между собой.

Условно можно выделить четыре основные эпицентральные области. Первая область приурочена к Джавахетскому нагорью и имеет



Рис. 2. Распределение гипоцентров землетрясений Кавказа в долготной (a) и (b), широтной (в) и (г) плоскостях за период 1971-2015 гг. подковообразную форму, в которую упирается западная оконечность Малого Кавказа. Вторая область тяготеет к Рачинскому району. Третья область расположена на территории Чеченской республики с центром в непосредственной близости от г. Грозный. И, наконец, четвертая область представляет собой цепь очаговых зон, вытянутых вдоль южного склона Большого Кавказа.

На рис. 2 показаны гипоцентры кавказских землетрясений в долготной и широтной плоскости в диапазоне глубин 0–50 км и 0–500 км. Как следует из рисунка 2a и 2a, очаги коровых землетрясений, приуроченные к различным эпицентральным зонам, оказываются сосредоточенными в узких областях, вытянутых практически в строго вертикальном направлении.

Выводы. В докладе показано, что на Кавказе кроме коровых землетрясений, имеют место и достаточно глубокие мантийные землетрясения. Наличие очагов глубоких землетрясений на Кавказе существенно меняет наши взгляды на строение и геотектонику региона. Очевидно, что землетрясения в земной коре являются доминирующими в сейсмичности региона, но очевидно также, что мантийные землетрясения вносят в неё существенный вклад. То, что их доля в общем количестве землетрясений гораздо меньше, чем доля коровых землетрясений, говорит о том, что кора более жесткая и хрупкая, чем верхняя мантия.

<u>М.М. Буслов</u>¹

Строение и эволюция Центрально-Азиатского горного пояса в кайнозое: эффект дальнего тектонического воздействия от Индо-Евразийской коллизии

Центрально-Азиатский орогенный пояс характеризуется сложной и длительной, начиная со среднего палеозоя, историей внутриконтинентальных тектонических реактиваций. В кайнозое структура Центрально-Азиатского складчатого пояса была интенсивно реактивирована в результате Индо-Евразийской коллизии [14]. Эта особенность пояса делает его уникальным в плане исследования дальнего влияния окраинно-континентальных деформаций на внутриконтинентальную тектони-

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

ческую реактивацию. В результате коллизии на обширной территории от Индийского континента до Сибирского кратона были сформированы современные горные системы Центральной Азии, а также сопутствуюшие им осалочные бассейны, слвиго-налвиговые структуры и рифты. В работах [1-13] показаны особенности дальнего распространения деформаций внутрь континента. Они распространялись на север-северовосток в направлении внутренних областей Азии, литосфера которой была подогрета плюмами и представлена множеством разновеликих докембрийских микроконтинентов Гондванской группы, окруженных складчатыми поясами палеозойско-мезозойского возраста. Передача деформаций от Индо-Азиатской коллизии на дальнее расстояние происходила по «принципу домино» через жесткие структуры докембрийских микроконтинентов [4, 5–11]. В результате сжатия складчатые зоны перерастали в горные системы, а крупные континентальные блоки (континенты и микроконтиненты) служили фундаментом для формирования кайнозойских бассейнов (Таримского, Таджикского, Джунгарского и др.).

Индийский континент после продолжительного скольжения, начиная с 70-65 млн лет, вдоль границы с Евразией, столкнулся с ней в конце эоцена и за последние 35 млн лет был вдавлен внутрь на расстояние более 900 км. По данным сейсмотомографии его фронтальная часть погрузилась на расстояние более чем 1500 км и наблюдается под Таримом [2]. В начале коллизия вызвала формирование высоких гор Гималаев, Каракорума, Тибета и Памира, затем Тянь-Шаня, и на заключительном этапе – горных систем Алтае-Саянской горной области. В неоген-четвертичное время на формирование структуры и геодинамики Тянь-Шаня действовали два фактора: надвигание Памира и поддвигание Таримской плиты (континента). Они создали различные структурно-геодинамические провинции, разделенные зоной Таласа-Ферганского разлома. На Памире и Западном Тянь-Шане, находившимся вблизи давления Пенджабского "индентора", деформации проявились в форме сдвиго-надвигов, надвигов и складок северной вергентности. Восточнее Таласа-Ферганского правостороннего сдвига общее северное направление сжатия со стороны Тарима вызвало поднятие Тянь-Шаня преимущественно по надвигам и сдвиго-надвигам. В плиоцен-четвертичное время деформации проявились в форме сдвигов и сдвига- надвигов к северо-востоку от Тянь-Шаня и сконцентрировались в Гобийском и Монгольском Алтае, Алтае-Саянской горной области по обрамлению докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента. Около 5-3 млн лет назад деформации достигли мощного упора – Сибирского кратона. В связи с этим, почти одновременно выросли высокие горы на всей территории Центральной Азии. Пик роста горных систем за последние 3 млн лет особенно четко выявляется по данных трекового датирования по апатитах и формированием моласс в межгорных бассейнах [5–13].

Центральная Азия является также классическим примером внутриконтинентального складкообразования литосферы. В частности, Алтае-Саянский пояс в южной части Сибири и Киргизский Тянь-Шань показывают особый режим литосферной деформации, включающий как литосферное сгибание (складкообразование), так и образование разломов в верхней коре. Зайсанский, Курайский и Чуйский бассейны в Алтае-Саянской области, Иссык-Кульский и Текесский бассейны в Тянь-Шане являются типичными межгорными бассейнами, развивающиеся в условиях сгибания литосферы [10]. Топографические длины волн первого порядка около 200-300 км в Алтае-Саянской области и 150-200 до 250-350 км в Тянь-Шане скорее всего отражают деформацию литосферной мантии. Длины волн второго порядка между 35 и 70 км выражаются в обоих поясах по стабильно расположенным в западно-восточном направлении горным хребтам, чередующимся с позднекайнозойскими тектоническими депрессиями. Тектонические, геодезические и термохронологические исследования показывают, что укорочение и быстрый вывод на поверхность начались около 5-3 млн лет назад в Алтае- Саянах и около 20-10 млн лет назад в Тянь-Шане [6-13]. Структурный и стратиграфический анализы позднекайнозойских отложений в межгорных бассейнах доказывают период интенсивной тектонической активизации и укорочения между средним плиоценом (3.5 млн лет) и концом раннего плейстоцена (1 млн лет). Активизация привела к формированию двух геодинамических стадий: 1. начального сжатия (5-3 млн лет в Алтае-Саянах и 20-10 млн лет на Тянь-Шане) и 2. главного сжатия (2.5-3 млн лет в обоих поясах). Начало складкообразования во время первой стадии сжатия развивалось на Тянь-Шане, но имело короткую продолжительность и ограниченные эффекты в Алтае-Саянах. Во время второй стадии главного сжатия усиление складкообразования сопровождалось образованием разломов, вызванных поднятием и эрозией хребтов и заполнением окружающих бассейнов осадочным материалом. Во время последней стадии максимального тектонического сжатия началась деформация литосферы путем сочетания дальних волн сгибания мантийной литосферы и более коротких волн сгибания верхней коры с образованием разломов. Литосферные складки, как правило, развиваются по их оси, перпендикулярной направлению SHmax поля напряжения, которое было активным во время их формирования. Наличие докайнозойских коровых разломов в гетерогенном фундаменте, включающим гомогенные докембрийские континентальные блоки, локализовало деформацию и текущее развитие литосферных поясов. Они также свидетельствуют о том, что стресс в коре передавался в результате смятия литосферы через докембрийские континентальные блоки и древние разломные зоны.

Кайнозойская эволюция Центрально-Азиатского горного пояса может быть в полной мере использована для расшифровки палеозойской и мезозойской тектоники и геодинамики Евразийского континента, рост которого сопровождался аккрецией и последующей коллизией континентальных блоков Гондваны, что сопровождалось формированием крупных коллизионных орогенов и сопутствующих осадочных бассейнов.

Литература

1. Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1245–1255.

2. Забелина И.В., Кулаков И.Ю., Буслов М.М. Выявление глубинных механизмов горообразования Киргизского Тянь-Шаня по результатам сейсмической томографии // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 7. С. 906–920.

3. Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E. A.V., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 205–214.

4. *Buslov M.M.* Cenozoic tectonics of Central Asia: basement control // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21. Is. 41. P. 104–105.

6. *Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N.* Thermotectonic evolution of the western fold-and-thrust belt, southern Uralides, Russia, as revealed by apatite fission track data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 25–48.

7. De Grave J., Van den Haute P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 145–159.

8. *De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P.* Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India–Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // Himalayan Journal of Sciences. 2004. V. 21. Is. 41. P. 121–122.

9. De Grave J., Buslov M., Van den haute P., Metcalf J., Batalev V. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. V. 26. N 2. P. 133.

10. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. V. 602. P. 194–222.

11. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // International Geology Review. 1996. V. 38. P. 430–466.

12. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den haute P. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // Journal of Asian Earth Sciences. 2010. V. 38. P. 131–146.

13. Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. V. 544–545. P. 75–92.

14. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // Science. 1975. N 189. P. 419–426.

<u>А.С. Бяков^{1, 2}</u>, Д.П.Г. Бонд³, Д. Харви⁴, И.В. Брынько¹, И.Л. Ведерников¹, Т.В. Филимонова⁵

Минимальные значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в биогенных карбонатах перми Омолонского массива (Северо-Восток России): значение для палеотектонических реконструкций

Изучение стронциевого соотношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) все шире используется для решения широкого круга стратиграфических и палеогеографических задач [4, 8]. На Северо-Востоке России такие исследования только начались, но уже их первые результаты [1] во многом интересны. В течение перми соотношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьировало в значительных

В течение перми соотношение ⁶⁷Sr/⁸⁰Sr варьировало в значительных пределах: от 0.7081 в самом начале периода, устойчиво понижаясь до 0.70680–0.70685 в позднем кепитене (минимальное значение для всего фанерозоя), с последующим ростом до 0.7073 вблизи пермо-триасового рубежа [5, 8]. Считается, что существует только два основных источника стронция в океанической воде: речной сток, поставляющий тяжелый сиалический стронций, и океанические базальты, являющиеся источником облегченного фемического стронция [4]. Следовательно, повышенные значения стронциевого соотношения зависят, прежде всего, от скорости

¹ СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, Россия; abiakov@mail.ru

² Северо-Восточный госуниверситет, Магадан, Россия

³ Университет Халла, Халл, Великобритания

⁴ Университет Лидса, Лидс, Великобритания

⁵ Геологический институт РАН, Москва, Россия

эрозии на континентах, обусловленной тектонической активностью, а пониженные его значения связаны с интенсивным палеоспредингом.

В последнее время в кепитенских карбонатах Японии (анализировались сами известняки) палеоатоллов формации Акасака [6], а также в мелководных известняках формация Ивайзаки [7] были получены значения стронциевого соотношения, значительно более низкие (до 0.706754–0.706808), чем ранее вычисленные (0.706965–0.706897) К. Корте и др. [8]. Т. Кани и др. [6] связывают такие низкие стронциевые соотношения с развитием материкового оледенения, которое резко подавило континентальный сток и поступление радиогенного стронция в океан. Последующий резкий рост стронциевого соотношения объясняется этими авторами дегляциацией или рифтогенезом Пангеи. Необходимо, однако, заметить, что основные эпизоды гондванского оледенения, как известно, связаны со второй половиной карбона и началом перми, но стронциевое соотношение в это время было довольно высоким (порядка 0.7081–0.7083), следовательно, по нашему мнению, вряд ли низкие стронциевые соотношения кепитенского века были обусловлены оледенением.

Поэтому представляется весьма интересным сравнить полученные нами материалы для рассматриваемого временного интервала (кепитена) из разрезов Омолонского массива (микроконтинента), в пределах которого располагался одноименный седиментационный бассейн, с известными на сегодня данными. Омолонский бассейн, согласно нашим представлениям [2] в перми также, как и палеоатоллы Японии, был удален от крупных массивов суши и располагался в высоких широтах Северного полушария.

Изученные нами 16 образцов раковин брахиопод хорошей сохранности (почти исключительно спириферид) происходят из двух стратотипических разрезов Омолонского бассейна – по руч. Водопадный и р. Русская Омолонская [3]. Кроме визуальной оценки, исключавшей перекристаллизацию раковинного вещества, почти все образцы прошли термолюминесцентный тест-контроль. Изученные образцы охватывают верхи вордского – низы чансинского яруса. Геологический возраст изученного интервала разреза подтверждается, помимо имеющихся биостратиграфических материалов, недавно полученными новыми данными по CA-IDTIMS и SHRIMP-II датированию цирконов, выделенных из туфов Охотского, Аян-Юряхского и Балыгычанского бассейнов с учетом новых данных по хемостратиграфии $\delta^{13}C_{org.}$ в глинистых сланцах Балыгычанского бассейна.

Определение соотношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr было выполнено в Университете Лидса, Великобритания по стандартной методике [9]. Измеренные соотношения нормированы к среднему значению 0.710248 для стандарта NBS-987. В целом полученная кривая 87 Sr/ 86 Sr повторяет известный мировой тренд стронциевого соотношения [5, 8], отличаясь несколько заниженными (в среднем на 0.0005–0.0008) его значениями. По нашему мнению, следует исключить материковое оледенение как главную причину резкого уменьшения стронциевого соотношения в кепитене, поскольку имеющиеся региональные материалы не содержат явных доказательств такового. Поэтому, остается предполагать, что это уменьшение может быть связано с поступлением в океан значительных количеств облегченного фемического стронция в связи с резким усилением процессов рифтогенеза по периферии Омолонского бассейна, и, в частности, с существенным расширением Оймяконского бассейна и океана Ангаючам [2].

Минимальное вычисленное нами соотношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr оказалось 0.706707 и соответствует верхнекепитенскому стронциевому минимуму, что хорошо согласуется со стратиграфическим положением образца в верхней части гижигинского регионального горизонта. Еще одно экстремально низкое значение (0.706709) зафиксировано нами в самом начале кепитена и может соответствовать аналогичному минимуму, установленному в кепитенских карбонатах Японии [6, 7].

Максимальные значения стронциевого соотношения из изученного нами средне-верхнепермского интервала получены для средней части бивальвиевой подзоны Intomodesma evenicum и составляют 0.706986, что отвечает верхней части вучапинского яруса Международной стратиграфической шкалы перми.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 17-05-00109.

Литература

1. Бяков А.С., Брынько И.В., Бонд Д. (Bond D.P.G.), Д. Харвей (J. Нагуеу), Горячев Н.А., Филимонова Т.В. Новые минимальные значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в биогенных карбонатах перми Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // ДАН. 2019. Т. 484. № 4. С. 397–402.

2. Бяков А.С., Прокопьев А.В., Кутыгин Р.В., Ведерников И.Л., Будников И.В. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 81–85.

3. Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И., Бяков А.С., Миклухо-Маклай О.А., Стукалина Г.А., Ложкина Н.В., Дорофеева Л.А., Бурков Ю.К., Гутенева Е.И. Смирнова Л.Н. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.

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

5. Henderson C., Davydov V.I., Wardlaw B.R. The Permian Period // Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D. / Ed by Ogg G. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier, Amsterdam. 2012. P. 653–679.

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

7. Kani T., Isozaki Y., Hayashi R., Zakharov Y., Popov A. Middle Permian (Capitanian) seawater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr minimum coincided with disappearance of tropical biota and reef collapse in NE Japan and Primorye (Far East Russia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2018. V. 499. P. 13–21.

8. Korte C., Jasper T., Kozur H., Veizeret J. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record of Permian seawater // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2006. V. 240. N 1–2. P. 89–107.

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

<u>Н.Ю. Васильев¹</u>, А.О. Мострюков², В.А. Петров², Т.Ю. Тверитинова³, А.Ю. Тверитинов⁴

Параметры прямой связи между процессами эндогенного рудообразования и объёмного разуплотнения горных пород, контролируемой тектоническими деформациями взбросового типа (по реконструкциям полей напряжений регионального и локального рангов)

На необходимость анализа внутрирудных условий деформации горных пород – описания деформационных механизмов вскрытия горных пород с образованием благоприятных обстановок для пространственной локализации рудообразующих процессов, впервые было указано в работе [Крейтер, 1956]. В ней было особо подчеркнуто: «...для решения структурных задач одних геологических наблюдений недостаточно, так

¹ РГГРУ им. С.Оржоникидзе (МГРИ); geostress@mail.ru

² Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН; most57@mail.ru, vap_borok@mail.ru

³ МГУ им. М.В. Ломоносова; tvertat@yandex.ru

⁴ ООО «ТЕХСЕРВИС»; atveritinov@yandex.ru

как они не дадут возможности анализировать во времени различные процессы деформации, а также изучать деформацию в интересующих нас пунктах земной коры. Поэтому необходимо также заниматься механизмом деформаций, т. е. изучать физические явления и процессы в земной коре...» (стр. 3-4). Далее было отмечено: «...понять данную структуру – это в первую очередь понять смену и последовательность геологических событий на данной площади...» (там же, стр. 78). Важнейшей причиной развития обстановок рудообразования В.М. Крейтер считал изменения тектонических напряжений: «...действие тектонических (пульсирующих) напряжений в земной коре... приходится считать переменной величиной...» (там же стр. 80). Наиболее обнадеживающим стал вывод В.М. Крейтера о развитии внутрирудных деформаций: «...приходится признать приоткрывание трещин в момент минерализаиии...» (там же стр.81; курсив дан нами). Таким образом, уже более 60 лет назад были определены основные задачи, решению которых посвящена наша работа. Фактическим началом работ явилось создание авторских компьютерных программ для проведения тектонофизических реконструкций. Без таких программ анализ крупных массивов полевых данных об ориентировке трещин и борозд скольжения не мог быть эффективным. Работа над программами выполнялась на основе трех главных постулатов кинематической модели развития сколовых смещений в массивах горных пород, сформулированных в [3].

В модели рассматриваются закономерности функциональной связи между характеристиками тектонических полей напряжений (<u> σ_1 , σ_2 , σ_3 </u>) $\underline{\tau_m}^{nee}, \overline{\tau_m}^{npae}, \overline{\tau_n}$) и тектонических борозд скольжения $(\underline{\pm t_n})$, где $(\overline{t_n})$ – ориентация борозды, (±) - её кинематический знак (правая или левая компоненты сдвига, устанавливаемые в поле по направлениям сколовых смещений). По массовым полевым наблюдениям в зонах современного орогенеза (на Гармском полигоне ИФЗ РАН) было впервые установлено, что *сколовые смещения* $(\pm t_n)$, возникающие на произвольно ориентированных ослабленных поверхностях дизъюнктивных нарушениях (п) (плоскостях трещин), развиваются преимущественно в направлении действия на этих поверхностях касательных напряжений (τ_n) , т.е. $(t_n \parallel$ τ_n) [2]. Этот вывод стал **первым постулатом** модели. В нём зафиксирована важнейшая прямая (генетическая) зависимость ориентации борозд и штрихов (сколовых смещений) от направлений действия максимальных касательных (τ_m) и касательных (τ_n) напряжений. На основе постулируемой генетической связи сколов (t_n) с ориентацией осей (τ_n) и τ_m), а значит и осей (σ_1 , σ_2 , σ_3), проводится реконструкция параметров поля напряжений. Фактически, решается «обратная» задача об угловых и азимутальных характеристиках главных напряжений в 3D-пространстве на основе *известных* (*измеренных в поле*) угловых, азимутальных и кинематических характеристиках сколовых смещений.

Вторым постулатом является вывод о том, что *сопряженным* системам этих направлений присуща *симметрия*, оси которой являются осями (σ_1 , σ_2 , σ_3) главных нормальных напряжений, синхронных этим смещениям.

На основе третьего постулата, - о двух типах симметрии сколов: одноосной (относительно осей σ_1 или σ_3) и трёхосной (относительно осей σ_1 , σ_2 , σ_3) проводится процедура *сепарации* множества сколовых смещений на группы, образование которых определялось различиями в кинематике. Так, при отклонении ориентировок борозд скольжения от установленной («групповой») симметрии является признаком изменения условий тектонического нагружения и деформации пород. Исходя из третьего постулата, составляют исходные выборки сколов для реконструкций, – по сонаправленности смещения единичного скола (борозды скольжения), - направлению смещений совокупности сколов (борозд скольжения) в формируемой выборке. В целом, вид симметрии поля определяется формой эллипсоида напряжений, – изменяющейся в ходе развития процессов тектогенеза. Форма эллипсоида контролируется соотношением величин главных нормальных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 (где $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, растягивающее напряжение σ_1 положительно), измеряемым величиной параметра μ_{σ} (коэффициента Лоде-Надаи). Величина коэффициента определяется соотношением: $\mu_{\sigma}=2[(\sigma_2-\sigma_3)/(\sigma_1-\sigma_3)]-1$. Спектр возможных значений коэффициента изменяется в пределах от одноосного максимального растяжения (-1) до одноосного максимального сжатия (+1).

На основе первых двух постулатов составляется система тригонометрических неравенств и тождеств [3–5]. По результатам совместного решения этой системы, – находят количественные значения для параметров главных напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3 , τ_m^{nee} , τ_m^{npae}), величины которых рассчитываются, исходя из численных значений «направляющих косинусов», определяемых по угловым и азимутальным характеристикам борозд скольжения относительно начала координат единичной сферы 3D-пространства.

Для извлечения данных об изменениях формы эллипсоидов деформации, происходящих вертикали оси, направленной на зенит (Z), – в реконструкциях предусмотрены расчеты значений ещё одного важного параметра: величины приращения *вертикальной* компоненты деформации ($\pm \Delta Z$). В настоящее время эта величина является одной из наиболее объективных характеристик уплощенности-вытянутости эллипсоида по данному направлению, что позволяет делать выводы о степени деформационного разуплотнения горных пород, «преодолевающего» вес ко-

лонны вышележащих пород на внутрирудных фазах тектонических деформаций. Смена знака и величины параметра ($\pm \Delta Z$), фактически, означает смену изотропных условий шаровой деформации на анизотропные условия девиаторной деформации.

После краткого изложения методики реконструкций, рассмотрим главные выводы из проведённой работы, которые в докладе будут проиллюстрированы слайдами.

1) Развитие тектонических деформаций в 19 рудоносных массивах горных пород описывается 6^{-тью}-фазными циклами тектонических деформаций, реализующимися в условиях длиннопериодной устойчивости (стационарности) главных осей тензора напряжений относительно (X, Y, Z) декартовых координат. По-видимому, в сколовых смещениях, фиксируемых по бороздам скольжения, выражены следы тектонических движений, сохранившихся от циклов тектонических деформаций с наиболее высокой энергетикой в истории развития соответствующих регионов.

2) В устойчивой последовательности 6^{-ти} - фазной смены кинематических механизмов деформационных процессов по схеме (... \rightarrow сдвиг \rightarrow сброс \rightarrow сброс \rightarrow сдвиг \rightarrow взброс \rightarrow взброс \rightarrow ...), по-видимому, выражен на фоне долгопериодной направленности тектонических процессов, – короткопериодная изменчивость их энергетики. При этом, в различных регионах началом цикла может быть любой из указанных выявленная ранее [7] данная схема последовательности их смены устойчиво сохраняется.

3) На всех 19 рудоносных объектах наибольшая величина приращения вертикальной компоненты деформации (+ ΔZ) установлена либо на одной, либо двух фазах со взбросовой кинематикой тектонических деформаций и наиболее активным, субвертикально ориентированным, растяжением ($\sigma_1 \ge 60^\circ$). При этом в 6 безрудных объектах исследования развитие взбросовой кинематики происходило в условиях активного сжатия.

4) Сопоставление результатов реконструкций регионального и локального ранга подтвердило вывод [7] о том, что тектонофизические параметры *деформационного разуплотнения* (вероятно, синрудной дилатансии) горных пород контролируются условиями:

– взбросового механизма деформации при «активном» действии, субвертикально ориентированного «растяжения» (σ1≥60°);

 отрицательного значения величины коэффициента Лодэ-Надаи (-µ_e);

– положительной величины приращения вертикальной компоненты деформации (+ΔZ).

\succ	
(переменная X) и W-частот (переменная	ных пород Гурбейского месторождения
<i>Таблица</i> . Параметры корреляции значений ΔZ-величин	деформационного разуплотнения рудоносных гори

(Xi -X.cp) • (Yi-Y.cp)	0,020412	0,008928	-0,002963	0,007212	-0,001405	-0,001913	0,001270	-0,000013	0,002420	0,000462	0,021228	0,030920	0,086558						0,744531		3,526752
Xi•Yi	0,0112	0,0192	0,0340	0,0280	0,0527	0,0594	0,0468	0,0574	0,0912	0,0832	0,1628	0,2058	0,8517								
[Yi- Y.cp] ⁴	0,005249	0,003854	0,001914	0,000278	0,000097	0,000039	0,000006	0,000000	0,000025	0,000151	0,011979	0,106179	0,129772	0,010814			-2,999960				
[Yi- Y.cp] ³	-0,019501	-0,015469	-0,009151	-0,002155	-0,000975	-0,000496	-0,000119	0,000000	0,000355	0,001361	0,036210	0,186006	0,176066	0,014672		0,000219					
[Yi- Y.cp] ²	0,0725	0,0621	0,0438	0,0167	0,0098	0,0063	0,0024	0,0000	0,0050	0,0123	0,1095	0,3259	0,6661	0,0555	0,2461			60,14%			
[Yi- Y.cp]	-0,2692	-0,2492	-0,2092	-0,1292	-0,0992	-0,0792	-0,0492	0,0008	0,0708	0,1108	0,3308	0,5708									
Yi	0,1400	0,1600	0,2000	0,2800	0,3100	0,3300	0,3600	0,4100	0,4800	0,5200	0,7400	0,9800	4,9100	0,4092							
[Xi - X.cp] ⁴	0,000033	0,000002	0,000000	0,000010	0,000000	0,000000	0,000000	0,000000	0,000001	0,000000	0,000017	0,000009	0,000072	0,000006			-3,000000				
[Xi - X.cp] ³	-0,000436	-0,000046	0,000003	-0,000174	0,000003	0,000014	-0,000017	-0,000004	0,000040	0,000000	0,000264	0,000159	-0,000194	-0,000016		0,000000					
[Xi - X.cp] ²	0,0058	0,0013	0,0002	0,0031	0,0002	0,0006	0,0007	0,0003	0,0012	0,0000	0,0041	0,0029	0,0203	0,0017	0,0429			27,56%			
Xi - X.cp	-0,0758	-0,0358	0,0142	-0,0558	0,0142	0,0242	-0,0258	-0,0158	0,0342	0,0042	0,0642	0,0542									
Xi	0,0800	0,1200	0,1700	0,1000	0,1700	0,1800	0,1300	0,1400	0,1900	0,1600	0,2200	0,2100	1,8700	0,1558							
N вы- борки	1	2	я	4	5	9	7	8	6	10	11	12	Σ	M.cp	$S_{x,y}$	$\mathbf{A}_{\mathbf{x},\mathbf{y}}$	E _{x,y}	$\mathbf{V}_{\mathbf{x},\mathbf{y}}$	r _{xy}	tkp.	Стью- пента

5) Значения ($+\Delta Z$) вертикальной компоненты деформации, установленные по результатам реконструкций регионального ранга (выполненным по n•100 –n•1000 смещений) и локального ранга (выполненным по 20–50 смещениям) *практически равны* и составляют (\approx +0.15).

6) Для оценки вероятности, статистической устойчивости и значимости исследуемой связи оруденения с объёмным разуплотнением горных пород, для возможности прогноза перспективных участков рудного поля, был проведён корреляционный анализ связи между значениями (+ ΔZ)-компоненты вертикального приращения деформаций и (W)-частотой его проявления в 12 рудных интервалах, установленных по данным бороздового опробования. Были рассчитаны значения следующих статистик: математического ожидания $M_{x.cp}$, доверительного интервала λ для $M_{x.cp}$, стандартов S_x , S_y , ассиметрии A_x , A_y , эксцессов E_x , E_y , коэффициентов вариации V_x , V_y , и корреляции $r_{\kappa op}$, уравнения регрессии Y по X и критерия Стьюдента t_{pacy} для оценки значимости коэффициента $r_{\kappa op}$. (таблица). Из их анализа следует, что процессы эндогенного рудообразования характеризуются прямой и весьма тесной корреляционной связью с деформационными процессами объёмного разуплотнения горных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке ООО ТЕХСЕРВИС и госбюджетной темы ИФЗ РАН "Геофизические поля средних широт: мониторинг и моделирование" (номер гос. Регистрации АААА-А17-117040610184-3).

Литература

1. Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений.

2. Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых перемещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. Сер. геофиз. 1973. Т. 210. № 2. С. 331–334.

3. *Гущенко О.И*. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. Сер. геофиз. 1975. Т. 225. № 3. С. 557–560.

4. *Гущенко О.И*. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

5. Гущенко О.И., Кузнецов В.А. Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 60–66.

6. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Материалы XXXIV Тектонического

совещания «Тектоника неогея: общие и региональные аспекты». Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 90–93.

7. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Особенности рудолокализующих условий деформации геологической среды в характеристиках тектонических полей напряжений // Материалы XL Тектонического совещания «Фундаментальные проблемы геотектоники». Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 126–130.

<u>Е.В. Ватрушкина¹</u>, М.И. Тучкова, С.Д. Соколов

Распределение возрастов детритовых цирконов в верхнеюрско-нижнемеловых песчаниках Чукотской складчатой области как основа для интерпретации геодинамических обстановок осадконакопления

Чукотская складчатая область включает структуры континентальной окраины и прилегающего шельфа с островами: Новосибирскими, Врангеля и Геральда. Северная граница проходит вдоль фронтального надвига Врангеля-Геральда, а южной границей является Южно-Анюйская сутура [6]. Южно-Анюйская сутура возникла в результате коллизии Чукотского микроконтинета с активной окраиной Сибирского континента и закрытия одноименного океанического бассейна в раннем мелу. Верхнеюрско-нижнемеловые терригенные отложения Чукотской складчатой области представлены мощными толщами переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, а также более грубозернистых разностей, сформированными турбидитовыми и обломочными потоками. Они с угловым несогласием, а местами и с тектоническим контактом, залегают на триасовых отложениях пассивной континентальной окраины. Перерыв в осадкообразовании в ранне-среднеюрское время маркирует крупную структурную перестройку в Арктическом регионе, связанную с раскрытием Амеразийского бассейна.

Детальные литологические исследования и результаты трекового датирования детритовых цирконов из верхнеюрско-нижнемеловых песчаников в пределах Южно-Анюйской сутуры [1] и юго-восточной части о. Большой Ляховский Новосибирского архипелага [4] позволили сделать вывод о существовании обширного бассейна передового прогиба, воз-

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

никшего в процессе позднекиммерийского орогенеза на южной окраине арктического континентального блока.

Позже были получены результаты датирования детритовых цирконов методом LA-ICP-MS для шести проб песчаников позднеюрскораннемелового возраста о-ва Столбовой (Новосибирские о-ва), Южно-Анюйской сутуры и трех впадин в пределах Западной Чукотки [10], которые подтвердили это предположение. На основе сопоставления данных был сделан вывод, что отложения накапливались в едином синорогенном бассейне форланда. При этом предполагается, что мезозойские и позднепалеозойские источники сноса, установленные по возрастам цирконов, были расположены в северном Верхоянье. Такая интерпретация возможна только при условии, что Южно-Анюйский океанический бассейн закрылся до начала накопления позднеюрских осадков, что противоречит современным представлениям [7, 9]. В оксфордкимериджское время в Южно-Анюйском бассейне существовала Кульпольнейская (Кораньвеемская) энсиматическая дуга [7]. В последнее время доказано существование надсубдукционного вулканизма на южной окраине Чукотского микроконтинента в интервале 150-140 млн лет [2, 13].

На Западной Чукотке верхнеюрско-нижнемеловые терригенные породы распространены в пределах нескольких впадин [5]. Детально изучены Китепвеемская и Мырговаамская впадины, сложенные оксфордкимериджскими отложениями и Раучуанская и Певекская, сложенные волжско-валанжинскими породами [2]. Оксфорд-кимериджские отложения характеризуются аркозовым составом песчаников. На основе U/Pb – изотопного датирования (LA-ICP-MS) трех образцов можно выделить четыре основные популяции детритовых цирконов: юрскую (190-156 млн лет), которая представлена единичными зернами, триаспалеозойскую (490-230 млн лет), резко доминирующую палеопротерозойскую (2500-1736 млн лет) и архейскую (2900-2500 млн лет) [10]. Волжские отложения отличаются туфо-терригенным составом. В трех проанализированных образцах самую молодую и многочисленную популяцию (до 80%) образуют детритовые цирконы с возрастами от 139 до 156 млн лет. Пик кривой вероятности в разных образцах составляет 147, 144 и 143 млн лет. В триас-палеозойском возрастном диапазоне сосредоточено от 10 до 20 зерен. Зерна с докембрийскими возрастами встречаются в единичных количествах. Детритовые цирконы из берриасских граувакковых песчаников формируют две характерные популяции: позднеюрско-раннемеловую и триас-палеозойскую. Зерна с древними возрастами составляют несколько менее значимых популяций. Распределение возрастов детритовых цирконов из валанжинских аркозовых песчаников схоже с распределением в оксфорд-кимериджских аркозах. Нижнемеловые псаммиты отличаются присутствием единичных зерен с раннемеловыми возрастами и более выраженной архейской популяцией.

Мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский распространены на западе, севере и юго-востоке острова. А.Б. Кузьмичев, детально изучавший разрезы в юго-восточной части, пришел к выводу, что возраст терригенных отложений охватывает диапазон волжский век поздней юры – неоком [4]. Нижний предел возраста определяют доколлизионные оксфорд-киммериджские вулканиты Анюйско-Святоносской дуги участвовавшей в коллизии и поставлявшей кластику в синколлизионный бассейн передового прогиба. Присутствие среднепозднеюрской (около 160 млн лет) популяции детритовых цирконов в песчаниках подтверждено данными трекового датирования [4]. Позже детритовые цирконы из песчаников были датированы методом LA-ICP-MS [11]. В результате было выявлено, что они не содержат юрских цирконов, самая молодая популяция оценивается в 273-257 млн лет. Характер распределения возрастов детритовых цирконов схож с распределением в отложениях триаса Западной Чукотки, что свидетельствует в пользу триасового возраста пород. Тем не менее данный вывод нельзя распространять на отложения, обнажающиеся в западной и северной частях острова, которые по составу схожи с отложениями о. Столбовой и о. Малый Ляховский.

Верхнеюрско-нижнемеловой разрез о. Столбовой представлен единым однородным турбидитовым комплексом мощностью более 1200 м. [3]. По многочисленным находкам фауны (Buchia) стратиграфический диапазон не выходит за рамки верхневолжский подъярус – нижний валанжин. Проба песчаников отобрана из небольшого выхода в южной части острова датирована методом LA-ICP-MS [10] и методом SIMS (SHRIMP) [12]. Фауна в этом фрагменте разреза не обнаружена. Псаммиты по соотношению породообразующих компонентов относятся к граувакковым аркозам. Самая молодая популяция представлена всего 4 зернами (160-153 млн лет). Остальные цирконы формируют три крупных популяции: пермско-триасовую (300-225 млн лет), резко доминирующую палеопротерозойскую (2390-1703 млн лет) и архейскую (3158-2505 млн лет) [10]. Датирование идиоморфных цирконов методом SIMS позволило усилить молодую популяцию цирконов и выявить единичные более молодые зерна в том числе и одно нижнемеловое с возрастом 135±3 млн лет [12]. В целом характер распределения возрастов детритовых цирконов схож с песчаниками валанжинского возраста Западной Чукотки.

В пределах Южно-Анюйской сутуры датировано четыре пробы из верхнеюрско-нижнемеловых песчаников [9, 10]. Две из них отобраны на левобережье р. Уямканда и две на правобережье р. Устиева. Изученные отложения не содержат фауны и были выделены из состава триасовых отложений устиевского автохтонного комплекса. Присутствие триасовых отложений в составе комплекса подтверждается единичными находками фауны и результатами U/Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) [9]. В пробах триасовых песчаников отсутствуют юрские зерна, а спектр распределения возрастов детритовых цирконов схож с триасовыми отложениями Западной Чукотки. Верхнеюрско-нижнемеловые песчаники имеют граувакковый состав [1, 10]. Для них характерно присутствие молодой юрской (190–145 млн лет), немногочисленной триас-палеозойской, доминирующей палеопротерозойской и значимой архейской (до 18 зерен) популяций. Такое распределение возрастов детритовых цирконов характерно для нижнемеловых отложений Западной Чукотки.

Таким образом в позднеюрско-раннемеловой истории развития региона можно выделить три основные этапа: окфорд-кимериджский, волжско-берриасский и валанжинский:

В оксфорд-кимериджское время в пределах изученных районов существовали различные режимы осадконакопления. Присутствие отложений этого возраста в пределах Новосибирских островов на сегодняшний день не доказано. Накопление оксфорд-кимериджских отложений на Западной Чукотке происходило в грабенообразной впадине, возникшей на окраине Чукотского микроконтинента в результате растяжения континентального основания [2]. В пределах Южно-Анюйской сутуры известны вулканогенно-осадочные комплексы этого возраста, формирование которых связано с энсиматической островной дугой.

Волжско-берриасский этап развития региона отмечен интенсивным осадконакоплением на всей юго-западной окраине Чукотского микро-континента. Однако состав питающих провинций в разных районах несколько отличался. В пределах Западной Чукотки формировались туфо-терригенные отложения и вулканиты среднего и кислого состава, основным источником которых служила Нутесынская континентальная дуга [2]. В составе одновозрастных отложений Новосибирских островов признаков синхронного вулканизма не отмечается [3, 4].

Валанжинские отложения в пределах изученных районов имеют схожий состав и характер распределения возрастов детритовых цирконов. Возможно их образование происходило в едином синорогенном бассейне форланда, и к началу их накопления Южно-Анюйский океан полностью закрылся, как предполагали предшественники [10]. Тем не менее необходимо отметить, что изученный устиевский комплекс, считается фрагментом Чукотской континентальной окраины [6, 7] и слагающие его мезозойские породы не характеризуют обстановки, существовавшие в это время в Южно-Анюйском бассейне.

Работа выполнена в рамках темы по Госзаданию ГИН РАН.

Литература

1. Бондаренко Г.Е., Соловьев А.В., Тучкова М.И., Гарвер Дж.И., Подгорный И.И. Возраст детритовых цирконов в песчаниках верхнемезозойского флиша Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 2. С. 1–17.

2. Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Западной Чукотки: состав, источники сноса, обстановки осадконакопления и геодинамические режимы. Автореферат дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2018. 30 с.

3. *Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К.* Новые данные о стратиграфии и условиях формирования верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбовой (Новосибирские острова) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 4. С. 55–74.

4. Кузьмичев А.Б., Соловьев А.В., Гоникберг В.Е., Шапиро М.Н., Замжицкий О.В. Синколлизионные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 48–68.

5. *Паракецов К.В., Паракецова Г.И.* Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.

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

7. Соколов С.Д., Тучкова М.И, Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С.5–30.

8. *Тучкова М.И.* Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России) М.: LAP, 2011. 365 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 600).

9. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. V. 11. N_{2} 5. P. 1–35.

10. *Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M.* Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // Norwegian journal of geology. 2008. V. XX. P. 99–124.

11. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E. Triassic river systems and the paleo Pacific margin of northwestern Pangea // Gondwana Res. 2013. V. 23. №4. P. 1631–1645.

12. Soloviev A.V., Miller E.L. The U–Pb Age Dating of Detrital Zircons from Upper Jurassic–Lower Cretaceous Deposits of Stolbovoy Island (New Siberian Islands) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2014. V. 22. № 5. P. 507–517.

13. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Kobayashi K., Nakamura E.* Late Mesozoic silicic magmatism of the North Chukotka area (NE Russia): age, magma sources, and geodynamic implications // Lithos. 2008. V. 105. P. 329–346.

Р.В. Веселовский^{1, 2}, А.В. Самсонов³, А.В. Степанова⁴, Е.Б. Сальникова⁵, А.А. Арзамасцев⁵, С.В. Егорова⁴, К.Г. Ерофеева³, М.В. Стифеева⁵

Палеомагнетизм неоархейских (2.68 млрд лет) даек Мурманского кратона

В пределах северо-восточной части Кольского полуострова, в тектоническом плане относящейся к Мурманскому кратону, широко распространены крупные рои даек ферропикритов и толеитовых базальтов. Почти для всех исследованных нами даек характерна сохранность первично-магматических минеральных ассоциаций, а время их внедрения определяется U-Pb методом (ID-TIMS) по бадделеиту и составляет ~2680 млн лет назад. Вмещающие дайки ферропикритов и толеитов граниты и диориты санукитоидной серии, которые фиксируют завершение процессов формирования неоархейской континентальной коры этой части Фенноскандии, датированы возрастами в интервале от 2742 до 2724 млн лет.

Архейские и палеопротерозойские дайки Кольского полуострова интенсивно и всесторонне изучаются нами последние 5 лет, однако задача получения древних палеомагнитных направлений по дайкам с возрастом древнее 1.86 млрд лет до сих пор остается актуальной. Это связано с тем, что даже в наиболее сохранных и перспективных для палеомагнитных исследований дайках, время внедрения которых надежно устанавливается U-Pb датированием по бадделеиту, выделяется только одна стабильная компонента естественной остаточной намагниченности, время образования которой, по аналогии с надежно определенным па-

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

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

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

⁴ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

⁵ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

леомагнитным направлением пойкилоофитовых силлов Мурманского кратона, составляет 1.86 млрд лет, т.е. с большой степенью вероятности отвечает времени проявления перемагничивающего события. Стабильных компонент намагниченности, имеющих иные палеомагнитные направления, в рассматриваемых неоархейских дайках до сих пор находить не удавалось.

Представленные в данной работе палеомагнитные данные получены по породам наиболее мощной (20 м) и сохранной дайки в районе мыса Лицкий, зона закалки которой представлена оливиновыми порфиритами, а внутренние части дайки сложены среднезернистыми массивными оливиновыми габброноритами. По пробе, отобранной из центральной части дайки, получен U-Pb (ID-TIMS) конкордантный возраст по бадделеиту, составивший 2680±2 млн лет.

Температурные магнитные чистки и чистки переменным магнитным полем выявили, что направление наиболее стабильной компоненты намагниченности центральной части (около 5 метров мощностью) и краевых частей дайки различаются. Для краевых, наиболее измененных частей дайки, среднее направление стабильной компоненты намагниченности составляет D=342°, I=47°, K=77, a95=4.2°, N=16 (компонента А) и отвечает палеомагнитному направлению с возрастом 1.86 млрд лет [1]. В то же время, среднее направление стабильной компоненты намагниченности центральной, максимально сохранной части дайки составляет D=134°, I=-78°, K=358, a95=1.9°, N=17 (компонента Б). Палеомагнитные направления, соответствующие направлению компоненты Б, для Фенноскандии неизвестны, поэтому есть основания предполагать, что компонента Б является древней. Время ее образования на данном этапе исследований мы можем определить не точнее, чем в интервале 2.68-1.86 млрд лет. Дополнительным доводом в пользу первичности этой компоненты можно рассматривать данные по анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ): распределение осей эллипсоида магнитной восприимчивости в центральной части дайки соответствует нормальному типу магнитной текстуры, характерному для даек и коррелирует с простиранием дайки, в то время как ориентировка осей эллипсоида АМВ краевых (перемагниченных) частей дайки хаотична, что нередко является свидетельством воздействия на породу перемагничивающих факторов.

Виртуальный геомагнитный полюс, соответствующий среднему направлению компоненты Б, имеет координаты plat=73°, plong=324°, палеоширота места внедрения дайки составляет 67°. И хотя выполнение палеореконструкции Мурманского кратона с использованием виртуального геомагнитного полюса некорректно, но можно отметить, что соответствующие палеоширотное положение и ориентировка Мурманского кратона сопоставима с таковыми для кратона Каапвааль [2], в пределах которого известны интрузивные образования с возрастом около 2.68 млрд лет. Принимая во внимание, что возможность близкой пространственной конфигурации кратонов Каапвааль и Мурманского предполагается для интервала времени 1.9–1.8 млрд лет [3], то получение дополнительных доводов в пользу древнего возраста компоненты Б и обнаружение этой компоненты в других дайках Кольского полуострова будет, очевидно, являться ключевым для построения надёжной палеотектонической реконструкции Мурманского кратона на момент времени 2.68 млрд лет назад.

Исследование поддержано Российским Научным Фондом, грант 16-17-10260, грантом МД-1116.2018.5 Президента РФ и грантом РФФИ 17-05-01121.

Литература

1. Veselovskiy R., Samsonov A., Stepanova A., Salnikova E., Larionova Yu., Travin A., Arzamastsev A., Egorova S., Erofeeva K., Stifeeva M., Shcherbakova V., Shcherbakov V., Zhidkov G., Zakharov V. 1.86 Ga Key Paleomagnetic Pole from the Murmansk craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: multidisciplinary approach and paleotectonic applications // Precambrian Research. 2019. V. 324. P. 126–145.

2. Lubnina N., Ernst R., Klausen M., Söderlund U. Paleomagnetic study of NeoArchean–Paleoproterozoic dykes in the Kaapvaal Craton // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 523–552.

3. Djeutchou C., de Kock M.O., Wabo H. A new key paleomagnetic pole for the ~1.8 Ga Kaapvaal craton: implications for the Paleoproterozoic apparent polar wander and reconstructions // Large Igneous Provinces through Earth history: mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues. Abstract volume of the 7 International Conference. Tomsk: CSTI Publishing house, 2019. P. 24.

<u>Е.В. Ветров</u>¹, Й. Де Гравэ², Ф.И. Жимулев¹, Н.И. Ветрова¹, С.В. Жигалов³, С. Начтергале², Г. Ван Ранст²

Гранитоиды приобского комплекса Колывань-Томской складчатой зоны: от формирования до вывода на поверхность

Объектами данного исследования являются гранитоиды монцодиорит-граносиенит-гранитового приобского комплекса, которые наряду с гранитоидами гранит-лейкогранитового барлакского комплекса, прорывают герцинские структуры Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ). Приобский комплекс представлен Обским, Новосибирским и Орловским массивами, которые частично (Новосибирский, Обской) или полностью (Орловский) перекрываются мезозойско-кайнозойскими осадками Западно-Сибирского бассейна.

В данной работе использованы методы геохронологии с различными температурами закрытия изотопных систем. Комбинация методов высокотемпературной (U/Pb датирование циркона) и низкотемпературной (Ar/Ar датирование роговой обманки, микроклина и биотита, трековый анализ апатита) геохронологии позволила восстановить историю формирования Обского и Новосибирского массивов КТСЗ от времени кристаллизации до вывода на современную поверхность.

С помощью U/Pb метода датирования цирконов (SHRIMP, BCEГЕИ) изучены граносиениты (образец 510) и монцограниты (образец 514) Обского массива и монцолейкограниты (образец 712), граносиениты (образец 687), монцограниты (образец 683-1) Новосибирского массива. Цирконы, выделенные из приобских пород, желтого цвета, прозрачные и полупрозрачные, с рыжими включениями и трещинками, представлены в виде идиоморфных призматических кристаллов длиной в среднем от 120 до 360 мкм и коэффициентом удлинения в среднем от 1.3 до 4.2. В катодолюминесцентном изображении цирконы с умеренным и ярким свечением, с грубой, реже тонкой, секториальной зональностью. По всем образцам получен конкордантный возраст (по 10 измерениям для каждой пробы) с вероятностью конкордантности от 0.25 до 0.93. Учитывая морфологические особенности цирконов, можно утверждать о происхождении пород приобского комплекса с учетом погрешности в

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; Vetrovggdnsu@yandex.ru, vetrov@igm.nsc.ru, pisareva@igm.nsc.ru

² Гентский Университет, Гент, Бельгия

³ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

поздней перми – раннем триасе (261–249 млн лет). К этому времени приурочены окончательное закрытие Палеоазиатского океана (его Уральской ветви), второй этап коллизии Сибирского, Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов [1]. Постколлизионные события связаны с широко проявленным в Западной и Восточной Сибири континентальным рифтогенезом с заложением зон растяжения и проявлением траппового магматизма. Трапповый магматизм обусловлен эволюцией пермскотриасового Сибирского суперплюма [1, 2], результатом деятельности которого явились Сибирские траппы [3], Западно-Сибирская рифтовая система [4], траппы Кузбасса [5, 6] и т.д.

Аг/Аг датирование является индикатором пост-магматического охлаждения гранитоидов, а так же важным связующим звеном между U/Pb датирования цирконов и методом трекового датирования апатитов. Аг/Аг датирование выполнено в ОИГГ СО РАН [7] и показало схожие результаты. Для Новосибирского массива Аг/Аг возраст роговой обманки составил 244 млн лет, микроклина – 249 млн лет. Для Обского массива Аг/Аг возраст, полученный по биотиту составил 250 и 255 млн лет. Учитывая то, что температура закрытия изотопной Аг/Аг системы роговой обманки составляет 450–550°С, биотита – 280–345 °С, микроклина – 125–185°С [8], остывание гранитоидных массивов происходило моментально в масштабах геологического времени.

Трековый анализ апатита, основанный на подсчете треков распада ²³⁸U, реконструирует термальную историю образцов апатита в температурном интервале ~60-120°С (в зависимости от химического состава апатита), что отражает эксгумацию и охлаждение гранитоидного массива [9]. Трековое датирование приобских гранитоидов выполнено в Гентском Университете (Бельгия) по стандартной методике внешнего детектора [10]. Проанализированы монцограниты (образцы 1-1, 31-1, 15-519) Обского массива, монцограниты (образцы 664, 712, 670, 671-4, С-1) и граносиениты (образцы 686, 676, 708, 14-279) Новосибирского массива. Трековые возрасты апатита определены с использованием значения общей средневзвешенной ζ=281.6±5.1 ст⁻², которое было получено с использованием возрастных стандартов Durango [11] и Fish Canyon Tuff [12] а также стеклянного дозиметра IRMM [13]. Трековые возрасты апатита для пород Обского массива варьируют от 90 до110 млн лет (верхний-нижний мел), для пород Новосибирского массива диапазон несколько шире – от 150 до 80 млн лет (верхняя юра – верхний мел). В дополнение к трековым возрастам апатита проанализированы распределения средних трековых длин, которые позволили конвертировать трековые параметры в модели термальных историй с использованием программного обеспечения QTQt [14]. Термальные истории образцов из гранитоидов Новосибирского массива, несмотря на широ-

кий разброс трековых датировок, показали схожий тренд с очевидными тремя тектоническими этапами. Трековые датировки от 150 до 80 млн лет и термальные истории показывают юрско-меловое охлаждение. Аналогичные результаты известны на соседних территориях (Тува, Хакасия, Горный Алтай, Восточный Саян). Данный тектонический этап, интерпретируемый нами как этап внутриконтинентального орогенеза, связывается с закрытием Монголо-Охотского палеоокеана и столкновением Северо-Китайского континента с Евразией. Вслед за юрскомеловым охлаждением модели термальных историй показывают этап тектонического покоя и отсутствие незначительной денудации и эксгумации гранитоидов Новосибирского массива вплоть до раннего неогена (25-15 млн лет). Последние 25-15 млн лет для Новосибирского массива характерен тектонический импульс. Мы интерпретируем этот эпизод быстрого охлаждения как кайнозойский этап внутриконтинентального орогенеза, связанный с продолжительной конвергенцией Индии и Евразии. Термальные истории образцов из гранитоидов Обского массива подобные контрастные тектонические этапы не проявили, для них характерно монотонное охлаждение на протяжении последних 110-90 млн лет.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 19-77-00033).

Литература

1. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1243– 1261.

2. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские и эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие с ними гранитоиды // Геология и геофизика. 2005. Т. 6. № 9. С. 870–890.

3. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермо-триасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1575–1584.

4. Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П. и др. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.

5. Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г., Кутолин В.А. Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 812–815.

6. Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С. и др. Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология,

геохронология и геохимия. // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1310–1328.

7. Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 227 с.

8. *Harrison T.M., Duncan I., MacDougall.* Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1985. V. 49. P. 2461–2468.

9. *Wagner G.A., Van den haute P.* Fission Track-Dating. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.

10. Nachtergaele S., De Pelsmaeker E., Glorie S., Zhimulev F., Jolivet M., Danisík M., Buslov M.M., De Grave J. Meso-Cenozoic tectonic evolution of the Talas-Fergana region of the Kyrgyz Tien Shan revealed by low-temperature basement and detrital thermochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1495–1514.

11. *McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A.* A precise ⁴⁰Ar-³⁹Ar reference age for the Durango apatite (U–Th)/He and fission-track dating standard // Chemical Geology. 2005. V.214. P. 249–263.

12. *Hurford A.J., Hammerschmidt K.* 40 Ar/ 39 Ar and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: calibration ages for fission-track dating standards // Chemical Geology. 1985. V. 58. P.23-32.

13. De Corte F., Bellemans F., Van den haute P., Ingelbrecht C., Nicholl C. A New U Doped Glass Certified by the European Commission for the Calibration of Fission Track Dating. Kluwer Academic Publishers, 1998. P.67–78.

14. *Gallagher K*. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology // Journal of Geophysical Research Solid Earth. 2012. V.117. P. 1–16.

Палеомагнетизм мезопротерозойских габбро-долеритов оазиса Бангера Восточной Антарктиды: первые результаты и возможные тектонические интерпретации

В январе-феврале 2019 года в рамках сезонных работ 64 Российской антарктической экспедиции были проведены полевые исследования и отбор образцов докембрийских образований Восточной Антарктиды в районе сезонной базы «Оазис Бангера» (район ледн. Денмана, Оазис Бангера). Основная цель исследований – получение надежных палеомагнитных определений и реконструкция на их основе тектонической эволюции Восточной Антарктиды в позднем протерозое. Актуальность проводимых исследований связана с резким дефицитом палеомагнитных данных – по докембрию всей Восточной Антарктиды было получено всего 9 палеомагнитных определений, 7 из которых не удовлетворяют современным требованиям палеомагнитной надежности. Лишь два определения, сделанные по магматическим и осадочным породам Берега Котса и Грюнехогны возрастом 1.11–1.13 млрд лет [1, 3] относительно недавно и на достаточном количестве образцов, могут быть использованы для создания палеотектонических реконструкций.

По результатам геологических и геофизических исследований в Восточной Антарктиде выделяется несколько архейскопалеопротерозой-ских кратонов (ядер древней стабилизации земной коры), которые разделены мезопротерозойско-неопротерозойскими орогенами [2]. Наиболее обширный кратон, известный как кратон Моусона, протягивается от Земли Уилкса на юг, возможно, до хребта Шеклтона, где выделен палеопротерозойский (~1.8 млрд лет) блок, и на запад – до оазиса Бангера. В западной части Земли Королевы Мод и на Земле Котса развиты два архейско-палеопротерозойских кратона, разделенных орогеном с возрастом 1130–1040 млн лет [5]. Предполагается, что между древним кратонами хребта Шеклтона и Земли Котса сущест-

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vodo7474@yandex.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

⁴ Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Ломоносов, Санкт-Петербург, Россия

вует узкий неопротерозойско-раннепалеозойский ороген (650–500 млн лет) или, возможно, внутриплитная транспрессионная сдвиговая зона.

В геологическом строении Оазиса, согласно исследованиям австралийских геологов [6 и др.] и геологической съемке ПМГРЭ, принимают участие как минимум четыре толщи метаморфических пород различного возраста (от неоархея до мезопротерозоя) и несколько комплексов более молодых (мезопротерозойских и кембрийских) интрузивных пород преимущественно основного состава. Возраст последнего этапа метаморфизма оценивается интервалом 1170-1190 млн лет. Приоритетным объектом для получения палеомагнитного результата был выбран дайковый комплекс габбро-долеритов конца мезопротерозоя, имеющий надежно определенные U/Pb методом по циркону и бадделеиту изотопные возраста 1134±9 и 1131±16 млн лет и ясную геодинамическую позицию [7]. Эти дайки внедрялись после становления основной структуры, т.е. являются посткинематическими, они слабо метаморфизованы, имеют преимущественно северо-западное простирание и крутое падение, мощность тел колеблется от десятков сантиметров до 125 метров, а количество исчисляется десятками. Эти дайки согласно [7] отвечают заключительным стадиям орогении Олбани-Фрейзер, приведшей к образованию кратона Моусон, и напрямую сопоставляются с подобными дайковыми комплексами Западной Австралии. В ноябре 2018 года появилась статья [4], где опубликованы палеомагнитные результаты изучения этих даек. Для палеомагнитного анализа было отобрано всего 36 образцов из 6 даек, что является слишком малым количеством для получения кондиционного результата. Палеомагнитный полюс рассчитан лишь по 3 дайкам, имеет большую ошибку определения, что создает слишком большой простор для возможных интерпретаций.

Для палеомагнитного анализа нами было отобрано 335 образцов габбро-долеритов мезопротерозоя из 26 даек. В работе представлены первые результаты изучения палеомагнетизма этих даек, полученные по 192 образцам из 17 отдельных тел. На диаграммах Зийдервельда выделяются обычно одна или две компоненты. Первая – низкотемпературная, зачастую большая по величине, среднее направление близко к направлению современного геомагнитного поля. В большинстве образцов в среднетемпературном интервале выделяются четкие круги перемагничивания, их пересечение совпадает с направлениями высокотемпературных компонент и обычно является более кучным. Высокотемпературные компоненты в трети случаев не идут в ноль, но есть примеры даек с практически идеальной палеомагнитной записью, где выделяются четкие характеристические компоненты на узком температурном интервале. Средние направления по дайкам на стереограмме (рис. 1А) образуют два близких, но не пересекающихся кластера, названные



Рис. 1. Стереограммы со средними направлениями высокотемпературных компонент ЕОН по дайкам: А – все дайки, Б – дайки с компонентой ht1, В – дайки с компонентой ht2 (серым цветом выделены средние направления по выборке)



Рис. 2. Сравнение полученных в работе полюсов (ht1 и ht2) с известными определениями Восточной Антарктиды (BHD – Bunger Hills dykes [4], BM – Borgmassivet [3], CL – Coats Land [1])

ht1 (рис. 1Б) и ht2 (рис. 1В). Только в двух дайках из 17 эти направления встречаются (в разных пропорциях) совместно. В обоих кластерах присутствуют антиподальные направления, но только для ht1 есть достаточное для проведения теста обращения количество даек с антиподальными направлениями. Тест обращения положительный ($\gamma/\gamma_c=7.9/12.4$). Такая картина может свидетельствовать о как минимум двух временных генерациях дайкового комплекса, отвечающих разным стадиям орогении Олбани-Фрейзер. Средние направления этих кластеров находятся далеко от направления, полученного [4], что стало для нас опре-

Таблица. Высокотемпературные компоненты ЕОН мезопротерозойских долеритов Оазиса Бангера и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

Компо- нента	n/N	Сре	еднее на	правле	ние	Палео ф=	φ _m ,°		
		D, °	I, ⁰	k	α95, °	Φ, °	Λ, °	dp/dm, °	
ht1	9/17	174.9	-21.4	68.7	6.3	-12.5	275.6	3.5/6.6	-11
ht2	6/17	163.2	22.7	36.6	11.2	-34.3	260.7	6.3/11.9	12

Обозначения: ф и λ – средние широта и долгота точек отбора образцов; n/N – число даек использованных/изученных; D и I – палеомагнитное склонение и наклонение; k – кучность; α 95 – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью; Ф и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p/d_m – полуоси овала доверия вокруг полюса; ϕ_m – палеоширота.

деленным сюрпризом, но необходимо заметить, что в настоящую выборку попали только 2 дайки, изученных ранее [4].

По средним направлениям компонент ht1 и ht2 рассчитаны палеомагнитные полюсы (таблица). Мы имеем счастливую возможность сравнить эти полюсы с единственными надежными полюсами по Восточной Антарктиде (рис. 2), т.к. они получены по примерно одновозрастным породам других тектонических блоков, слагающих фундамент Восточной Антарктиды. В пределах ошибок определения полюс по ht2 совпадает с полюсом, полученным [1] по интрузивам Берега Котса, если использовать для сравнения другую опцию полярности, как и было сделано в [4]. Полюс по ht1 также близок к этому определению, но статистически от него отличается. Оба определения отличаются от определения [3] по породам Грюнехогны, но достаточно близки к нему.

Полученные палеомагнитные данные говорят об относительно незначительных вращениях между тремя древними континентальными ядрами Восточной Антарктиды – Моусон, Грюнехогна и Берег Котса. При этом можно предположить достаточно жесткую связь между Моусоном и Берегом Котса, начиная примерно с 1110 млн лет, а если между этими кратонами и существовал океан, закрывшийся в раннем палеозое, то он был незначителен по размеру.

Литература

1. *Gose W.A. et al.* Paleomagnetic data and U-Pbisotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: Implications for late Proterozoic plate reconstructions // Geophys. Res. B Solid Earth. 1997. V. 102. P. 7887–7902.

2. *Grikurov G.E., Leitchenkov G.L.* Tectonics of the Antarctic // Géologues. 2019. V. 201. P. 1–6.

3. Jones D.L. et al. Palaeomagnetic results from the ca. 1130 Ma Borgmassivet intrusions in the Ahlmannryggen region of Dronning Maud Land, Antarctica, and tectonic implications // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 247–260.

4. *Liu Y. et al.* First Precambrian palaeomagnetic data from the Mawson Craton (East Antarctica) and tectonic implications // Scientific Reports. 2018. V. 8. 16403.

5. *Ruppel A. et al.* New geophysical data from a key region in East Antarctica: Estimates for the spatial extent of the Tonian Oceanic Arc Super Terrane (TOAST) // Gondwana Research. 2018. V. 59. P. 97–107.

6. *Sheraton J.W. et al.* Geology of the Bunger Hills-Denman Glacier region, East Antarctica // BMR Bulletin 244. Australian Geological Survey Organisation, 1995.

7. *Stark J.C. et al.* In situ U/Pb geochronology and geochemistry of a 1.13 Ga mafic dyke suite at Bunger Hills, East Antarctica: The end of the Albany-Fraser Orogeny // Precambrian Res. 2018. V. 310. P. 76–92.

<u>И.П. Войнова¹</u>

Присубдукционные вулканиты Сихотэ-Алинского орогенного пояса

Сихотэ-Алинский орогенный пояс сформировался в мезозое на конвергентной границе восточной окраины Палеоазиатского континента и западной части Палеопацифики и представляет собой коллаж террейнов, сложенных образованиями океанического, окраинно-океанического и присубдукционного генезиса [4, 5]. Процесс активной конвергенции подразумевает смещение плит относительно друг друга либо субдукционное, сопровождаемое формированием вулканитов в островных дугах и окраинно-континентальных поясах, либо трансформное. С субдукционными процессами связано также формирование аккреционных призм и задуговых бассейнов.

В строении Сихотэ-Алинского орогенного пояса преобладают фрагменты аккреционных призм, выполненные терригенно-вулканогеннокремнистыми комплексами, содержащими океанические базальты. Вулканиты, связанные с субдукционными процессами, либо являются составными частями разрезов самостоятельных островодужных террейнов (Кем-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; ipvoinova@yandex.ru

ский раннемеловой), либо входят в состав аккреционных террейнов (Удыльский сегмент раннемелового Киселевско-Маноминского террейна), либо включены в аккреционные призмы (позднеюрские Самаркинский и Хабаровский террейны). Кроме того, островодужные вулканиты выявлены в составе сеноман-туронских вулканогенно-осадочных образований утицкой свиты, включаемой в состав амурского комплекса Журавлевско-Амурского турбидитового террейна.

В составе Самаркинского и Хабаровского террейнов, представляющих собой фрагменты позднеюрской аккреционной призмы, обнаружены вулканиты, связанные с субдукционными процессами, предположительно пермского возраста [2, 3, 8]. В Хабаровском террейне они представлены туфолавами и лавобрекчиями из меланжа, в Самаркинском террейне – лавами базальтов в ассоциации с кремнистыми образованиями. В Удыльском сегменте Киселевско-Маноминского раннемелового аккреционного террейна островодужные вулканиты представлены лавами в вулканогенно-терригенной ассоциации (готерив-апт-альб) [1]. В Кемском раннемеловом островодужном террейне вулканиты ассоциируют с терригенными отложениями различной фациальной принадлежности (апт-альб) [1]. В составе амурского комплекса ранне-позднемелового Журавлевско-Амурского террейна островодужные вулканиты (сеноман-турон) представлены покровными лавами, мелкообломочными туфами и субвулканическими телами, ассоциирующими с плохосортированными терригенными образованиями утицкой свиты [6].

По химическому составу пермские вулканиты в составе позднеюрских аккреционных призм занимают особое положение – самаркинские базальты характеризуются низкими содержаниями щелочей и кремнезема (близки к пикробазальтам), хабаровские туфолавы меланжа имеют дацитовый состав. Раннемеловые вулканиты представлены известково-щелочным (удыльские) и субщелочным (кемские) дифференцированными рядами от базальтов до дацитов, позднемеловые – трахибазальтами. Концентрации петрогенных элементов во всех вулканитах соответствуют содержаниям, свойственным приостроводужным вулканитам: низкие содержания TiO₂ <1 %, натровый характер щелочности (К20/(К20+Na20)<0.2), повышенные содержания Al₂O₃. Спайдер-диа-граммы нормированных по хондриту содержаний РЗЭ и РЭ для всех раннемеловых базальтов и дацитов Хабаровского террейна соответствуют таковым надсубдукционных вулканитов, для всех характерны отчетливые Ta-Nb минимумы, наиболее глубокие у удыльских базальтов. Базальты Самаркинского террейна имеют смешанные характеристики: графики РЗЭ сходны с эталонными NMORB, в то время как мультидиаграммы РЭ имеют Ta-Nb минимумы, свойственные надсубдукционным вулканитам. Дискриминационные петрогеохимические диаграммы подтверждают связь описываемых вулканитов с субдукционными процессами: для пермских базальтов Самаркинского террейна можно предположить, учитывая смешанные (надсубдукционные+оке-анические) характеристики, формирование в задуговом бассейне, для остальных вулканитов – формирование в надсубдукционных условиях, в т.ч. и хабаровских дацитов.

Обобщая и сопоставляя данные по геологической ситуации проявления вулканитов, ассоциирующим осадочным образованиям, петрогеохимическим характеристикам (различия в щелочности, степени обогащения, фациальные типы источников, степень плавления в них и др.), с привлечением известных к настоящему времени палеомагнитных и геохронологических данных, можно сделать следующие ретроспекции. Удыльские базальты характеризуются наименьшими содержаниями Sr и Rb и в целом наименьшей обогащенностью и формировались в условиях интраокеанической островной дуги в результате 20-35 % плавлении Sp-Gar-лерцолита. Кемские базальты характеризуются большей щелочностью и обогащенностью, повышенными содержаниями Sr и Rb, формировались в результате 10-30 % плавлении Sp-Gar-лерцолита на большей глубине либо в тыловой зоне островной дуги, либо над зоной субдукции, приближенной к континенту. Петрогеохимические характеристики утицких вулканитов (наибольшая обогащенность и самые высокие содержаниями Sr, наибольшая глубина формирования расплава при 10-30 % плавлении лерцолита с высоким содержанием Gar-составляющей), фациальный состав ассоциирующих терригенных пород свидетельствуют об их формировании в субаэральных условиях вулканической дуги в надсубдукционной обстановке на окраине континента. Местоположение соответствующих зон субдукции и, соответственно, островных дуг восстановлено палеомагнитными исследованиями [1]: для кемских островодужных образований установлена палеоширота 36±6° с.ш., удыльских – 33±5°. Т.е. они формирвались на близких широтах, а также и в близкое время, судя по геохронологическим данным, ~110 млн лет назад [1]. Но соответствующие островные дуги, вероятно, отстояли от континента на разное расстояние: в пользу более близкого к континенту положения кемской дуги свидетельствуют большая обогащенность вулканитов и наличие в терригенных осадках Кемской дуги континентального материала, в т.ч. древнего, а в удыльских осадках влияние континентальных источников сноса не обнаруживается. В результате процессов движения океанической плиты, субдукции и смещения вдоль трансформной окраины, а также постаккреционных перемещений на различные расстояния изученные комплексы заняли совре-

Террейны	Самар- кинский	Хаба- ровский	Киселевско- Маномин- ский (Удыль- ский сегмент)	Кемский	Амурский – утицкая свита					
Возраст	Р	Р	K ₁	K ₁	K ₂					
Ассоциации	кремни	меланж	Терри	оды						
Породы	$\beta - \pi \beta$	ξи/щ	$\beta - \alpha \beta - \alpha$	β-αβ-α-ξ	Лавы и					
			и/щ	и/щ —	туфы τβ					
				суб/щ	суб/щ – щ					
Щелочность			······ 1	\rightarrow						
	Min		растет	max						
Степень обо-				\rightarrow						
гащения	Min		растет		max					
Источники	Вн	Вне мантийного тренда, надсубдукционные								
Фациальный	Sp Lher	Sp-Gr	Sp-Gr Lher	Sp-Gr	\rightarrow Gr					
тип источника		Lher		Lher	Lher					
Степень плав-	~30–40 %		20-35 %	10-30 %	10-30 %					
ления			· · · · · · · ·							
	Max		убывает	min						
Глубина,				\rightarrow						
мощность лит.	Min		растет	max						
Геодинамиче-	задуговой]	Надсубдукционные вулканиты							
ские условия	спрединг	?	Океаниче-	Близкая к	Окраинно-					
формирования			ская остров-	конти-	континен-					
			ная дуга	ненту ОД	тальный ВП					
Палеоширота	? низкие	? низ-	33±5° с.ш	36±6°	53.7±10.8°					
формирования		кие		с.ш	с.ш.					
Тектоническое	аллохтон	аллох-	аллохтон	аллохтон	автохтон					
положение		тон			перекры-					
					вающий					

менное положение с координатами: удыльские – 52° с.ш., 140° в.д., кемские – 45–46° с.ш., 136–137° в.д. Палеоширота формирования утицких образований (53.7±10.8° с. ш.), ранее включаемых в амурский комплекс, свидетельствует об их практически автохтонном положении [5, 6]. В то же время последние палеомагнитные данные свидетельствуют о формировании песчаников амурского комплекса на более низких широтах (10–18° с.ш.) [7], т.о. образования утицкой свиты для турбидитовых отложений Журавлевско-Амурского террейна являются перекрывающими.

Если описываемые надсубдукционные вулканиты меловых террейнов достаточно четко проявлены и ассоциируют с соответствующими терригенными отложениями островодужных комплексов близкого воз-
раста, то выявленные в позднеюрских Хабаровском и Самаркинском террейнах, связанные с субдукционным процессом пермские вулканиты являются тектоническими включениями в аккреционные комплексы. Их обнаружение свидетельствует о возможном наличии в пермское время на западе Палеопацифики конвергентной границы, подобной современной.

Результаты комплексного обобщения данных приводятся в таблице.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-05-00117А) и в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Архипов М.В., Войнова И.П., Кудымов А.В., Песков А.Ю., Ото Ш. (Otoh S.), Нагата М. (Nagata М.), Голозубов В.В., Диденко А.Н. Сравнительный анализ апт-альбских пород Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов: геохимия, геохронология и палеомагнетизм // Тихоокеан. геология. 2019. № 3. С. 50–75.

2. Войнова И.П. Вулканиты хабаровского аккреционного комплекса (юг Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 88–97.

3. Войнова И.П. Вулканиты аккреционной системы Сихотэ-Алиня – архивные документы истории Западной Палеопацифики от спрединга до конвергенции // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 70–74.

4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. + цв. карта.

5. 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.

6. Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. № 5. С. 3–18.

7. Песков А.Ю., Диденко А.Н., Кудымов А.В., Каретников А.С., Архипов М.В. Палеоширота формирования валанжинских песчаников пионерской свиты (Журавлевско-Амурский террейн, северный Сихотэ-Алинь) // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. Матеиалы X Косыгинских чтений. Хабаровск. 2019. С. 93–96.

8. Симаненко В.П., Филиппов Ф.Н., Чащин А.А. Базальты океана Панталасса в Самаркинском террейне (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 23–37.

Тектонические и геодинамические аспекты металлогении Тихоокеанского рудного пояса

Тихоокеанский рудный пояс (ТРП) огромным кольцом охватывает активные континентальные окраины вокруг одноименного океана (рисунок). Протяжённость внешней границы свыше 56 тыс. км, а ширина варьирует от нескольких сот до тысяч км. Недра ТРП богаты не только благородными, но и черными, цветными и редкими металлами, а также разнообразными драгоценными и поделочными цветными камнями, другими ценными полезными ископаемыми.

В составе пояса традиционно выделяются: Азиатский, Австралийский, Североамериканский, Южноамериканский и Антарктический сегменты. Практически вся территория Дальневосточного Федерального округа России и Забайкальского края находится в пределах Северо-Западной части Азиатского сегмента ТРП (рисунок).

В своей знаменитой статье академик С.С. Смирнов (1946) отметил элементы металлогенической однородности ТРП, выделил в его пределах внешнюю и внутреннюю зоны и охарактеризовал особенности их металлогении. Позднее представления С.С. Смирнова о Тихоокеанском рудном поясе получили развитие в многочисленных трудах дальневосточных геологов. Идеи новой глобальной тектоники в определенной мере ассимилировали результаты исследований этой школы (Геодинамика..., 2006). Однако элементы глобальной металлогенической однородности ТРП оказалось не просто объяснить с позиций террейновой концепции.

В докладе подводится итог 70-летнего изучения металлогении Тихоокеанского рудного пояса. В ходе работы был подготовлен ГИС проект, включающий картографический материал и базу данных по отечественным и зарубежным месторождениям ТРП. Воспринимая террейновую концепцию, в докладе мы предлагаем объяснение этих элементов, привлекая рудноформационный анализ, который позволяет различать унаследованные металлогенические однородности от новообразованных.

Схематические карты (см. рисунок, а, б), составленные на основе ГИС, наглядно показывают, что ТРП находится над областями верхней мантии с относительно низкой плотностью, которые характеризуются

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; tma2105@mail.ru, kolyma@igem.ru, a-galyamov@yandex.ru,



анализа на картах: температуры коры на глубине 60 км (а) и плотности верхней мантии (б). 1- границы Тихоокеантермальные, 4 – медно-молибден-порфировые золотосодержащие, 5 – оловорудные, 6 – редкометалльные. Геофиского рудного пояса; 2-6 – месторождения: 2 – зологорудные в терригенных толщах, 3 – зологосеребряные эпизические свойства верхней мантии, проект CRUST 2.0 [Laske et al., 2000]: 7– плотность (г/см³), 8– температура (°C) Рисунок. Распространение металлических месторождений в Тихоокеанском рудном поясе, по данным ГИС-

также повышенным термальным режимом (Tenzer et al., 2012; Саттагапо et al., 2017). Главные особенности неоднородной плотности верхней мантии обусловлены взаимодействием плит на фоне глобальной мантийной тепловой и вещественной конвекции (Tenzer et al., 2012). Наиболее ярко связь гравитации и плотности присущи веществу океанической коры, где гравитационные аномалии пространственно прямо коррелируют с плотностью вмещающих пород; вместе с тем, по данным сейсмотомографии, их контрастность ослабевает с увеличением глубины поверхности Мохо (Tenzer et al., 2012).

Таким образом, дискутируемые границы Тихоокеанского рудного пояса и его металлогеническая однородность получили дополнительное обоснование в термальной и плотностной модели окраиноморской литосферы (см. рисунок).

Для Тихоокеанского рудного пояса характерна окраинноморская, переходная от континентальной к океанической литосфере (Сидоров и др., 2018). Металлогеническая модель, которой заключается в сложном сочетании реювенированного оруденения докембрийского фундамента террейнов разного типа, сульфидизированных зон верхоянского (Pz–J) осадочного комплекса и постмагматических образований в аккреционных (J–K₁) и постаккреционных структурах (K₁–Cz) (Сидоров, Волков, 2015). Важнейшая особенность окраиноморской литосферы – остаточные кратонные террейны (типа Охотского и Омолонского на Северо-Востоке России) и обилие погруженных микрократонов. К их ограничениям и секущим зонам тектоно-магматической активизации приурочены крупнейшие рудные месторождения.

Тектоническую специфику и глобальную металлогеническую зональность Тихоокеанского пояса во многом определяют островодужные и окраинноконтинентальные (краевые) вулканические пояса. Позднекайнозойскими и современными аналогами островодужных террейнов на различных этапах их развития являются вулканические дуги – Северо-Восточного Хонсю, Идзу-Бонино-Марианская, Тонго-Кермадекская, Курило-Камчатская, Алеутская и другие (Белый, 1998).

Доаккреционные этапы развития островодужных террейнов характеризовались накоплением толщ высокоглиноземистых базальтов, андезито-базальтов, андезитов и их туфов, а также вулканомиктовых отложений и осадочных толщ формации «зеленых туфов» – андезитовые геосинклинали или эвлиминары по В.Ф. Белому (1998). В коллизионные и аккреционные этапы формируются молассоидные образования, кислые вулканиты и вулканоплутонические ассоциации. В пределах островодужных террейнов сосредоточена значительная часть Си-Мопорфировых месторождений и большая часть колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с формацией «зеленых туфов». Однако в ряде случаев появляются также убедительные сведения о металлогенической унаследованности кайнозойского островодужного оруденения (Au-Ag-Sn-W) от докембрийского фундамента (Milesi et al., 1994). И в этих случаях наблюдаются очевидные нарушения металлогенической однородности внутренней зоны ТРП.

Концепция глобальной металлогенической зональности ТРП хорошо подтверждается сопоставлением опубликованных материалов по металлогении вулканических поясов североамериканских Кордильер, южноамериканских Анд и Северо-Востока России (Волков и др., 2014), а также сравнительным анализом Ag/Au отношений в рудах месторождений различных формационных типов в ТРП (Сидоров и др., 2018).

Глобальная металлогеническая однородность ТРП позволяет предполагать широкое развитие аналогов американских месторождений в его азиатской половине, в том числе и в северо-западном его отрезке – на Северо-востоке России. Во внутренней зоне последнего, весьма реальны перспективы открытия новых колчеданных месторождений (типа Куроко) и их сателлитов, а также месторождений Fe-Cu-Au оксидных, Cu-Ag типа Манто, скарновых и других, широко развитых в американской половине ТРП. Внешняя зона российского сектора ТРП перспективна на открытие месторождений золота Карлинского типа (Невада, США), богатых комплексных скарновых месторождений, уникальных бертрандитовых месторождений Ве типа Спур Маунтин (Юта, США), месторождений богатых окисных марганцевых руд типа Кокимбо (Чили), а также богатых месторождений РЗМ и других редких металлов.

Работа выполнена в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН «Металлогения рудных районов вулканоплутоногенных и складчатых орогенных поясов Северо-Востока России».

Литература

Белый В.Ф. Окраинно-континентальные тектономагматические пояса Тихоокеанского сегмента Земли. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 58 с.

Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В.И. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. М.: ООО «МАКС Пресс», 2014. 355 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под редакцией А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572, Кн. 2. С. 573–981.

Сидоров А.А., Волков А.В. Металлогения окраиноморской литосферы (Северо-Восток России) // Литосфера. 2015. №1. С. 24–34.

Сидоров А.А., Волков А.В., Галямов А.Л., Чижова И.А. Вопросы глобальной металлогенической зональности Тихоокеанского рудного пояса // Вестник СВНЦ. 2018. № 2. С. 3–17. *Cammarano F., Guerri M.* Global thermal models of the lithosphere // Geophys. J. Int. 2017. V. 210. P. 56–72.

Laske G., Masters G., Reif C. CRUST 2.0: A new global crustal model at 2 x 2 degrees. 2000. http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.html

Milesi J.P., Marcoux E., Nehlig P., Sunarya Y., Sukandr A., Cirtan F.J. West Java, Indonesia: A.1.7Ma Hybrid Epithermal Au-Ag-Sn-W Deposit // Economic Geology. 1994. V. 89. P. 227–245.

Tenzer R., Bagherbandi M., Gladkikh V. Signature of the upper mantle density structure in the refined gravity data // Comput. Geosci. 2012. V. 16. P. 975–986.

Е.А. Володина¹

Этапы активизации сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины

При полевых исследованиях позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба выяснена существенная неоднородность литологических и структурных характеристик слагающих его пород. В некоторых комплексах отмечается обилие грубообломочного материала и преобладание терригенных пород. При этом в разрезах имеются многочисленные складки, олистостромы, крутые углы падения. В других комплексах преобладает материал мелкой размерности, а залегание пород пологое или даже субгоризонтальное. При этом возрастает роль карбонатного материала. Предполагается, что снизу вверх по разрезу такое чередование литологических и структурных особенностей является закономерным и приурочено к определённым тектоническим событиям в истории формирования Уральского орогена.

Основной целью данной работы является выделение этапов активизации сноса материала при образовании позднепалеозойских отложений Предуральского прогиба. Вторая цель – выяснить, с какими тектоническими событиями связано формирование отложений на том или ином этапе. Для этого были подробно описаны геологические разрезы (40 шт.), описаны шлифы (250 шт.) для выделения литотипов, а также построены корреляционные схемы.

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова; ekaterina.volodina2015@yandex.ru

При составлении и подготовке к изданию государственных геологических карт масштаба 1:200 000 в разное время были изучены позднепалеозойские отложения Предуральского краевого прогиба на территории следующих листов: N-40-XI (Бакал), N-40-VI (Куса), O-40-XXXVI (Нязепетровск) и O-40-XXX (Ревда) – от пос. Кропачёво на юге до пос. Староуткинск на севере.

Территория Бакальского листа была изучена наиболее детально, поэтому в пределах него выделены несколько районов, чтобы и корреляция получилась наиболее детальной. На территорию этого листа попадают восточная часть Симской впадины, которая будет рассматриваться как отдельный район (Симский) и юго-восточная часть Юрюзано-Сылвенской впадины, где присутствуют многочисленные надвиги западной вергентности. В соответствии с расположением этих надвигов удобно выделять районы: Ахуновский, Ибраевский и Старомухаметовский. Кроме того, эти две впадины разделены поднятием Каратау, где также присутствуют отложения позднего палеозоя – Каратауский район на схеме.

Для выделенных районов были построены корреляционные колонки. По колонкам наглядно видна смена размерности материала снизу вверх по разрезу. Также на схеме корреляции прослеживается изменение мощности одних и тех же подразделений с юга на север. Таким образом, в результате анализа приведённых колонок можно отчётливо выделить 3 основных этапа активизации сноса (проявлены в большинстве районов) и 2 второстепенных (имеют более узкий интервал распространения).

Первый этап активизации (315–310 млн лет) фиксируется с московского века, когда накапливались малоикская толщи, азямская, абдрезяковская и сергинская свиты среднего карбона. В них преобладают грубообломочные породы – валунные конгломераты, изредка конглобрекчии, а также мелкогалечные конгломераты. Причём наибольшая мощность и наибольшая размерность отложений наблюдается в пределах Кусинского листа. В остальных районах мощность постепенно становится меньше, а валунные конгломераты встречаются относительно редко (в основном, присутствуют мелкогалечные). Такое различие связано с удалённостью тех или иных районов от источника сноса, который вкратце рассмотрен далее.

Начало первого этапа совпадает с завершением закрытия Палеоуральского океана, началом коллизии и формирования южной части Предуральского прогиба. Начал разрушаться главный источник сноса – Тараташский выступ и его западное обрамление. Это доказывается родством материала: валуны и гальки азямской и абдрезяковской свит, представлены, в основном, кремнистыми породами (подобные есть в отложения ордовика, силура и девона Маяктауского аллохтона) и кварцитовидными песчаниками, относящимся к зильмердакской свите верхнего рифея и такатинской свите нижнего девона [2]. Эксгумация Тараташского блока (когда он и стал выступом) произошла ещё в середине рифея в условиях растяжения, а как раз в позднем палеозое Тараташский блок работал как индентор в условиях сжатия [7]. В результате этого образовался очень крутой склон, по которому был активный снос осадков.

Другие этапы активизации, кроме первого, сложно связать с крупными тектоническими событиями. Они приурочены к последовательным стадиям воздымания Уральского орогена при коллизии. Однако, можно связать временные промежутки активизации сноса с этапами метаморфизма, а также с внедрением интрузивных массивов в соседних с востока зонах, так как, чаще всего, внедрение плутонов в этих мегазонах связано с этапами транспрессии [1]. С первым этапом совпадает по времени внедрение гранитов Варшавского (314 млн лет) и Ларинского (310 млн лет) массивов Восточно-Уральской мегазоны.

Второй главный этап активизации приходится на середину сакмарского века (295-290 млн лет). В это время формируется капысовская свита. На корреляционной схеме видно, что наибольшая мощность грубооломочных отложений наблюдается на Кусинском и Нязепетровском листах, а также в Симском районе (самом южном) Бакальского листа. Такая ситуация объясняется тем, что кроме Тараташского блока, начинает функционировать ещё один источник сноса, влияние которого проявлено на юге исследуемой территории. Это Каратау-Сулеймановский блок, который, по новым данным [6] рассматривается в качестве единого. Обломки пород в пермских конгломератах представлены кварцитами и кремнями, а подобные отложения есть в зильмердакской и миньярской свитах верхнего рифея, слагающих Сулеймановский антиклинорий. В это время в Магнитогорской мегазоне происходит внедрение гранитоидных массивов балканского плутонического комплекса: Новобуранного (294 млн лет) [3] и Урузбаевского (293 млн лет) [4]. Примерно тот же возраст имеет вторая фаза динамотермального метаморфизма куртинской серии Уфалейского блока (296-293 млн лет).

Третий главный этап (287–282 млн лет) фиксируется с середины артинского века ранней перми, когда происходит накопление белокатайской, янгантауской и габдрашитовской свит. Во всех изученных районах в указанное время формируются валунные конгломераты, олистостромовые толщи, что свидетельствует о сильной тектонической активности. Снос материала осуществляется всё с тех же источников. Во время третьего этапа активизации в Восточно-Уральской мегазоне на Южном Урале формируются монцонитоидные массивы степнинского комплекса (283 млн лет), а на Среднем Урале – осиновского (285 млн лет). Помимо трёх главных этапов активизации есть ещё 2 второстепенных, которые проявлены локально. Один из них отмечается в касимовском веке верхнего карбона (307–303 млн лет). Наибольшее количество грубообломочных отложений наблюдается на территории Нязепетровского листа. В это время в Магнитогорской мегазоне произошло внедрение массивов карагайского плутонического комплекса: Уйскоборского, Карагайского (304 млн лет) и Ахуновского (306 млн лет). Примерно тот же возраст имеет первая фаза динамотермального метаморфизма куртинской серии Уфалейского блока (308–305 млн лет).

Другой второстепенный этап фиксируется в первой половине ассельского века ранней перми (298–295 млн лет). В это время накапливаются олистостромовые толщи и мелкогалечные конгломераты чигишанской свиты. Грубообломочные отложения наиболее проявлены Кусинском листе. В это время происходит внедрение пермской части Челябинского массива (299–289 млн лет) [1].

Таким образом, было выделено 5 этапов активизации сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины – 3 основных и 2 второстепенных. Начало первого этапа совпадает с началом коллизии и формирования южной части Предуральского прогиба. Остальные связаны с последовательными стадиями роста Уральского орогена и коррелируются с внедрением интрузивных массивов и этапами метаморфизма в соседних мегазонах. Между периодами активизации наблюдаются периоды затишья – гидродинамика постепенно становится более спокойной, и в бассейне накапливаются отложения, преимущественно, терригенных, а также карбонатных турбидитов с ритмичной градационной слоистостью. Они связаны со схождением мутьевых потоков по склону. Также имеют место фоновые пелагические и гемипелагические известняки.

Литература

1. Попов В.С., Тевелев Ал.В., Беляцкий Б.В., Богатов В.И., Осипова Т.А. Изотопный Rb–Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // ДАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 89–94.

2. Прудников И.А., Зайцева Е.Л., Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О. Модели формирования азямской и абдрезяковской свит Уфимского амфитеатра в свете новых литологических и стратиграфических данных // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 4. С. 3–30.

3. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

4. Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р. Каменноугольно-пермский магматизм и связанное с ним оруденение (Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны Южного Урала) // Литосфера. 2016. № 5. С. 35–57.

5. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

6. Tevelev Al.V., Prudnikov I.A., Tevelev Ark.V., Khotylev A.O., Volodina E.A. A Kinematic Model of the Formation of the Sim Trough of the Cis-Uralian Foredeep // Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. 4. Geologiya. 2018. N 2. P. 23–32.

7. *Tevelev Al.V., Tevelev Ark.V., Fedorchuk V.A., Khotylev A.O., Kosheleva I.A.* The Taratash Indenter and its Role in the Geological Structure of the Urals // Vestnik Moskovskogo Universiteta. Ser. 4. Geologiya. 2017. N 2. P. 3–12.

О.В. Гайдаленок¹, С.А. Соколов^{1,2}

Керченско-Таманская складчатая структура и ее обрамление

Введение

Керченско-Таманская складчатая область (КТСО) представляет собой смятую в субширотные складки часть Азово-Кубанского предгорного прогиба (рисунок). С запада ее ограничивают Горный и Степной Крым, с юго-востока – Северо-Западный Кавказ, а с востока – поднятия северных предгорий Центрального Кавказа. КТСО граничит с недеформированной частью прогиба по зоне Южно-Азовского разлома, расположенного непосредственно к северу от Керченского и Таманского п-овов [9].

Сегментация Керченско-Таманской области

Керченско-Таманская складчатая область подразделяется на пять поперечных сегментов, различающихся возрастом основных новейших складчатых деформаций (см. рисунок). Западно-Керченский сегмент I занимает юго-западную равнинную часть Керченского п-ова. Большая часть равнины сложена дислоцированными глинистыми отложениями майкопской серии олигоцен-нижнемиоценового возраста. На севере майкопскую серию несогласно перекрывают отложения чокракского

¹ ФГБУН Геологический Институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; ogaydalen@yandex.ru, Sokolov-gin@yandex.ru

² МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия





I – границы тектонических структур и предполагаемое обрамление КТСО; 2 – разломные зоны; 3 – сегменты КТСО. Аббревиагурой на схеме показаны: ВЕП – Восточно-Европейская платформа, ВТ – вал Тетяева, ВЧВ – Восточно-Черноморская впадина, ВШ – вал Шатского, ГА – Главный Азовский надвиг, ГК – Горный Крым, ЗЮС – зона Южного склона, КСП – Кавминводско-Ставропольское поднятие САП – Средне-Азовское поднятие, СЗК – Северо-Западный Кавказ, СК – Северо-Крымская сутура. Буквами отмечены разломные зоны: Аб – Абрауская зона, АДЗ – Анапско-Джигинская зона, ПА – Пшехско-Адлерская, Пр – Правдинский разлом, ЮА – Южно-Азовский разлом ниями и дополнениями.

яруса среднего миоцена, дислоцированные гораздо слабее. Из этого следует, что основные фазы складчатости произошли до среднего миоцена.

Восточно-Керченский сегмент II облекает с севера и востока территорию Юго-Западной равнины, занимая восточную часть и крайний север западной части Керченского п-ова. В сегменте II складчатости подверглись все обнажающиеся отложения до мэотиса (верхний миоцен) включительно. Между мэотисом и киммерием (нижний плиоцен) наблюдается угловое несогласие, хотя киммерий принимает участие в складчатости. Верхнеплиоцен-четвертичные отложения, начиная с куяльника, лежат на них несогласно и дислоцированы гораздо слабее. Таким образом, основные фазы складчатости произошли в конце миоцена – раннем плиоцене, хотя были и слабые последующие деформации.

Таманский сегмент III, занимающий территорию Таманского полуострова – «наиболее опущенный и «отстающий» в своем тектоническом развитии» [5]. Хотя между отдельными толщами выявлены угловые несогласия, складчатостью охвачены все обнажающиеся толщи от майкопской свиты до нижнего плейстоцена, а в северных грядах и более молодые отложения. Об устойчивости плиоцен-четвертичного опускания синклинали Таманского залива свидетельствует поперечный к ее простиранию профиль, построенный по результатам непрерывного сейсмоакустического профилирования [3]. Изменения типа и интенсивности деформаций в ходе роста четвертичных поднятий подробно изучены на примерах Динской [2] и Зародинской антиклиналей [8].

Таманский участок характеризуется прямым тектоническим рельефом: антиклинали выражены низкими (высотой в десятки – сотню метров) грядами, а синклинали – слабо поднимающимися над уровнем моря аккумулятивными равнинами, к которым, в частности, приурочены протоки Кубанской дельты, а также Таманским заливом и современными лиманами. Это также свидетельствует о молодом возрасте складчатости [9]. Таким образом, складчатость Таманского сегмента продолжает развиваться в настоящее время.

Складки Таманского п-ова продолжаются на восток Азовской складчатой зоной, образующей сегмент IV. Азовская зона занимает территорию подножья Северо-Западного Кавказа и представляет собой смятый в складки южный край Западно-Кубанского прогиба (восточной части Азово-Кубанского прогиба), с поверхности выполненный неогеновыми отложениями [4]. Здесь в строении складок, осложненных разломами, участвуют толщи от меловых до миоценовых, а отложения плиоцена (киммерия и куяльника) перекрывают их с несогласием и деформированы слабо (субгоризонтальное залегание пород). Очевидно, главные фазы складчатости завершились в начале плиоцена. Восточнее г. Крымска антиклинальные складки предгорий Кавказа теряют выражение в рельефе и строении позднекайнозойских моласс. По геофизическим и буровым данным, складки продолжаются на восток, деформируя майкопские и более древние отложения [10], тогда как послемайкопские отложения деформированы слабо. Это позволяет предположить удревнение складчатости восточнее г. Крымска и условно выделить здесь сегмент V КТСО. Признаки складчатости окончательно исчезают севернее восточной границы Северо-Западного Кавказа.

Поперечные зоны деформаций Керченско-Таманской области

Границы изменения возраста деформаций Керченско-Таманской складчатой области постепенны. Но некоторые из них примерно совпадают с зонами поперечных нарушений. Так, граница сегментов II и III выражена Правдинским разломом с опущенным восточным крылом [6] (см. рисунок). Вдоль границы сегментов III и IV протягиваются Анапско-Джигинская и Абрауская зоны (см. рисунок). У них опущены западные крылья, а тектонофизические исследования указывают на поперечное растяжение [11, 12]. Вместе с тем, кулисное расположение складок на границе сегментов III и IV позволяет предположить наличие правосдвиговых деформаций. Западная граница КТСО с Горным и Степным Крымом выражена субмеридиональным кулисным рядом разломов ССВ-ого простирания, у которых на юге опущены восточные крылья. Восточному окончанию КТСО, возможно, соответствует Пшехско-Адлерская поперечная зона нарушений [13]. Ее западное крыло опущено: амплитуда деформаций фундамента Скифской плиты здесь составляет более 2.5 км.

Южное обрамление Керченско-Таманской области

Южное обрамление КТСО построено сложнее. На западе оно вскрыто возле пос. Орджоникидзе, где образовано тектоническими чешуями и складками в верхнетриасовых и юрских отложениях, аналогичных обнажающимся в Горном Крыму, т.е. представляет собой складчатонадвиговое тектоническое поднятие, аналогичное Горному Крыму, но более узкое. Это поднятие прослежено сейсмопрофилированием [13] на восток до района г. Анапы как выступ домезозойского фундамента [1]. Далее на юго-восток оно продолжается складчато-надвиговыми образованиями Зоны южного склона Большого Кавказа, которая в своей северо-западной части представлена Новороссийским синклинорием.

Выводы

Возраст складчатости Керченско-Таманской области закономерно изменяется по простиранию. Самый молодой, четвертичный, возраст имеют складки Таманского сегмента III, продолжающие развиваться до сих пор. К периферии Керченско-Таманской области возраст завершения главной складчатости удревняется до плиоцена в сегментах II и IV и конца раннего – начала среднего миоцена на крайнем западе и востоке области.

Примерно по западным и восточным границам самого молодого Таманского сегмента III, а также всей Керченско-Таманской области прослеживаются зоны поперечных нарушений, у которых западнее сегмента III опущены восточные крылья, а восточнее сегмента III – западные.

Констатируется наличие зоны южного обрамления КТСО и ее возможная связь со структурами Горного Крыма и зоной Южного склона Большого Кавказа.

Благодарности. Полевые работы выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073. Палеонтологический материал получен и обработан при поддержке гранта Президента Российской Федерации для молодых российских ученых – кандидатов наук № МК-3510.2019.5. Аналитические работы проведены в рамках гранта РФФИ № 18-05-00746.

Литература

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

2. Гайдаленок О.В., Соколов С.А., Измайлов Я.А. и др. Новые данные о позднечетвертичном складкообразовании и деформации рельефа на севере Таманского полуострова, Краснодарский край // Геоморфология. 2019. (в печати)

3. Гайдаленок О.В., Шматков А.А., Шматкова А.А. и др. Результаты сейсмоакустического профилирования дна Таманского залива в районе античного города Фанагория // Геофизические процессы и биосфера. 2019. №4. С. 184–190.

4. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. М.: ИФЗ РАН, 2008. С. 191– 224.

5. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.

6. Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Герасимов М.Е. и др. Разрывные нарушения Керченского п-ова // Геол. журн. 1989. № 5. С. 40–46.

7. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий. Масштаб: 1:4000000. 2007 г. Отв. редактор: Е.Е. Милановский. Авторы: Мазарович О.А., Милановский Е.Е., Костюченко С.Л. / Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Геологический факультет, кафедра геологии России / ФГУП "Производственное картосоставительское объединение "Картография". Москва. 8. Тесаков А.С., Гайдаленок О.В., Соколов С.А. и др. Тектоника плейстоценовых отложений северо-восточной части Таманского полуострова, Южное Приазовье // Геотектоника. 2019. № 5. С. 12–35.

9. Трифонов В.Г., Трифонов Р.В. Происхождение и экологические последствия фанагорийской регрессии Черного моря // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2006. № 6. С. 509–521.

10. Трихунков Я.И. Неотектонические преобразования кайнозойских складчатых структур Северо-Западного Кавказа // Геотектоника. 2016. № 5. С. 67–81.

11. Трихунков Я.И., Гайдаленок О.В., Бачманов Д.М. и др. Морфоструктура зоны сочленения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геоморфология. 2018. № 4. С. 77–92.

12. Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В. и др. Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // Геотектоника. 2019. № 4. С. 1–19.

13. Starostenko V., Janik T., Stephenson R. et al. DOBRE-2 WARR profile: the Earth's upper crust across Crimea between the Azov Massif and the northeastern Black Sea / Sosson M., R.A. Stephenson, Adamia S.A. (eds.) Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus // Geological Society. London. Special Publications. 2017. V. 428. P. 199–220.

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

Некоторые особенности структуры и геодинамики земной коры территории Армении (по геофизическим данным)

Известно, что достоверность построенной модели земной коры территории какого-либо региона существенно зависит от степени геологогеофизической изученности данной территории. Особо ценными для решения этой задачи являются данные о глубинном строении земной коры. Однако эти данные для территории Армении недостаточны. Поэтому для построения структурной модели земной коры территории Армении были использованы результаты трехмерной количественной интерпретации гравитационного поля в комплексе с имеющимся данными ГСЗ, сейсмологии и других геофизических методов. А в качестве

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

показателей динамичности этих структур приняты геолого-геоморфологические, геофизические, сейсмологические, геодезические и геотермические признаки [5].

В результате отмеченного комплекса исследований были составлены схемы разломно-блокового строения земной коры на трех уровнях глубины:

1) по поверхности кристаллического фундамента (средняя глубина 5 км);

2) по подошве сейсмоактивного слоя коры (средняя глубина 20 км);

3) по границе Мохоровичича (средняя глубина 45 км).

Согласно первой модели поверхность кристаллического фундамента имеет сложный, раздробленный рельеф и состоит из относительно приподнятых и опущенных участков, которые представляют отдельные тектонические блоки, разграничивающиеся друг от друга разнопорядковыми и разнонаправленными тектоническими нарушениями, характеризующимися различной степенью новейшей тектонической активности.

Вторая модель верхней части земной коры, заключенной между фундаментом и подошвой сейсмоактивного слоя также представляется в виде системы блоков, границами которых служат разломы, некоторые из которых имеют большую глубину проникновения в земную кору. По сравнению с моделью кристаллического фундамента здесь размеры блоков более крупные, а, следовательно, количество разломов меньше (рисунок).

Подробную картину структурных особенностей сейсмоактивного слоя и распределения гипоцентров землетрясений удалось рассмотреть при анализе данных МОВЗ-ГСЗ по профилю Бавра-Армаш [6]. Искомый горизонт в пределах Армении прослеживается на глубинах 7–9 км. на двух крайних участках профиля, а на середине, примерно в районе пикетов 100–150 на глубинах 9.5–13.5 км.

Сейсмоактивный слой вдоль профиля Армаш-Бавра характеризуется мозаичной структурой распределения скоростных параметров и незначительным нарастанием скорости с глубиной. По распределению скоростных параметров слоя в горизонтальном направлении отчетливо видна смена структурных планов, выражающаяся в том, что в южной и северной частях профиля на глубинах от 5 до 15 км и более развиты пласты относительно пониженных значений скорости значительной мощности.

При рассмотрении картины распределения гипоцентров землетрясений выясняется, что очаги слабых землетрясений связаны со слоями пониженных скоростей, а сильные – с пластами высоких скоростей, подстилающие слои волноводов. На среднем отрезке профиля происходит перераспределение скоростей, выражающееся в чередовании сравнительно маломощных и недостаточно выдержанных слоев пониженной



скорости. К примеру, можно указать, что собственно гипоцентр Спитакского землетрясения 1988 г. приурочен к аномальной области понижения скорости интенсивностью 0.2 км/с, залегающей на глубине 6–7 км, контролируемой Севано-Амасийской зоной разломов.

Сравнительный анализ вышеизложенных данных о структуре сейсмоактивного слоя с данными гравитационной модели показывает, что на глубинах от 7 до 14 км, а чаще всего на средней глубине 11 км уверенно прослеживается сейсмическая граница, которая одновременно является также и плотностной границей. Она определяется как первая устойчивая, регионально прослеживаемая сейсмическая граница, расположенная ниже поверхности складчатого или кристаллического фундамента на средней глубине 11 км с преобладающими значениями скорости $v_p = 6.3-6.6$ км/с и $v_s = 3.3-3.6$ км/с. По мнению многих авторов этот горизонт является глобальным сейсмическим разделом и предположительно может быть отождествлен с границей Ферча, рассматриваемой как кровля "диоритового" слоя. Если указанное предположение принимать за истину, то можно составить суждение о вещественном составе сейсмоактивного слоя земной коры. При этом окажется, что очаги сильных землетрясений приурочены к переходной зоне от гранитов к базальтам, т.е. диоритовой области, а очаги слабых - к области гранитов [1, 2].

Интересной особенностью строения характеризуются вулканические области территории Армении. При построении тепловой модели вулканических областей, согласно которой на уровне глубин 17–23 км существуют слои частичного плавления горных пород, в граничных областях которых происходит накопление термоупругих напряжений, приводящих к разрушению сплошности среды [3].

Рассмотрение эпицентрального поля сильных землетрясений Армении и сопредельных районов показывает, что эпицентры по территории распределены неравномерно. Отчетливо выделяются четыре отдельные группы их скопления в районах, выраженных, в тектоническом отношении, в виде отдельных блоков земной коры – Спитак-Дилижансного, Гюмри-Анийского, Приереванского и Сюникского, которые исходя из концепции «очаг–объем» ответственны за накопление упругой энергии и ее разрядки посредством землетрясений [4].

Кроме вышеизложенного, для выявления особенностей динамики структурных элементов предложенной модели, по мере возможности, были использованы также экспериментальные материалы, полученные за последние десятилетия при наблюдениях за вариациями гравитационного и геомагнитного полей, современных вертикальных и горизонтальных движений, напряженно-деформированным состоянием и т.д.

Как видно из рисунка земная кора территории Армении, согласно предложенной модели, состоит из блоков преобладающих поднятий и опусканий. В создании такого облика неотектоники территории большую роль сыграли продольные и поперечные разломы, которые расчленили ее на отдельные тектонические блоки, испытавшие резко дифференцированные движения. На юго-западе выделяется относительно крупное поднятие, в состав которого входит упомянутый выше сейсмоактивный Приереванский блок. Зона характеризуется современной тектонической активностью. В ее пределах расположены очаги почти всех сильных землетрясений Араратской группы. Однако, по данным современных вертикальных движений земной коры (СВДЗК) и режимных геофизических наблюдений, зона характеризуется относительно спокойным геодинамическим режимом активности. Так, по данным СВДЗК, в зоне отмечается поднятие земной коры со скоростью 2 мм/год, а по данным повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, среднегодовое неприливное изменение силы тяжести в пределах зоны составляет в среднем 20 мкГал, что свидетельствует об относительной геодинамической стабильности зоны [7].

Следующий элемент прослеживаемой поверхности представляет относительное опускание до глубины 25–30 км. По данным СВДЗК, в пределах зоны отмечается скорость вертикальных движений 4–8 мм/год, что свидетельствует о высокой интенсивности современных движений земной коры. Об этом свидетельствуют также данные вариаций гравитационного поля, величина которых составляет в среднем 60 мкГал в год [7].

К северо-востоку опускание резко переходит в поднятие, которое пространственно совпадает с Севано-Амасийской офиолитовой зоной. Оно характеризуется высокой новейшей и современной активностью и контролирует эндогенный магматизм и сейсмичность региона. С ним связаны несколько очагов сильных землетрясений, в том числе и очаг Спитакского землетрясения 1988 г. По данным СВДЗК, до 1988 года земная кора здесь испытывала поднятие со скоростью 8–10 мм/год, а среднегодовое изменение силы тяжести составляла 100 мкГал.

После Спитакского землетрясения 1988 г. в данном регионе произошло резкое изменение знака вертикальных движений. По результатам повторного нивелирования 1988/90–2003/06 гг. эпицентральная зона Спитакского землетрясения находится под влиянием региональных растягивающих напряжений, вследствие чего происходит опускание зоны со скоростью -10 ÷ -11 мм/год [7].

Следующим элементом описываемой модели является Зангезурская зона поднятий, куда входит Сюникский сейсмоактивный блок. Зона характеризуется современной тектонической активностью, о чем свидетельствуют зафиксированные вдоль нее молодые правосдвиговые смещения в районах сс. Таштун, Личк, а также эпицентры десятков землетрясений. Об активности этой зоны свидетельствуют также данные СВДЗК и повторных высокоточных гравиметрических наблюдений, согласно которым поднятие земной коры происходит со скоростью 10 мм / год, а среднегодовое изменение силы тяжести составляет 100 мкГал.

Таким образом детальное изучение и характеристика особенностей строения и свойств сейсмоактивного слоя позволили не только выяснить общие черты пространственного положения коровых сейсмогенных структур, но и составить суждение о принципах динамического взаимодействия крупных литосферных плит, вследствие чего происходит дифференцированные движения более мелких блоков земной коры.

Литература

1. Аветисян А.М., Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С. Структура земной коры Армении и распределение очагов землетрясений по глубине. Гюмри: Изд. ШГУ Ученые записки, 2015. С. 85–94.

2. *Булин Н.К.* Макроделимость литосферы континентов по сейсмическим данным // Проблемы современной сейсмологии. М.: Наука, 1985. С. 115–123.

3. *Вартанян К.С.* Тепловое поле и сейсмичность территории Армении // Изв. НАН РА. Науки о Земле. 1999. LII. N 2-3. С. 93–96.

4. Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С. Об уровне сейсмотектонического потенциала Анатолийко-Кавказско-Иранского региона Средиземноморско-Тихоокеанского сейсмоактивного пояса // Материалы LI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2019. С. 135–140.

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. N3. С. 49–53.

6. Научно-технический отчет по теме: «Геолого-геофизические условия очаговой зоны Спитакского землетрясения 1988 г.» МГ СССР, НПО «Нефтегеофизика», М.: Армгеофонд, 1990. 109 с.

7. Hovhannisyan H.H., Gasparyan H.S., Sargsyan R.S., Avdalyan A.H. Structural and dynamic characteristics of the crust in the Spitak earthquake epicentral zone and adjacent regions according to geophysical and modern deformation data. Ekaterinburg, 2019. P. 5–10.

Этапы формирования Главного Колымского плутонического пояса

Главный Колымский плутонический пояс массивов гранитоидов протягивается в северо-западном направлении вдоль границы Сибирского континента (Северо-Азиатского кратона) с Колымо-Омолонским микроконтинентом (рис. 1). Образование пояса связывают с их коллизией [12]. Полученные в последнее время многочисленные датировки гранитоидов Главного пояса по цирконам позволяют сделать вывод о том, что пояс образовался в несколько этапов.

При выделении этапов гранитообразования Главного Колымского плутонического пояса были использованы следующие положения:

1. Гранитообразование в континентальной коре при коллизиях происходит на трех глубинных уровнях. Парциальное плавление происходит на первом, наиболее глубоком уровне (около 30 км), откуда расплав выжимается сразу по мере возникновения на второй уровень (от 10 до 20 км), где сохраняется в состоянии, близком к субсолидусу [11]. Со второго уровня отдельные порции расплава прорываются на третий – верхний уровень глубиной 3–7 км [11].

2. При интерпретации изотопных датировок учитывается соотношение между температурой закрытия изотопной системы (T_c) и температурой формирования минерала (T_f) (рис. 2). В тех случаях, когда $T_c \ge T_f$, полученная датировка соответствует времени формирования минерала; когда T_c T_f , измеренный возраст соответствует моменту закрытия изотопной системы, который может быть сколь угодно удален от времени формирования минерала [13]. Для цирконов $T_c \ge T_f$, а для биотита T_c T_f . Таким образом, датировки по цирконам показывают время формирования цирконов, а датировки по биотитам соответствуют моменту закрытия их изотопных систем.

3. На основании двух первых положений можно сделать вывод о том, что возраст, определенный по цирконам, отражает возраст образования гранитоидного расплава (магмогенерации) на первом глубинном уровне, так как только на таких глубинах температуры достигают 900–700°С, при которых образуется циркон (рис. 2), а даты, определенные по биотитам – это время внедрения гранитоидов на третий уровень, по-

¹ Московский филиал ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Москва, Россия; m.gertseva@mfvsegei.ru, i.sysoev@mfvsegei.ru



Рис. 1. Схема размещения комплексов гранитоидов Главного Колымского плутонического пояса



Рис. 2. Сопоставление температур закрытия изотопных систем с температурами гидротермального, метаморфогенного и магматогенного формирования этих минералов [13]

скольку температура закрытия изотопной системы биотита около 200°С [13], что отвечает этим глубинам.

Коллизионные гранитоиды Главного Колымского плутонического пояса по цирконам имеют достаточно широкий диапазон датировок – от поздней юры до раннего мела. Однако, возраст каждого отдельного магматического комплекса в составе этого пояса имеет довольно узкие временные интервалы (таблица).

Возраст магмогенерации показывает связь комплексов с геодинамическими процессами. В юрско-меловое время в рассматриваемом регионе известны две коллизии, связанные с Колымо-Омолонским микроконтинентом, зафиксированные угловыми несогласиями. Это коллизия (амальгамация) Колымо-Омолонского микроконтинента и Алазейской островной дуги на рубеже средней и поздней юры и последующая коллизия объединенных этих структур с Сибирским континентом на границе юры и мела. С каждой из этих коллизий связано образование утолщенной призмы континентальной коры и выплавление гранитов.

Мы полагаем, что этим двум коллизиям соответствуют два главных этапа образования гранитоидов Главного Колымского плутонического пояса.

С коллизией (амальгамацией) Колымо-Омолонского микроконтинента и Алазейской островной дуги связан этап магмогенерации гранитоидов колымского комплекса. Вероятно, при этой коллизии в утолщен-

	Название массива	Возраст	Источник	
	Колымский комплекс (U-Pb)			
1	Догдинский	147,6±1	[1]	
2	Право-Туостахский	149,3±1	[1]	
3	Чибагалахский	147,8±2	[1]	
4	Порожноцепинский	154,6±1,4	[1]	
5	Чугулукский	150,6±1,3	[5]	
6	Оханджа	148,8±1,3	[2]	
7	Чъорго	151,3±1,3	[1]	
8	Маяк	153,6±2,3	[2]	
	Колымский комплекс (Лазерная абляция)			
9	Моголохский	164, 4±10,5	[10]	
10	Иолтакский	172,3±17	[10]	
	Тас-Кыстабытский (U-Pb)			
11	Тас-Кыстабытский	149±2; 151±1	[2]	
	Нельканский комплекс (U-Pb)			
12	Нельканский	144±1,4; 145±2	[4]	
Бакы-Дербекинский комплекс (U-Pb)				
13	Эбир-Хая	137±0,4	[4]	
14	Арга-Ыннах-Хайский	130,5	[3]	
15	Хатыннахский	140±2	[6]	
16	Массив на р. Яна выше	140±2	[6]	
	устья р. Мухтай			
17	Хадараньинский	146-131	[1]	
18	Марья-Хая	136.5±1	[6]	
Саханьиньинский комплекс (U-Pb)				
19	Сыачанский	137,7±5	[10]	
20	Тавучахский	139±1,3	[10]	
21	Мокринский	135,8±1,1	[9]	
22	Анхайдахский	139,5±1,9	[9]	
23	Нонускайский	136,7±0,9	[9]	
24	Махастырский	136±1,1; 134,4±0,4; 139,5±0,4	[9]	
Омчикандинский комплекс (U-Pb)				
25	Омчикандинский	130,8±1,1	[8]	
26	Элинджинский	130,2±1,1	[7]	
27	Верхне-Тиглякчанский	131,8±1,2	[7]	
28	Истахский	129±1	[8]	

Таблица 1. Абсолютный возраст комплексов Главного (Колымского) плутонического пояса, определенный по цирконам

ной призме континентальной коры на первом уровне гранитообразования при коллизионном процессе (25–30 км) выплавились граниты (154.6–147.6 млн лет по цирконам – U-Pb) и выжались вверх на второй уровень на глубину 10–15 км, где сохранялись в состоянии, близком к субсолидусу.

Важно отметить, что поскольку магмогенерация гранитоидов колымского комплекса связана с коллизией (амальгамацией) Колымо-Омолонского микроконтинента и Алазейской островной дуги, то они не могут выходить за пределы Колымо-Омолонского микроконтинента, что и наблюдается в действительности (рис. 1). Все традиционно относимые к колымскому комплексу массивы гранитоидов, имеющие позднеюрские возрастные датировки по цирконам, распространены исключительно в области развития образований Уяндино-Ясачненской дуги, то есть в пределах Колымо-Омолонского микроконтинента.

Следующий главный этап гранитообразования связан с коллизией Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента, соединенного с Алазейской островной дугой. В начале этой коллизии, во время активных тектонических подвижек, гранитоиды колымского комплекса, находящиеся на втором уровне, прорвались по ослабленным зонам на третий, верхний (3–7 км) уровень гранитного коллизионного процесса, что зафиксировано в биотитах из этих гранитоидов (возрастные датировки Ar-Ar по биотитам от 146.2 до 132.6 млн лет). Этим объясняется то, что гранитоиды, по цирконам имеющие юрский возраст, по биотитам датированы мелом и некоторые из них прорывают позднеюрские образования Уяндино-Ясачненской дуги.

Эта же коллизия привела к утолщению призмы континентальной коры и к выплавлению новой порции гранитоидов, датированных меловыми возрастами по цирконам (145–129.6 млн лет) (нельканский, бакыдербекинский, саханьинский, омчикандинский комплексы), которые внедрились и в образования Колымо-Омолонского микроконтинента, и в образования пассивной окраины Сибири.

Литература

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) //ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

2. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55-Сусуман. СПб, 2016. 520 с.

3. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-53-Верхоянск. СПб, 2016. 415 с.

4. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-54-Усть-Нера (в работе).

5. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-55-р. Мома (в работе).

6. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-53-Нижнеянск (в издании, подготовлена в 2017 г.).

7. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-54-Депутатский (в работе).

8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индигирская. Листы R-54-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. (в издании, подготовлена в 2018 г.).

9. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индигирская. Листы R-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка (в работе).

10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индигирская. Листы R-54-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка (в издании, подготовлена в 2013 г.).

11. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М: Научный мир, 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).

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

13. Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2016. 61 с.

Разрывные структуры складчатой системы Большого Кавказа

Складчатая система Большого Кавказа (БК) расположена в Кавказском секторе альпийского Средиземноморского пояса. К северу от нее, в Предкавказье, развиты Западно-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы, наложенные на эпигерцинскую Скифскую платформу. На юге, в Закавказье, за БК размещены Рионская и Куринская межгорные впадины, наложенные на Черноморско-Закавказский микроконтинент (ЧЗМ).

В формировании современной структуры БК большую роль сыграли разрывные нарушения, характеризующиеся сочетанием разнообразных по возрасту, морфологии и активности структур. Их совместное со складчатостью развитие обусловило складчато-блоковое строение и высокую сейсмичность региона. Разломная тектоника контролирует и определяет также особенности распределения эффузивного и интрузивного магматизма. Разломообразование происходило на всех этапах альпийского тектонического развития БК, в различных геодинамических условиях, поэтому они отличаются друг от друга по кинематике, глубине заложения и механизму формирования. Относительно общего простирания складчатых структур БК выделяются продольные, поперечные и диагональные нарушения, по отношению к складкообразовательному процессу – доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые, по протяженности и глубине заложения – глубинные разломы, крупные региональные нарушения и мелкие разрывы [1, 4].

По краям складчатая система БК ограничена крупными, протяженностью более тысячи километров, глубинными разломами, отдельные отрезки которых в современной структуре БК носят разные названия. В Северный краевой разлом входят Ахтырский и Пшекиш-Тырныаузский разломы, Агвалинская наклонная ступень и Сиазанский разлом. В Южную краевую зону входят Приморский, Гагра-Джавский, Орхевский, Кахети-Вандамский, Зангинский и Герадильский разломы. Эти глубинные структуры не всегда выражены на поверхности разрывными нарушениями и фиксируются в альпийских комплексах БК флексурными зонами длиной первые сотни километров [3].

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

² ООО "Геологи", Тбилиси, Грузия; d_zakara@yahoo.com

Краевые глубинные разломы являются доскладчатыми и характеризуются конседиментационным развитием. Они образовались в результате неравномерного ступенчатого опускания блоков доальпийского фундамента региона в начале ранней юры при заложении окраинноморского бассейна БК на гетерогенном палеозойском основании. Образовались разломы при растяжении, утонении и деструкции континентальной коры в результате происходящих в мантии тектонотермальных процессов и имели в общем северо-западное простирание. Внутри прогиба сформировались субпаралельные краевым крутые (80–85°) региональные разломы разного размера, разделяющие структурно-формационные зоны и подзоны. На Северо-Западном Кавказе их протяженность составляет первые сотни километров, амплитуды смещений достигают 0.5–3.5 км.

На Центральном Кавказе к крупному долгоживущему региональному межзональному разлому принадлежит Главный надвиг с падением плоскости сместителя на север под углами от 40° до 70-80°, по которому доальпийский комплекс кристаллического ядра Главного хребта БК (метаморфиты и гранитоиды палеозойского возраста) надвинут на лейасовые отложения Южного склона БК. Таким же крупным разломом является Сванети-Рачинский взброс – крутой (70-80°) разлом северного падения протяженностью 180 км и амплитудой смещения 0.5-1.0 км. К нарушениям этой же категории относится крутопадающий (70-80°) на север Тляротинский взброс длиной 230 км и амплитудой смещения до несколько сотен метров. К продольным доскладчатым разломам принадлежат также более мелкие, протяженностью несколько десятков (30-50) км, внутризональные разрывные нарушения, такие как Краснополянский крутой (65-85°) падающий на север взброс с амплитудой смещения 1-3.3 км и Чирикский взбросо-надвиг Центрального Кавказа с горизонтальной амплитудой перемещения до нескольких километров.

На протяжении мезозоя и кайнозоя доскладчатые разломы неоднократно омолаживались – по ним происходили значительные знакопеременные дифференцированные движения смежных блоков [2]. Вертикальные движения по продольным межзональным и внутризональным разломам на позднеорогенном коллизионном этапе развития обусловили продольную ступенчатость крыльев мегаантиклинория БК.

Продольными нарушениями также в основном являются многочисленные соскладчатые внутризональные разломы, тесно связанные с формированием складчатых структур. Поэтому их простирания практически полностью совпадают с направлением осей складок. Соскладчатые разрывы в большинстве случаев представлены крутопадающими (70–85°) взбросами и реже сбросами преимущественно северного падения. Они менее протяженны, чем доскладчатые и характеризуются относительно небольшими амплитудами смещений (несколько сотен метров). Особенность соскладчатых разломов заключается в том, что на протяжении альпийской эпохи они сохраняли свою активность, хотя направления движения, амплитуды и кинематика по ним неоднократно менялись.

Среди постскладчатых продольных нарушений мегаантиклинория БК характерны разномасштабные субвертикальные взбросы, крутые надвиги и листрические разломы, ограничивающие снизу тектонические покровы.

Поперечные разломы представлены доскладчатыми и постскладчатыми субмеридиональными (азимут 355–15°) крутопадающими трансзональными нарушениями, образованными в результате горизонтального долготного сжатия складчатой структуры БК и продольного к нему растяжения. Наиболее крупными (протяженностью 100–150 км) являются Пшехско-Адлерский, Асса-Арагвинский (Чож-Арагвинский) и Самурский разломы, не только рассекающие мегантиклинорий БК, но и переходящие в смежные с ним регионы.

В начале новейшего коллизионного этапа субдолготными обновленными и вновь возникшими разломами БК был разделен на Северо-Западный, Центральный, Восточный и Юго-Восточный сегменты, а ЧЗМ – на одноименные наноплиты, в свою очередь, расчлененные на мелкие поперечные блоки-шоли. Судя по изгибам деформированных ими складчатых структур альпийского комплекса, они представлены крутыми сбросами или левыми сбросо-сдвигами с горизонтальной амплитудой до 5 км и вертикальной – в первые сотни метров.

Кроме трансзональных крупных разломов вдоль южного края складчатой системы БК развиты более мелкие поперечные постскладчатые нарушения. Эти разломы являются в основном крутыми (80-85°) правыми сбросо-сдвигами с вертикальной амплитудой 0.3-1.2 км и горизонтальной – 1–10 км. К ним принадлежат Геленджикский, Туапсинский и другие широко распространенные в структуре БК крутопадающие сбросо- или взбросо-сдвиги с вертикальной амплитудой до 0.5 км и горизонтальной – до 100 м. Диагональные разломы представлены трансзональными и внутризональными постскладчатыми нарушениями, деформирующими как складчатые структуры, так и тесно связанные с ними продольные разломы. Структурой такой же категории является протяженный (160 км) трансзональный Казбек-Цхинвальский левый сбросо-сдвиг с крутым (80-85°) падением на северо-запад, принадлежащий к типу крупных односистемных сколов. В ущелье р. Терек и в районе Крестового перевала вертикальная амплитуда смещения по нему составляет 0.3-0.5 км, горизонтальная - 0.5-1.0 км.

Диагональная система более мелких сопряженных прямолинейных разломов в регионе образовалась под действием сколовых напряжений, возникающих в условиях субмеридионального тангенциального сжатия БК. Выделяются две группы сопряженных диагональных нарушений – северо-восточного (азимут 40–65°) и северо-западного (азимут 340– 350°) направлений, протяженностью 0.5–2.5 км. Эти разломы представлены крутыми взбросами и сбросами северного или южного падения, а также косо накладывающимися на уже сформированный план складчатых структур сдвигами. Разрывы северо-западного простирания представлены в основном правыми сдвигами и правыми взбросо- или сбросо-сдвигами, северо-восточной ориентировки – левыми сдвигами и левыми взбросо- или сбросо-сдвигами.

К группе диагональных нарушений принадлежат постскладчатые внутризональные разломы субширотного (азимут 260–275°) простирания, прослеживаемые на расстоянии 10–20 км, по характеру перемещений, представленные в основном крутыми (70–85°) взбросами северного падения.

Значительным распространением на БК пользуются постскладчатые продольные пологие (менее 50°) падающие на север надвиги (поддвиги) разного порядка, возникшие в результате поддвига ЧЗМ и Гагро-Джавской зоны под складчатую систему БК. Наиболее крупный тектонический покров сформировался в Центральном и Восточном сегментах мегаантиклинория вдоль южного края БК, где он представлен протяженной (почти 250 км) продольной надвиговой зоной северо-западного простирания, по которой мел-палеогеновые флишевые отложения на десятки километров надвинуты на образования Гагра-Джавской зоны. К этому типу разломов относятся также менее протяженные 10–20километровые Пластунский и Воронцовский надвиги (покровы) на Северо-Западном Кавказе, с амплитудой горизонтальных смещений 1.5 и 3.0 км соответственно [3].

Среди продольных сколовых нарушений отмечаются многочисленные более мелкие, длиной 3–20 м, прямолинейные, наклоненные на север и юг разрывные структуры. Нередко встречаются разрывы листрической формы, возникшие при последующих деформациях в условиях продолжающегося в регионе тангенциального сжатия.

Таким образом, развитая в пределах мегаантиклинория БК линейная складчатость, тектонические покровы и тесно сочетающиеся с ними разломные структуры являются генетическим следствием единого тектонического процесса – придвигания ЧЗМ к БК или пододвигания под него. Их формирование проходило в разных геодинамических режимах – в обстановке северо-восточного тангенциального регионального сжатия на ранне- и среднеальпийском этапе и в условиях субмеридиональ-

ного горизонтального локального давления, возникающего во время придвига наноплит и шолей ЧЗМ к БК и поддвига под него на позднеальпийской коллизионной стадии развития региона.

Литература

1. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Складчатая структура Северо-Западного Кавказа и механизм ее формирования // Тр. ГИН АН ГССР. Нов. сер. Вып. 97. Тбилиси: Мецниереба, 1989. 60 с.

2. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 481 с.

3. Гиоргобиани Т.В. Позднекайнозойская кинематика Гагра-Джавского разлома (Большой Кавказ) // Материалы тект. совещ. Напряженное состояние литосферы, ее деформация и сейсмичность. Иркутск, 2003. С. 277–280.

4. Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Разломные структуры мегантиклинория Большого Кавказа // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Матер. Всерос. Совещ. 18– 21.08.2009. Т. 1. Иркутск, 2009. С. 29–31.

В.В. Акинин¹, <u>А.Н. Глухов¹</u>, А.Б. Котов², А.В. Альшевский¹, В.В. Прийменко¹, Г.О. Ползуненков¹

Новые данные о возрасте Кедонского вулканического пояса Омолонского массива (Северо-Восток Азии)

Омолонский массив имеет длительную историю геологического развития – наиболее древние из имеющихся U-Pb датировок составляют около 3.2 млрд лет [1]. В его структуре выделяются архейско-протерозойский фундамент и рифейско-мезозойский терригенно-карбонатный чехол. Фанерозойский окраинно-континентальный известково-щелочной магматизм проявился на Омолонском массиве в девоне (Кедонский пояс – КВП), раннем мелу (Олойский пояс – ОП) и раннем–позднем мелу (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс – ОЧВП). Вулканические и субвулканические породы КВП известны под наименованием «кедонская серия» [3, 7]. Он включает (снизу вверх) три крупных тол-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН; gluhov76@list.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

щи: 1) андезиты, кварцевые латиты, трахириолиты, 2) базальты, трахиандезиты, 3) риолиты, трахиандезиты, трахириодациты. С вулканизмом КВП связано формирование промышленно значимой эпитермальной Au-Ag минерализации месторождений Кубака, Биркачан и Бургали [4, 5]. Эффузивам комагматичны граниты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые монцониты, диориты булунского интрузивного комплекса, которые сопровождаются непромышленным медно-порфировым и золото-полиметаллическим оруденением.

Изверженные породы КВП охарактеризованы достаточно большим количеством изотопных определений возраста [3–5], однако среди них преобладают K-Ar и Rb-Sr датировки, которые сложно однозначно интепретировать из-за плохой воспроизводимости. Наши новые U-Pb SHRIMP-датировки циркона из вулканитов кедонской серии показали позднедевонский (фамен) возраст [12]. Причем для нижних трахиандезитовых толщ (спокойнинская, ачеканская) установлены даты около 373±4 млн лет, а для остальных вышележащих толщ (произвольнинская, очакчанская, кубакинская) от 358±6 до 369±2 млн лет (всего датировано 8 образцов). Большая субвулканическая интрузия в нижнем течении левобережья р. Омолон оказалась наиболее молодой ~ 356±4 млн лет. Таким образом, с учетом погрешностей, мы оцениваем возраст кедонского вулканического комплекса как фаменский. Полученные датировки согласуются с геологическим наблюдениями и взаимоотношениями: вулканиты кедонской серии несогласно перекрываются углистыми аргиллитами корбинской свиты, содержащими раннекарбоновую флору [11]. Опубликованная ранее [3] единичная более древняя средневзвешенная U-Pb дата по циркону в 400±5 млн лет для андезита кедонской серии, не подтверждается нашими данными.

Вулканиты кедонской серии пространственно ассоциируют с малоглубинными интрузиями булунского комплекса, которые сложены гранодиорит-порфирами, граносиенит- и монцонит-порфирами. В четырех образцах петротипического для комплекса массива Лабазный методом SIMS были датированы цирконы. Средневзвешенные 206 Pb/ 238 U возрасты в цирконах из гранодиорит-порфиров и умереннощелочных гранитпорфиров первой и второй фаз показали даты $375-372 \pm 3$ млн лет, а из гранит-порфиров третьей фазы 369 ± 3 млн лет, что полностью синхронно вулканитам кедонской серии. На этом основании мы заключаем, что булунский интрузивный комплекс и кедонская вулканическая серия могут быть объединены в единый вулкано-плутонический комплекс

Дискуссия о возрасте Au-Ag руд, вмещаемых вулканитами КВП, ведется многие годы; существуют точки зрения о его дораннекарбоновом [5, 10] или позднемезозойском [6, 8, 9] возрасте. Нами получены [2] новые данные о возрасте вулканитов, а также связанной с ними эпитермальной минерализации. На Au-Ag месторождении Кубака получена U-Pb SHRIMP-датировка циркона из рудовмещающих туфов кедонской серии – 369.5 ± 2.4 млн лет (СКВО = 1.8, р = 0.06). ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст плато для адуляра из вмещаемой туфами рудоносной жилы составил 299 ± 3.5 млн лет (СКВО = 0.91, р = 0.43, выход ³⁹Ar = 66% по четырем ступеням). Жила рассечена дайкой трахибазальтов с ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастом плато 179 ± 8 млн лет. На рудопроявлении Нижний Биркачан были изучены гранодиорит-порфиры, прорывающие игнимбриты трахириодацитов верхней толщи кедонской серии и вмещающие жилы с Au-Ag минерализацией. U-Pb методом (TIMS) по циркону было получено конкордантное значение возраста 335±2 млн. лет (СКВО = 0.93, р = 0.34).

Полученные данные позволяют предположить, что внедрение интрузий булунского комплекса продолжалось до раннекаменноугольного времени (визе). Что касается связанной с КВП эпитермальной Au-Ag минерализации, то наши данные ограничивают верхний возрастной предел ее формирования поздним карбоном. Они не подтверждают все еще существующие представления о полихронном (каменноугольном и меловом) характере рудообразования в КВП.

Литература

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

2. Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползуненков Г.О., Альшевский А.В., Алексеев Д.И. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39. № 1. С. 37–47.

3. Гагиева А.М., Жуланова И.Л. Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: сопоставление K-Ar, Rb-Sr, U-Pb данных геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30. № 3. С. 3–19.

4. Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е., Кузнецов В.М., Фомина М.И., Рожков П.Ю. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.

5. Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального петрографического совещания пол Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156–159.

6. Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтиен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые ⁴⁰Ar-³⁹Ar-определения возраста руд // ДАН. 1997. Т. 356. № 5. С. 665-658. 7. Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива // Изв. Академии наук СССР. Серия геол. 1990. № 7. С. 17–29.

8. *Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б. и др.* Геологическое строение и минералогия месторождения Биркачан // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.

9. Савва Н.Е., Волков А.В., Сидоров А.А. Особенности рудообразования на эпитермальном Аи-Ад месторождении Кубака (Северо-Восток России) // ДАН. 2007. Т. 417. № 1. С. 79–83.

10. Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкоробогатова Г.С., Шишакова Л.Н., Рублев А.Г. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 5. С. 89–97.

11. Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979. 116 с.

12. Akinin V.V., Polzunenkov G.O., Al'shevsky A.V. et al. Evolution of magmatism within Omolon-Taigonos block // International conference of Arctic margins VIII. Abstracts. Stockholm, 2018. https://icamviii.geo.su.se/en/all-abstracts

Б.Г. Голионко¹, А.В. Рязанцев

Деформации и мезоструктурные парагенезы Талдыкского блока Восточно- Мугоджарской зоны (Северный Казахстан)

Восточно-Мугоджарская зона – южное продолжение Восточно-Уральской мегазоны на территории северного Казахстана включает в себя три блока (антиформы) – Талдыкский, Кайрактинский и Текельдытауский, разделенные узкими грабенообразными структурами. Талдыкский блок на востоке граничит с Западно-Мугоджарской зоной (синформой), являющейся южным продолжением Тагило-Магнитогорской мегазоны, а с запада ограничен Балкымбайским грабеном от смежного Кайрактинского блока Восточных Мугоджар [1].

Талдыский блок сложен в основном гнейсами и гранито-гнейсами среднего-кислого состава. Амфиболиты пользуются несколько меньшим распространением. Протолитом для этих метаморфитов, вероятно, служили породы как магматического, так и вулканогенно-осадочного происхождения. К метаморфизованным породам чисто осадочного ге-

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

незиса можно отнести относительно редко встречающиеся кварциты. Все породы претерпели метаморфизм амфиболитовой фации, имеются также свидетельства проявления в изучаемом районе высокобарического метамрфизма [1]. Геохронологические данные по К–Аг методу свидетельствуют о позднедокембрийском возрасте метаморфических образований Талдыкского блока – 930–1300 млн лет [4]. Более современные данные цирконовой геохронологии [2, 3] указывают на сложную многоэтапную эволюцию талдыкских метаморфитов, так наиболее древние цифры 1196 \pm 103 млн лет подтверждают существование докембрийских пород (или по крайней мере докембрийских обломочных цирконов) в составе комплекса, в то же время определения возраста цирконов в _415 \pm 14, 417 \pm 31 млн лет и 337 \pm 4 свидетельствуют о существенной перестройке в эволюции комплекса в среднем палеозое. Метаморфические комплексы исследуемого района прорваны верхнепалеозойскими гранитами и пегматитами [5].

Породы Западно-Мугоджарской зоны (синформы) на контакте с образованиями Талдыкского блока представлены филлитами, прорванными субвулканическими телами кислого и интрузивами основного и щелочного состава. Западная граница Талдыкского блока представляет собой надвиг, по которому метаморфиты последнего надвинуты на образования Западно-Мугоджарской зоны. Разлом трассируется серпентинитами и гранатовыми амфиболитами. Балкымбайский грабен, ограничивающий Талдыкский блок с востока, выполнен осадочными и вулканогенными породами в возрастном диапазоне от нижнего палеозоя до верхнего карбона [5].

Основным элементом тектонического строения Талдыкского блока является брахиантиклинальная складчатая структура с соотношением длины к ширине равным 1:3, вытянутая в СВ направлении, падение СЗ крыла брахиантиформы несколько превышает падение ее ЮВ крыла, хотя в целом структуру нельзя назвать определить как типично асимметричную. Брахиантиклиналь развита в долинах рек Уллуталдык и Милысай. Структурные исследования, заключавшиеся в изучении мезоструктур (т.е. структур наблюдаемых в пределах обнажения) на обоих крыльях Талдыкской брахиантиклинали, а также на границе Талдыкского блока с Западно-Мугоджарской зоной и в пределах Балкымбайского грабена.

Наиболее ранними структурными элементами Талдыкской брахиантиклинали являются чрезвычайно редко встречающиеся мелкие изоклинальные и колчановидные складки F₁, развитые в послойных мигматитах, локализованных в амфиболитах на северо-западном крыле структуры и в гранат-амфиболовых гнейсах в ее ядре. Эти структуры развиты на крыльях и деформируются более поздними складками F₂. Шарниры

этих структур и связанная с ними линейность погружаются в СЗ и ЮВ направлении. Следующая генерация пликативных структур наиболее развита в пределах изучаемой брахиантиклинали. Это асимметричные зигзагообразные S- и Z-складки (в зависимости от экспозиции), отмеченные на обоих крыльях основной структуры, варьирующие от открытых до практически изоклинальных, размах крыльев от 5-10 см до 15-20 м. Судя по косвенным признакам (смена рисунка мелких дополнительных складок) размах структур может достигать 0.5 км. На СЗ крыле брахиантиформы, изучавшемся в верховьях р. Уллуталдык, складки F₂ опрокинуты на юго-восток и характеризуются ЮВ вергентностью, за исключением случаев, когда они осложняют крыло более крупной асимметричной открытой складки, круто (60-75°) погружающейся на ЮВ. Верхние и нижние крылья структур падают на СЗ под углом 25-78°, а смыкающие круто (65-85°) падают на ЮВ либо погружаются на СЗ под углами 35-80° в опрокинутом залегании. По отношению к основной структуре они являются выныривающими, т.е. верхнее крыло складки движется относительно нижнего по восстанию крыла брахиантиформы. Ближе к ядру основной структуры осевые плоскости этих складок изгибаются в восточном направлении таким образом, что вверх по восстанию осевой плоскости складка из опрокинутой превращается в лежачую. Шарниры структур полого (5-30°) погружаются в СВ и ЮЗ направлении. Юго-восточное крыло Талдыкской антиклинали наблюдалось в среднем течении рек Милысай и Уллуталдык. Здесь складки F₂ относительно небольшие, размах крыльев структур не превышает первые метры. По морфологии это также асимметричные складки от открытых до изоклинальных. Все они, по отношению к крылу брахиантиклинали, являются ныряющими за исключением мелких складок осложняющих смыкающее крылья более крупных открытых складчатых структур, а также симметричных М-складок, развитых в ядрах пликативных структур. Верхние и нижние крылья складок в долине р. Уллуталдык погружаются на ЮВ, а в долине р. Милыйсай – в восточном направлении под углом 50-70°. Смыкающие опрокинутые крылья погружаются в том же направлении, но под более пологими углами в сжатых и изоклинальных складках, а в открытых флексурообразных структурах углы падения смыкающих крыльев превышают углы падения верхних и нижних крыльев складки. Тот факт, что складки F2 не меняют свой рисунок, связанный очевидно с направлением тектонического транспорта при их формировании, на обоих крыльях Талдыкской брахиантиклинали, однозначно указывает на то, что формирование этих складок предшествовало образованию самой брахиантиклинали. Очевидно, что различия в падениях в северной и южной частях Талдыкской брахиантиклинали связаны с более поздними деформациями.
К следующей возрастной генерации относятся складки F₃, развитые на границе Талдыкского блока с Западно-Мугоджарской зоной и в Балкымбайском грабене. В Балкымбайском грабене структуры изучались в кремнях нижнепалеозойского возраста, а на границе Восточно-Мугоджарского поднятия и Западно- Мугоджарской зоны (синформы) в гнейсах и амфиболитах Талдыкского блока. Несмотря на приурочнность к различным структурам и разный уровень метаморфизма пород, складки этого этапа деформации сходны между собой. В обеих структурах это асимметричные складки западной вергентности. В Балкымбайском грабене это открытые Z-складки, опрокинутые в 3C3 направлении, пологие крылья которых погружаются на ВЮВ под углами 8-35°, а крутопадающие на ЗСЗ под углами 60–80° или на ВЮВ (65–85°) в опрокинутом залегании. Шарниры структур полого погружаются в ЮЮЗ направлении. На западной границе Талдыкского блока развиты асимметричные зигзагообразные складки от открытых до изоклинальных, опрокинутые на северо-запад. Наблюдаемые складки довольно мелкие, горизонтальный размах структур не превышает 50 см. Пологие крылья структур погружаются на ЮВ (25–60°), крутопадающие на СЗ (65-80°), а опрокинутые на ЮВ под углом 30-85°. Шарниры структур полого погружаются в ЮЗ и СВ направлении.

Следующая генерация представлена типичными сдвиговыми складками F₄ с шарнирами, круто (60–85°) погружающимися в северном и север-северо-западном направлении. По всей видимости, именно со складками этого этапа связаны различия в ориентировках складок F₂ и F₃.

Суммируя все вышесказанное, можно выдвинуть следующие предположения о структурной эволюции пород талдыкского блока и его обрамления. Мало что можно сказать об условиях формирования складок F₁ ввиду их малого распространения, не совсем ясно, можно ли с ними связывать отдельный этап деформации. Определенно можно говорить об этапе деформации D₁, маркируемом формированием складок F₂. Несомненно, что образование этих структур связано с тектоническими движениями с запада на восток. Масштаб этих движений, время проявления и их геодинамическую природу еще предстоит установить. Этап деформаций D₂, выразившийся в формировании складок западной вергентности F₃, несомненно связан с тектоническими движениями палеозойского возраста. Эти структуры хорошо известны в пределах Уральской складчатой области и связаны с позднепалеозойской континентальной коллизией, завершившей геодинамическую эволюцию Уральского палеоокеана. С этим этапом, по всей видимости, связано и формирование самой брахиантиклинали. Отсутствие интерференции складок F₂ и F₃ может быть связано как с условиями обнаженности, так и с реологической устойчивостью метаморфических пород на этапе D₂, когда деформации пород Талдыкского блока происходили лишь на его границах. Образование складок с крутопадающими шарнирами F₄ связаны с постколлизионными сдвиговыми движениями этапа деформации D₃, окончательно оформившими структурный облик изучаемого региона.

Работа выполнена в соответствие с гос.заданием ГИН РАН (тема – 0135-2016-0009) и при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00308.

Литература

1. Бирюков В.М. Высокобарические комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 207 с.

2. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Цирконовая геохронология Талдыкского блока Мугоджар // ДАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 95–99.

3. *Краснобаев А.А., Баянова Т.Б.* Новые данные по цирконовой геохронологии Талдыкского блока Мугоджар // Ежегодник-2005. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 297–300.

4. Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т. и др. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.

5. Сегедин Р.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Новосибирские острова. Лист М-40-XXX. Объяснительная записка / Ред. Водорезов Г.И. М.: Мингео, 1957. 84 с.

В.В. Голозубов¹

Террейны Северо-Восточного Китая и прилегающих районов Российского Дальнего Востока

На территории Северо-Восточного Китая, непосредственно примыкающей к дальневосточным рубежам России, обнажены, главным образом, раннепалеозойские террейны и супертеррейны Бурея-Ханкайского орогенного пояса. Большая часть этих структур продолжается и в приграничных районах России – это Буреинский и Ханкайский супертеррейны (последний состоит из Матвеевско-Нахимовского, Спасского и Вознесенского террейнов) [2]. Западнее, уже в провинции Хейлундзян, обнажен террейн Цзямусы, являющийся аналогом и возможным продолжением Матвеевско-Нахимовского террейна в Приморье (рисунок).

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН



Рисунок. Тектоническая схема северо-восточного Китая и прилегающих территорий Российского Дальнего Востока. Составлена с использованием [1].

1 – Сино-Корейский кратон; 2 – позднепротерозойские-раннепалеозойские террейны Бурея-Ханкайского орогенного пояса, пронизанные многочисленными интрузиями посторогенных гранитов позднепалеозойского и мезозойского возраста (a), в том числе упоминаемые в тексте метаморфические Матвеевско-Нахимовский (МН) террейн и террейн Цзямусы (Цз), б – выходы на поверхность образующих террейны верхнепротерозойских-нижнекембрийских образований; 3 - позднепалеозойскиераннемезозойские образования Лаоэлин-Гродековского террейна (ЛГ) – фрагмента активной окраины, пронизанные многочисленными интрузиями син- и посторогенных гранитов позднепалеозойского и мезозойского возраста (a), δ – выходы на поверхность образующих террейны пермских образований; 4 – юрские (а) и раннемеловые (б) террейны Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского орогенного пояса, совместно со «сшивающими» и перекрывающими комплексами позднего мела и кайнозоя; 5-7 – перекрывающие комплексы террейнов Бурея-Ханкайского орогенного пояса: 5 – терригенные и вулканогенные образования мезозоя, 6 – терригенные кайнозойские образования, 7 – верхнекайнозойские базальты; 8 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б), в том числе ИИ – Илан-Итунский, МФ – Мишань-Фушунский (Алчанский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский

Перечисленные структуры образованы докембрийскими метаморфическими комплексами и нижнекембрийскими относительно слабо метаморфизованными толщами. Амальгамация перечисленных террейнов фиксируется гранитоидами ордовик-силурийского возраста [2].

Матвеевско-Нахимовский террейн Ханкайского супертеррейна, как и располагающийся западнее террейн Цзямусы, образованы породами высоких (в том числе – гранулитовой) фаций метаморфизма. Первоначально эти породы считались архейскими и раннепротерозойскими. По мнению А.М. Смирнова [4] перечисленные блоки образовались в процессе раздробления и переработки северо-восточного выступа Китайской платформы. Однако последующие датировки цирконов из пород перечисленных террейнов показали, что эти породы метаморфизованы около 500 млн лет назад [5, 6]. При этом возраст протолита (в изученном случае толеитового базальта) составляет 757.4 ± 4.4 млн лет, то есть отвечает позднему протерозою [5]. Таким образом, время формирования пород, образующих Бурея-Ханкайский орогенный пояс, отвечает позднему протерозою – раннему кембрию, а метаморфизм, если он имел место, происходил около 500 млн лет назад, то есть в среднем кембрии. Соответственно, обсуждаемые метаморфические террейны не могут являться фрагментами Северо-Китайского кратона, а отвечают ранней фазе формирования Центрально-Азиатского орогенного пояса.

Вдоль юго-западного ограничения Приморья выделен также Лаоэлин-Гродековский террейн – фрагмент, как считается, позднепермской-раннетриасовой островодужной системы [2]. По-видимому, этот террейн является восточным окончанием Солонкерской сутуры широтного простирания, прослеживающейся в Китае в приграничных с Монголией районах [3]. Эта сутура прослежена от района г. Линьси вплоть до южной части бассейна Сунляо, а на прилегающем к Приморью участках на тектонических схемах зарубежных, в первую очередь, китайских геологов она просто не показана [7 и др.]. Однако существование в этом районе складчатой структуры, образованной преимущественно пермскими породами и пронизанной интрузиями позднепермскихраннетриасовых орогенных гранитов, не вызывает сомнения. Во многом такая ситуация связана с тем, что посторогенные гранитоиды пермского, триасового, юрского и, реже, раннемелового возраста занимают более 50% территории, образованной как раннепалеозойскими, так и позднепалеозойскими-раннемезозойскими террейнами. При этом значительную площадь занимают также выходы перекрывающих комплексов мезозоя и кайнозоя (см. рисунок) и проведение границ террейнов в таких условиях далеко не всегда однозначно. Предполагаемый вариант сочленения Солонкерского пояса и Лаоэлин-Гродековского террейна намечен на схеме Л. М. Парфенова и др. [3], а продолжение ЛаоэлинГродековского террейна на территории Северо-Восточного Китая показано на рисунке.

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500 000. СПб, 1999.

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

3. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук Н.И. и др. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

4. Смирнов А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. М.: АН СССР, 1963. 157 с.

5. Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И., Мишкин М.А., Лаврик С.Н. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод LA-ICP-MS) //ДАН. 2010. Т. 434. № 2. С. 212–215.

6. Wilde S.A., Dorsett-Bain H.L., Liu J. The identification of a Late Pan-African granulite facies event in northeastern China: SHRIMP U–Pb zircon dating of the Mashan Group at Liu Mao, Heilongjiang Province, China // Proceedings of the 30th International Geological Congress. Beijing. V. 17. Amsterdam: VSP International Science Publishers, 1997. P. 59–74.

7. *Wilde S.A.* Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction — A review of the evidence // Tectonophysics. 2015. V.662. P. 345–362.

Особенности строения юго-западной краевой части Алданского щита

Крупные тектономагматические события в западной части Алданского щита нашли свое отражение в дискретном формировании триады: осадочные бассейны, массивы габброидов и гранитоидов. Эти события развивались на нижнеархейских тоналито- и гранитогнейсовых («серогнейсовых») комплексах фемического типа с наложенными приразломными зеленокаменными (троговыми) поясами (Олондинский и др.). Позднеархейский Олондинский зеленокаменный пояс в плане представляет собой V-образную структуру субмеридионального простирания, которая сложена основными разновидностями вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований [8]. В строении разреза участвуют три ассоциации метавулканитов, отличающиеся составом слагающих их пород и пространственным положением. Железистые (магнетитовые) кварциты Чаро-Токкинской зоны (Сулуматское месторождение) имеют субмеридиональную ориентировку и представляет собой серию сближенных пластов магнетитовых кварцитов в толще вмещающих их биотитовых, амфибол-биотитовых плагиогранитогнейсов и амфиболитов [3].

Последующая история развития региона представляет собой несколько этапов сопряженного формирования осадочных бассейнов, внедрения кислых и основных магм. Это палеопротерозой, неопротерозой, поздний палеозой – мезозой и кайнозой.

На архейском основании был заложен палеопротерозойский Кодаро-Удоканский прогиб. Удоканский комплекс объединяет метаморфизованные от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации карбонатно-терригенные отложения. Этот период стал наиболее продуктивным в формировании разноформационных месторождений от суперкрупных меди (Удокан), ванадия (месторождения Чинейского массива) и редких металлов (Катугинское месторождение) до многочисленных более мелких. Терригенные породы удоканского комплекса прорваны гранитами кодарского и габброидами чинейского комплек-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; brgon@mail.ru, safonov@igem.ru

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; nakriv@mail.ru

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

сов. Кодарский гранодиорит-гранитовый комплекс представлен крупными массивами (Кодарский, Кеменский, Ханинский и др.). Для них характерно зональное внутреннее строение, выражающееся в приуроченности пород повышенной основности (кварцевых диоритов и гранодиоритов) к придонной зоне, пород повышенной щелочности (граносиенитов) – к апикальной области [3]. Между собой разновидности пород связаны постепенными переходами. Радиологические определения возраста гранитов Кодарского массива показали 1877±4 млн лет [5].

Ультрамафит-мафитовые породы образуют Чинейский, Луктурский, Майлавский, Верхнесакуканский и другие массивы чинейского комплекса [2, 9]. На основании интрузивных взаимоотношений между габброидами, различий в их составе и текстурно-структурных особенностей в строении Чинейского массива выделено четыре группы пород, сформированных в результате четырехкратных внедрений: 1) пироксениты, "измененные" анортозиты и монцодиориты; 2) высокотитанистые габброиды; 3) низкотитанистые габброиды; 4) лампрофиры и флюидномагматические брекчии. Породы 2 и 3 групп характеризуются тонкой и грубой расслоенностью, разноранговой ритмичностью (микроритмы, ритмы, пачки, серии).

По изучению U-Pb системы в цирконах возраст пород Чинейского массива составляет 1867±3 млн лет [7] и Ar/Ar системы в слюдах – 1880±16 млн лет [6], по Sm-Nd методу возраст габброидов центральной части массива – 1850±90 млн лет [2], по данным цирконометрии на SHRIMP-II впервые установлены возрастные различия во времени образования высокотитанистых габбро Чинейского массива, составившее 1858 ± 17 млн лет и низкотитанистых габброидов 1811 ± 27 млн лет [2]. Траектория кажущейся миграции полюса Сибирского кратона в этот период, в интервале 1860–1810 млн лет была прямолинейной, без крупных тектонических событий, что способствовало формированию разноранговой ритмичности расслоенных массивов чинейского комплекса [1].

В габброидах чинейского и доросского комплексов присутствуют две группы цирконов, охватывающих интервалы позднего архея – начала протерозоя, 2676±42 – 2919±80 млн лет, и верхних частей раннего палеопротерозоя, 1699±34 до 1884±31 млн лет. Подавляющее число древних определений возраста (материалы А.Н. Тимашкова, ВСЕГЕИ) низко- и высокотитанистых габброидов массива (2678±5.6 млн лет), габбродиоритов массива Кильчерис (2682±5.6 – 2698±22 млн лет) и только древние цифры в цирконах дайки диабазов (2644±7.2 млн лет), прорывающих осадочные породы удоканского комплекса и габброиды Чинейского массива.

86 проанализированных зерен цирконов образуют две популяции с позднеархейским (55 зерен) и палеопротерозойским (31 зерно) возрас-



Рисунок. График частот встречаемости U-Pb изотопных возрастов из габброидов чинейского и доросского комплексов (n = 86) (a); и траектория кажущейся миграции полюса Сибирского кратона для конца палеопротерозоя – начала мезопротерозоя (1860–1470 млн лет) (б) [1, 10] и спайдер-диаграмма основных пород палеопротерозоя, неопротерозоя, мезозоя и кайнозоя Кодаро-Удоканского района (в)

тами. Они представляют 5 разновидностей габброидов: монцодиоритов, высоко- и низкотитанистых габброидов Чинейского массива одноименного комплекса, габбро-норитов массива Кильчерис и дайки габбродиабазов доросского комплекса (рисунок, а),

Среднезернистые мезо- и лейкократовые и магнетитовые габбро Верхнесакуканского массива чинейского комплекса прорывают отложения удоканского комплекса и граниты Кодарского массива [4]. В них хорошо выражена эндоконтактовая зона мощностью около 10 м мелко-кристаллических габбро.

Последующие этапы отчетливо иллюстрированы строением Верхнекаларской впадины с венд-кембрийскими осадочными отложениями и пологими интрузиями доросского комплекса (К-Аг датировки 1252– 1669 млн лет [3]), триас-меловыми осадочными отложениями и базальтами других впадин Забайкальского типа (Чукчудинский грабен и др.). Завершают строение Верхнекаларской впадины неоген-четвертичные отложения и синхронные им базальты Удоканского лавового плато [3].

Анализ спайдер-диаграмм пород в сравнении с ОІВ показывает почти полное совпадение трендов ОІВ и оливиновых N-Q базальтов, и общее снижение концентраций большинства сравниваемых элементов с увеличением возраста пород: N-Q – MZ – R – PR₁. Nb-Ta отрицательна аномалия проявлена в трех более древних комплексах. Для мезозоя и неопротерозоя заметна отрицательная Ti аномалия, для палеопротерозоя – положительная, кроме норитов. MZ граносиенит-порфиры и щелочные базальты обогащены Cs, Rb.

Древние цирконы по всей видимости были захвачены в промежуточном очаге – камере, где происходила контаминация первичных магм веществом нижней коры. Две возрастные разновидности цирконов в расслоенном анортозит-габброноритовом Чинейском массиве, пологих силлоподобных интрузиях габброидов массива Кильчерис и крутопадающих даек габбро-диабазов могут свидетельствовать об уровне плавления нижней коры. Увеличение концентраций редких и редкоземельных элементов связано с разноглубинными источниками первичных магм.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-70094).

Литература

1. Водовозов В.Ю., Зверев А.Р. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребты Удокан и Кодар). Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Ярославль: Филигрань, 2015. 312 с.

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

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 - Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 612 с. 4. Конников Э.Г. Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск. Наука, 1986. 224 с.

5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.

6. Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Платиноносные ультрамафитмафитовые формации подвижных поясов Центральной и Юго-Восточной Азии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1227–1241.

7. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 242. № 4. С. 517–521.

8. Смелов А.П., Шацкий В.С., Рагозин А.Л., Реутский В.Н., Молотков А.Е. Алмазоносные архейские породы Олондинского зеленокаменного пояса (западная часть Алдано-Станового щита) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1322–1334.

9. Gongalsky B., Krivolutskaya N. World-Class Mineral Deposits of Northeastern Transbaikalia, Siberia, Russia. Springer, 2019. 321 p.

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

И.В. Гордиенко¹

Природа Монголо-Охотского складчатого пояса (по тектоническим, петролого-геохимическим, биостратиграфическим и палеомагнитным данным)

Складчатое обрамление юга Сибирской платформы является результатом длительной и сложной эволюции, главным образом, Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), возникшего и развивавшегося в неопротерозое – раннем палеозое на месте Палеоазиатского океана (ПАО) и Монголо-Охотского складчатого пояса (МОСП), образованного в ордовике–силуре на месте одноименного океана (МОО) с активной стадией в среднем, позднем палеозое и раннем мезозое. Существует несколько схем тектонического районирования МОСП и его обрамления, которые во многом отличаются друг от друга [1–8 и др.]. Из них

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия; gord@pres.bscnet.ru

наибольшую популярность получили схемы реконструкций, выполненные в работах Л.М. Парфенова с соавторами [5, 6], на которых МОСП занимает узкую полоску, примыкающую с юга к террейнам, аккретированым к Сибирскому кратону в позднем неопротерозое и кембрии. Считается, что все остальное пространство к югу от Монголо-Охотского пояса занимает структура так назывемого Амурского супертеррейна или микроконтинента, который существовал отдельно в ПАО и присоединился к МОСП только в конце перми [1, 5]. Однако, как было показано в дальнейшем, такая интерпретация во многом противоречила новым данным, полученным в разные годы [9–12 и др.].

Одной из главных причин слабой обоснованности геологического строения МОСП является отсутствие увязанных между собой петролого-геохимических, биостратиграфических, изотопно-геохронологических и палеомагнитных данных по ключевым тектоническим единицам его композитной структуры. По имеющимся у нас данным, этот складчатый пояс возник на месте МОО, который открылся на западе пояса в нижнем-среднем палеозое и закрылся в начале мела на востоке. Это подтверждается находками фрагментов океанической коры ордовикского и силуро-девонского возраста во многих местах Центральной, Северной Монголии и Центрального, Восточного Забайкалья. Подобные фрагменты вскрываются, в основном, в разломах среди блоков и складчато-надвиговых структур кремнисто-вулканогенных отложений неопротерозоя и палеозоя ЦАСП. U-Pb датировки возраста пиллоу-лав базальтов N- и E- MORB типов в этих отложениях указывают на их средне-верхнеордовикский и силур-девонский возраст [12, 13]. Поэтому мы всю эту крупную тектоническую структуру Монголо-Охотского пояса, рассматриваем как единый Монголо-Охотский складчатый пояс. Пояс заложился по разломам в результате раздробления аккреционноколлизионной структуры ЦАСП и является его продолжением к востоку. Он охватывает огромную территорию, включая фрагменты докембрийских континентальных блоков Сибирского кратона, палеозойской и мезозойской океанической коры, разновозрастных вулканических островных дуг, вновь образованных складчатых систем, а также континентальных масс с их активными и пассивными окраинами [13, 14]. По существу, МОСП является продолжением развития тектонической структуры ЦАСП, возникшей в результате единого процесса – распада суперконтинента Родиния, формирования Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов и связанных с ними активных и пассивных континентальных окраин, островодужных систем с окраинными бассейнами, областей внутриплитного магматизма в связи с деятельностью мантийных плюмов [15, 16].

В настоящем сообщении рассмотрена в основном неопротерозойпалеозойская эволюция Монголо-Охотского пояса на протяжении около 600 млн лет (от 800 до 200 млн лет), главным образом, в пределах хорошо знакомой авторам территории Монголии и Забайкалья, на которую приходится 2/3 длины пояса. Именно в этих районах широко распространены индикаторные мезо-неопротерозойские (байкальские), венд-нижнепалеозойские (каледонские), средне-позднепалеозойские (герцинские) структурно-формационные комплексы, которыми сложены соответствующие тектонические структуры, по которым хорошо восстанавливается природа этой крупной структуры.

На байкальском этапе развития МОСП в изученных структурах выделены в основном неопротерозойские метаморфизованные блоки, сложенные обломками древних массивов, возникших после распада Родинии. В строении этих блоков существуют фрагменты преобразованной океанической и островодужно-континентальной коры, иногда с массивами реоморфизованных гранитоидов неопротерозоя островодужного типа (например, урулюнгуевский комплекс возрастом 804-784 млн лет в Аргунском террейне) [14]. Такие неопротерозойские гранитоиды с возрастом 888 и 859 млн лет недавно описаны в Сонгинском выступе на западе Хангайского террейна, где они трактуются как островодужные стадии возникновения ПАО и соответственно образования ЦАСП [17]. На продолжении Аргунского террейна, в пределах Мамынского блока на востоке МОСП, вместо раннепротерозойских гранитоидов, выявлены габбро-диорит-гранитные серии островодужного типа с эдиакарским возрастом цирконов - 583±6 и 607±8 млн лет [11]. Эти данные ставят под сомнение существующие представления о наличии архейраннепротерозойских комплексов в фундаменте террейнов МОСП.

На каледонском этапе, в венде-кембрии, в пределах Хангайского, Хэнтэй-Даурского и Аргунского террейнов и их окружении формировались океанические и окраинноморские осадочные бассейны с островными дугами и гайотами, связанными с активной стадией развития ПАО. Полученные по этим отложениям палеомагнитные и биостратиграфические данные доказывают их расположение вблизи Сибирского палеоконтинента, в близкой к современной пространственной конфигурации [10, 18]. В дальнейшем, после небольшого периода проявления коллизионных процессов в конце кембрия – раннем ордовике, в среднем ордовике заложился новый спрединговый бассейн (Орхон-Харагольский) с океанической корой и островными дугами, который интерпретируется нами как начало раскрытия собственно МОО.

Во всех структурах МОСП герцинский этап развития начался в конце силура –начале девона и раннем карбоне, когда после некоторого перерыва, произошло образование крупного океанического бассейна, островодужных систем, океанических островов и плато (гайотов), связанных с дальнейшим активным развитием МОО, как залива Палеопацифики, а также других океанических бассейнов – Палеотетиса, Уральского, Туркестанского, Солонкерского. Закрытие МОО и формирование современной аккреционно-коллизионной структуры МОСП в основном отвечает позднемезозойскому тектоническому этапу геологической истории при определяющей роли сдвигов и образовании рифтогенных впадин с внутриплитным магматизмом.

Таким образом, МОСП является единой структурой, продолжающей ЦАСП к востоку, и в его геологической истории существование экзотического Амурского супертеррейна (микроконтинента), как самостоятельной тектонической структуры не находит своего подтверждения, так как в блоках его фундамента отсутствуют архей-раннепротерозойские породы, а в так называемом «чехле» обнаружены океанические и островодужные вулканогенные породы неопротерозоя, раннего, среднего и позднего палеозоя, что не характерно для типичных микроконтинентов или срединных массивов.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М.: Недра, 1990. 327 с.

2. Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.

3. Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 29-40.

4. *Gordienko I.V.* Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt // Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1994. V. 9. № 4. P. 429–433.

5. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–43.

6. 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.

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

8. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 53–70. 9. Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Бурея-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН. 2009. Т. 424. № 5. С. 644–647.

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

11. Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизмав истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 6. С. 3–15.

12. Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртогоо О. и др. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 365–379.

13. Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтэй-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063-1097. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0384.

14. Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения Амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318-341. DOI: 10.15372/GiG2019018.

15. *Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.

16. Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 405–457.

17. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.

18. Gordienko I.V., Metelkin D.V., Vetluzhskikh L.I., Mikhaltsov N.E. and Kulakov E.V. New paleomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk ocean // Geophysical Journal International. Published by Oxford University Press. 2018. V. 213. P. 1463–1477. http://academic.oup.com/gji/article-abstract/213/3/1463/4862474.

Тектоническое строение и нефтегазоносные комплексы зоны сочленения Соль-Илецкого свода и Предуральского прогиба

Соль-Илецкий свод расположен на юго-восточной окраине Русской платформы, с юга он обрамляется Прикаспийской впадиной, с востока – Предуральским прогибом. Южная часть его представляет структурный выступ в области слияния Предуральского прогиба и Прикаспийской впадины. В северной его части расположено крупное Оренбургское нефтегазоконденсатное месторождение (ОНГКМ), где газоконденсатные залежи находятся в породах от ассельского до артинско-кунгурского ярусов нижней перми, а нефтяная оторочка – в карбонатных породах башкирского яруса среднего карбона. Разрез сложен органогенно-обломочными известняками, в значительной степени перекристаллизованными, доломитизированными и сульфатизированными.

Нагумановское месторождение находится в юго-восточной части Соль-Илецкого выступа, на границе с Предуральским прогибом. Нагумановский блок отделен Иртек-Илекской флексурой и погружен относительно Оренбургского на 1.5 км [6]. Газоконденсатные залежи, как и на ОНГКМ, приурочены к артинско-кунгурским известнякам, нефтяные - к башкирским и артинским известнякам. Фациальный состав подсолевых отложений карбона и перми показывает, что они накапливались в обстановке карбонатного шельфа или платформы [1, 5, 8]. В конце карбона карбонатная платформа испытала размыв и к началу асселя представляла собой своеобразную «поверхность выравнивания», которая была перекрыта однотипными глинисто-карбонатными осадками депрессионного типа [8]. В течении ассельского, сакмарского и артинского веков сформировался шельф, окаймленный карбонатными постройками Ишимбайского типа. В начале кунгурского века накапливались лагунные карбонатные осадки, сменившиеся в иренский век эвапоритами [8]. Для Южно-Нагумановской площади проведено сопоставление геолого-геофизических разрезов артинско-кунгурского интервала по скважинам 22 и 25, в которых карбонатные отложения имеют значительные различия в пористости и нефтегазоносности. Мощности и фациальный состав стратиграфических горизонтов в разрезах скв. 22 и 25 сходны. При этом кровля карбонатных отложений в скв. 22 находится на 45-50 м ниже, чем в скв. 25. Высокие коллекторские свойства пород

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия; gorozhanin@ufaras.ru

в скв. 25 связаны с интенсивными процессами выщелачивания. В скважине 22 выщелачивание проявлено слабо (рисунок), породы характеризуются повышенной трещиноватостью и битуминозностью, связанной с наличием остаточных битумов, придающим породе темный оттенок и повышенные значения ГК. Наблюдаемые различия в составе горизонтов связаны не с фациальными различиями состава и мощности осадков, обычно объясняемых неравномерностью биогермообразования [3, 4, 6], а с более поздними тектоническими движениями, в результате которых единая карбонатная платформа была разбита на приподнятые и опущенные блоки [1]. Изучение характера трещиноватости пород распределения пористости показало зависимость развития вторичной пористости от состояния напряжений в блоках – приподнятые части блоки представляют собой область растяжения, в них формируется зоны вторичной пористости, опущенные блоки находятся в области сжатия, в них более вероятны трещиноватые, менее емкие коллектора. Участки сжатия и растяжения реконструируются по характеру трещин и морфологии стиллолитов, которые указывают на направление деформаций. Стилолитовые швы с вертикальными зубцами обычно являются показателем литостатического давления. Стилолитовые швы с наклонными зубцами рассматриваются как показатель условий бокового сжатия. Зоны сжатия должны отличаться уменьшением пустотного пространства, которое выражается в заполнении пустот вторичными минералами.

Акобинское месторождение расположено в южной, наиболее погруженной части Предуральского прогиба. Оно приурочено к валообразной структуре, выявленной в результате сейсморазведочных работ МОГТ 2Д в виде поднятия под Сагарчинским соляным валом [2]. Поднятие состоит из субмеридионального ряда более мелких структур. На сейсмическом профиле Акобинская структура в поперечном сечении представляет собой структуру антиклинального типа с разветвленными разломами по типу «цветка» [1]. Залежь газоконденсата вскрыта на глубине свыше 5 км. Газонасыщенные породы, представленные поровыми и кавернозно-поровыми типами коллекторов, развиты в оолитовых и биокластовых известняках башкирского яруса среднего карбона (северокельтменского и краснополянского горизонтов). Газоконденсатная залежь на Акобинском месторожении экранируется прослоями более плотных микритовых или перекристаллизованных известняков прикамского горизонта, а также глинистой пачкой в основании ассельской депрессионной толщи. Покрышкой служат также соленосные отложения кунгурского яруса нижней перми. Из разреза выпадают отложения верхней части башкирского яруса, всего московского яруса и верхнего карбона. В скважинах 171, 172 Акобинских наиболее пористые и кавернозные прослои залегают непосредственно под нижнепермскими де-

Нагумановское месторождение кунгурский ярус, саранинский горизонт

Зона сжатия



Скв.22. Пакстоун пелоидный с фенестрами, залеченными кальцитом, шл. 22-20, гл. 4153 м



Скв. 25. Пак-вакстоун пелоидный с порами выщелачивания, шл. 25-22, гл.4102 м



Акобинское месторождение башкирский ярус, северокельтменский горизонт



Скв. 172. Оолитовый грейнстоун с порами выщелачивания шл.172-33, гл.5235 м

Зона сжатия



Скв. 173. Оолитовый грейнстоун с инкрустационным цементом, шл.173-1, гл. 5177 м

Модель клиновидных блоков, образованных выжиманием в сдвиговой зоне и микрофотографии известняков из разных блоков (шлифы без анализатора, длин снимков 2 мм)

Рисунок. Модель клиновидных блоков, образованных выжиманием в сдвиговой зоне, и микрофотографии известняков из разных блоков Нагумановского и Акобинского месторождений (шлифы без анализатора, длина снимков 2 мм) прессионными породами, поэтому считается, что пористость кровли башкирского яруса связана с предассельским размывом и эрозией поверхности башкирской карбонатной платформы. Данные бурения соседней скважины 173 Акобинской показали, что пористые прослои в кровле башкирских отложений отсутствуют, первичная межзерновая и межоолитовая пористость «залечена» вторичным блоковым кальцитом. Это означает, что распределение проницаемых и плотных пород на месторождении связано с вторичными процессами прохождения растворов, что, в свою очередь, зависит от распределения напряжений сжатия и разуплотнения, контролируемого положением разломов и блоков.

Отмечается клинообразное строение приразломных блоков, здесь формируются зоны с разными геодинамическими условиями – сжатия (уплотнения) или растяжения (разуплотнения), а также нейтральные участки. Такие зоны напряженно-деформированного пространства можно классифицировать согласно А.И. Тимурзиеву [7] как клин сжатия». в зоне влияния сдвигов фундамента.

Изучение характера вторичных изменений карбонатных пород в скважинах юго-восточной части Соль-Илецкого свода и прилегающей части Предуральского прогиба показало, что влияние напряженного состояния горных пород на деформационную и фильтрационную неоднородность пластовых резервуаров проявлено в характере эпигенетических преобразований и в развитии трещиноватости, связанной с тектоническими подвижками. В результате наиболее позднего процесса тектонического воздействия, затронувшего осадочную толщу, произошло перераспределение (или приток) УВ.

Работа выполнена в рамках госзаданий по темам № 0246-2019-0118, № 0252-2017-0016 ИГ УФИЦ РАН.

Литература

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

2. Днистрянский В.И., Побережский С.М., Гореликов В.И. Проблемы поисков месторождений газа на больших глубинах в сложных горногеологических условиях и возможные пути их решения (на примере работ в Предуральском прогибе) // Территория Нефтегаз. 2007. № 4. С. 26–31.

3. Жемчугова В.А., Жуков А.П., Бондарь Е.В., Днистрянский В.И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности подсолевых отложений юга Оренбургского региона // Геология, бурение, разработка и экс-

плуатация газовых и газоконденсатных месторождений: специализированный сборник, 2009. №1. С. 3–20.

4. *Карнаухов С.М.* Результаты геолого-разведочных работ на оренбургском участке северного борта Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 2009. №3. С. 45–51.

5. Кулагина Е.И., Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Филимонова Т.В. Биостратиграфия и литофации верхневизейских и серпуховских отложений юго-востока Восточно-Европейской Платформы // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. 2019. Т. 27. № 6. С. 3–28.

6. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2013. 264 с.

7. *Тимурзиев А.И.* Геомеханические условия деформации в зонах сдвигания: к обоснованию структурных признаков растяжения и проницаемости горных пород // Вестник ЦКР Роснедра. 2011. № 1. С. 7–28.

8. Филимонова Т.В., Горожанина Е.Н., Исакова Т.Н., Горожанин В.М. Приуральский отдел пермской системы юго-восточной части Соль-Илец-кого свода: биостратиграфия и литолого-фациальные особенности // Стратиграфия. Геологическая Корреляция. 2015. Т. 23. № 2. С. 17–42.

<u>Я.А. Данилов</u>¹, Е.П. Дубинин², А.Л. Грохольский²

Физическое моделирование особенностей структурообразования в спрединговых хребтах Индийского океана, подверженных влиянию термических аномалий

Спрединговые хребты, являясь дивергентными границами плит, рассекают дно всех океанов и образуют единую глобальную систему. Основными факторами, влияющими на строение этих хребтов, являются скорость спрединга, простирание хребта относительно направления растяжения, термический режим мантии.

Также на характер спрединга могут влиять термические аномалии в мантии, связанные с ее относительно прогретыми (мантийные плюмы) и относительно холодными участками (крупные трансформные разло-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический ф-т, Москва, Россия; crocbocs@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru, andregro@mail.ru

мы, тройные сочленения). Хребты могут пересекать такие аномалии, либо же находиться в зоне их влияния.

В данной работе рассматриваются хребты Индийского океана: Югозападный Индийский хребет (ЮЗИХ) и Юго-восточный Индийский хребет (ЮВИХ), характеризующиеся, соответственно, ультрамедленными (1.6 до 1.27 см/год [1]) и средними (6.5–7 см/год [2]) значениями скоростей спрединга (рис. 1). В качестве источника информации о строении и структурной сегментации осевых зон спрединговых хребтов служили опубликованные данные и имеющиеся базы данных. Основным методом исследований было физическое моделирование разных обстановок спрединга, проведенное в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея Землеведения МГУ.

Эксперименты проводились на установке, состоящей из следующих основных элементов: текстолитовая ванна, заполненная модельным веществом, поршень, электромеханический мотор, приводящий в движение поршень, нагревательные элементы, расположенные на дне и стенках ванны, дополнительный нагревательный элемент с отдельным блоком питания, расположенный на дне, позволяющий моделировать горячую точку. Электромеханический двигатель способен двигаться с различными скоростями, благодаря чему возможно моделирование различных по скорости спрединга хребтов. Нагревательные элементы подерживали необходимый термический режим модельной литосферы и астеносферы.

Модельное вещество является смесью жидких углеводородных минеральных масел и твердых углеводородов, таких как церезин и парафин, и представляет собой коллоидную систему [3, 4].

При проведении экспериментов модельное вещество нагревается до 43 °C. Затем верхняя его часть охлаждается при помощи вентилятора до образования корки, толщину которой можно варьировать путем изменения длительности охлаждения. Таким образом моделируется твердая литосфера, и подстилающая ее пластичная астеносфера.

В проводимых для этой работы экспериментах, в модельной литосфере вырезалась ослабленная зона, которая также охлаждалась до возникновения в ней корки необходимой толщины, формируя осевую зону спрединга с утоненной литосферой. После этого запускался электромеханический мотор, и вещество начинало растягиваться, моделируя раздвижение плит и аккрецию новой коры в осевой зоне спрединга.

В ходе экспериментов горячие аномалии задавались путем нагрева модельной литосферы при помощи дополнительного локального нагревательного элемента на дне установки, а холодные – путем утолщения модельной литосферы, или же при помощи охлаждения модельной плиты водой.



Рис. 1. Рассматриваемые структуры на батиметрической карте GEBCO Индийского океана.

Белым цветом – ЮЗИХ; Серым цветом – ЦИХ; Черным цветом – ЮВИХ. Цифрами: 1–5 – горячие аномалии (1 – Крозе; 2 – Марион; 3 – Реюньон; 4 – Кергелен; 5 – Амстердам-Сен-Поль); 6–8 – холодные аномалии (6 – зона разлома Принц Эдуард; 7 – Австрало-Антарктический дискордант; 8 – зона трансформных разломов Тасмановой-Балени)

В рамках данной работы было проведено несколько серий экспериментов для моделирования структурообразующих деформаций в районах с относительно холодной и относительно горячей мантией.

Области с относительно холодной мантией:

Серия 1. Моделирование ультрамедленного косого спрединга (отдельные участки ЮЗИХ). Ослабленная рифтовая зона задавалась под углом к направлению растяжения. Скорость растяжения устанавливалась соответствующей ультрамедленному спредингу.

Характерно, что при формировании начальной сегментации трещины, в основном, закладывались под углом 50–60° к направлению растяжения. Также наблюдалось небольшое количество субортогонально и ортогонально расположенных трещин. В процессе расширения массива наращиваемой литосферы субортогональные и ортогональные сегменты становились более ярко выраженными, а их переход в косо ориентированные сегменты часто сопровождался трансформным смещением.

В завершающих стадиях экспериментов структура представляла собой чередование субортогональных (магматических) и косо ориентированных (амагматических) сегментов, разделенных малоамплитудными и высокоамплитудными смещениями.

Серия 2. Моделирование структурообразующих деформаций в пределах крупных трансформных смещений, таких как Принц-Эдуард, <u>Дискавери, Атлантис-2, в пределах ЮЗИХ.</u> Ослабленная зона задавалась в виде трех сегментов: два, находились под углом к направлению растяжения, спрединговых сегмента, а между ними располагалось трансформное смещение. Скорость растяжения устанавливалась соответствующей ультрамедленному спредингу. Моделирование показало, что сегментация на модельных хребтах развивалась двумя путями:

1. Унаследование и более яркое выражение первоначальной сегментации; 2. Возникновение сегментации в ходе развития хребта путем перескоков оси спрединга.

Серия 3. Моделирование эволюции восточного сегмента ЮЗИХ, продвигающегося на северо-восток в сторону ТС Родригес. Задавалось две ослабленные зоны. Первая – линейная, находящаяся под углом к направлению растяжения, моделирующая спрединговый сегмент. Вторая – зона свободного распространения трещины, моделирующая продвижение хребта в океаническую литосферу (рис. 2). Скорость растяжения устанавливалась соответствующей ультрамедленному спредингу.

Эксперименты показали, что в ходе эволюции трещина продвигается в зону свободного распространения. Первоначально новообразовавшиеся участки хребта не имеют ярко выраженной сегментации, однако, с развитием этих участков, появляется и сегментированность, являющаяся следствием перескоков оси. Этим можно объяснить отсутствие выраженной сегментации на восточном участке ЮЗИХ, примыкающем к TC Родригес.

Области с относительно прогретой мантией:

Серия 4. Моделирование влияния горячей точки Крозе на структурообразование в условиях косого спрединга в пределах ЮЗИХ. Хребет на этом участке отличается слабой степенью сегментации, однако в его пределах отмечаются отмершие трансформные разломы. Ослабленная осевая зона задавалась в модели под углом 40° к направлению растяжения. В середине эксперимента "включалась" горячая точка. В этой серии экспериментов горячая точка задавалась двумя способами. Первый – включение дополнительного источника нагрева, расположенного на дне установки. Второй – увеличение скорости растяжения, т.е. увеличение магмаснабжения на спрединговом сегменте.



Рис. 2. Результаты эксперимента из серии 3

В первой части эксперимента, уже на этапе первоначальной сегментации закладывались смещения, которые в процессе модельного спрединга развивались и увеличивали свою амплитуду, происходили перескоки оси. При включении влияния горячей точки проявлялась тенденция к уменьшению амплитуды смещений, и, впоследствии, к выравниванию оси на некоторых участках хребта, ранее смещённых по трансформным разломам. Таким механизмом можно объяснить образование следов от отмерших трансформных смещений на данном участке хребта.

Серия 5. Моделирование влияния горячей точки Амстердам–Сен-Поль на ортогональный спрединг ЮВИХ. Задавалась ослабленная зона, ортогональная направлению растяжения, после чего начиналось растяжение. На разных этапах эксперимента включался локальный источник нагрева, моделирующий действие горячий точки. Местоположение модельной горячей точки варьировалось относительно спредингового сегмента. Скорость растяжения устанавливалась соответствующей среднеспрединговым хребтам.

Эксперименты показали, что горячая точка, при включении, начинает «притягивать» ось хребта, что приводит к образованию трансформных смещений на границах зоны влияния горячей точки. В пределах этой зоны ось хребта стабилизируется.

Серия 6. Моделирование взаимодействия горячей точки и трансформного смещения (в пределах ЮВИХ на примере Амстердам–Сен-Поль). Задавалось два, ортогональных направлению растяжения, участка ослабленной зоны, соединенных под углом 90° участком, в пределах которого развивалось трансформное смещение. На одном из сегментов, на небольшом удалении от трансформного смещения, с началом растяжения включался дополнительный источник нагрева, моделирующий горячую точку. Интенсивность дополнительного нагрева варьировалась от эксперимента к эксперименту. Скорость растяжения устанавливалась соответствующей среднеспрединговым хребтам.

В результате этой экспериментальной серии было выявлено, что крупное трансформное смещение является тектоническим барьером, ограничивающим зону влияния горячей точки, однако в некоторых эксперимента, при установлении высокой мощности локального нагревательного элемента, на последних этапах растяжения трансформное смещение проявляло тенденцию к уменьшению своей амплитуды.

Таким образом, результаты физического моделирования показали, что термические аномалии в мантии, связанные с наличием относительно горячих и относительно холодных областей могут оказывать существенное влияние на особенности структурообразования.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10139).

Литература

1. *Sauter D., Cannat M.* The ultraslow spreading Southwest Indian ridge // Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges // Geophysical Monograph Series 188. 2010. AGU. P. 153–173.

2. Sempéré J.-C., Cochran J.R., SEIR scientific team. The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Variations in crustal accretion at constant spreading rate // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 15489–15505.

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.

Л.И. Демина, В.С. Захаров, М.Ю. Промыслова¹

Становские офиолиты Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра: обдукция или интродукция?

Фаддеевский блок (выступ, террейн) Центрально-Таймырской тектонической зоны Северо-Восточного Таймыра относится либо к кристаллическому фундаменту Сибирской платформы, существенно переработанному в последующие этапы тектогенеза [8, 9], либо к аккреционному террейну, образовавшемуся в позднем рифее при столкновении островной дуги и континентальных масс с корой раннепротерозойского возраста и присоединившемуся к краю Сибирского континента в венде [4, 10].

В геологическом строении блока участвуют следующие комплексы: мезопротерозойский метаосадочных пород, прорванный метагабброидами и метадолеритами с возрастом 1309±22 млн лет; неопротерозойский вулканогенно-осадочный – 823–846 млн лет; поздненеопротерозойский орогенный грубообломочных осадочных пород и доломитов. Они перекрываются верхневендскими и нижнепалеозойскими породами становской и колосовской свит [9]. Метаморфические толщи, развитые в бассейне р. Становой, разделены нами на три отличающихся по составу и степени метаморфизма комплекса: Западный, Восточный и Становской [6].

Западный комплекс представлен преимущественно бедными кальцием кристаллосланцами и гнейсами; кварцито-гнейсами, гранитогнейсами и гнейсо-гранитами, метаморфизованными в *P*–*T*-условиях высокотемпературной ступени амфиболитовой фации: T=615–690°C; P=6.5–8.6 кбар [3]. Только здесь встречаются парагенезисы гранаткордиеритовой и гранат-биотит-ортоклазовой минеральных фаций.

Восточный комплекс сложен как бедными кристаллосланцами и плагиогнейсами, так и богатыми кальцием метаморфитами (около 30%) – амфиболитами, иногда с реликтами порфировых структур, метагабброи-

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lidem06@rambler.ru, zakharov@geol.msu.ru, maru_promyslova@gmail.com

дами, метадолеритами и известково-силикатными породами. *P*–*T*-параметры метаморфизма соответствуют гранат-биотит-мусковитовой минеральной ступени амфиболитовой фации: T=580–660°C; P=5.5–6.8 кбар.

Становской комплекс занимает промежуточное положение между Западным и Восточным, от которых отделен разрывами. Весьма разнообразные по составу и степени метаморфизма породы тесно ассоциируются здесь с линзовидными телами серпентинитов, протягивающихся цепочкой в СВ направлении. В приконтактовых частях серпентинитовых тел широко развиты тальк-хлоритовые и хлорит-карбонатные метасоматиты, в том числе и хлорит-гроссуляровые, хлорит-гранатвезувиановые родингиты. Серпентиниты разбиты густой сетью трещин на мелкие линзовидные обломки. Анализ химического и нормативного состава серпентинитов указывает на то, что исходными породами были дуниты и гарцбургиты.

В составе Становского комплекса широко распространены гранатовые, плагиоклазовые, биотитовые амфиболиты; амфиболовые, (гранат)биотит-(цоизит)-амфиболовые кристаллосланцы иногда с бластопорфировой, диабазовой и габбро-офитовой структурами, что свидетельствует о принадлежности их к группе ортопород. Оливин-гиперстеновый нормативный состав указывает на генетическую связь с серпентинитами. Реже встречаются мраморы, кварциты, хлоритовые, гранат-хлоритслюдистые, парагонитовые кристаллосланцы, а также глыбы в разной степени переработанных вторичными изменениями пород Восточного и Западного комплексов.

Характерной особенностью гранатовых и биотит-гранатовых амфиболитов является широкое развитие реакционных взаимоотношений минералов. По контактам биотита, амфибола и плагиоклаза часто развивается гранат. Иногда по биотиту сначала образуется амфибол, а затем по амфиболу с плагиоклазом – гранат. Сам плагиоклаз в свою очередь замещается агрегатами альбита, цоизита, кварца, дистена. В шлифах фиксируются следующие природные реакции: Amph+Pl \rightarrow Gr+Zo+Q; Bi+Pl \rightarrow Gr+Q; Bi \rightarrow Amph \rightarrow Amph+Pl \rightarrow Gr; Amph+Bi+Pl \rightarrow Gr+Q; Pl \rightarrow Zo+Ab+Q; Pl \rightarrow Zo+Ab+Dist+Q; Amph+Pl \rightarrow Gr+Zo+Dist+Q.

Термодинамические расчеты с учетом химического состава природных минералов показали, что данные реакции свидетельствуют о резком повышении давления при их метаморфизме, которое может превышать 10 кбар. Максимальные температуры, рассчитанные по составам сосуществующих гранатов и амфиболов, находятся в интервале 550–580°С.

Метаморфизм Восточного и Западного комплексов Фаддеевского блока по *P*–*T*-параметрам относится к кианитовой серии, характерной для континентальной коры складчатых областей как фанерозоя, так и

протерозоя [1]. Метаморфизм Становского комплекса резко отличается высокими давлениями и относительно низкими температурами. Серпентиниты и ассоциирующие с ними амфиболиты (первичные базальты), метадолериты, метагаббро и кварциты (первичные кремнистые породы) В.П. Беловым и Л.И. Деминой [3] были отнесены к фрагментам офиолитовой ассоциации по аналогии с Челюскинской [7]. Впоследствии эта точка зрения развивалась в работах В.В. Беззубцева и др. [2], В.А. Верниковского [4]. Встает вопрос о том, как фрагменты офиолитовой ассоциации могли оказаться внутри метаморфических толщ древней континентальной коры? Наиболее достоверным процессом является их интродукция (внедрение) по контакту двух отличающихся по составу толщ Восточного и Западного комплексов. Морфология серпентинитовых тел, ограниченность разрывными нарушениями, наличие фрагментов окружающих метаморфитов внутри Становского комплекса, характер метаморфизма, минеральные парагенезисы вторичных преобразований и др. вполне соответствуют признакам интродукции [11], а не обдукции офиолитов.

Результаты численного моделирования конвергенции (субдукции – коллизии) [5], проведенного с использованием кода, предоставленного Т.В. Герей [12], позволяют предложить сценарий, объясняющий наличие фрагментов океанической коры в составе орогена. На финальных этапах субдукции происходит срыв части океанической коры, которая внедряется в аккреционную призму, и затем входит во фронтальную зону орогена. В ходе продолжающейся конвергенции сначала формируется задуговый бассейн с вновь образованной океанической корой, которая впоследствии при его закрытии внедряется в центральную часть коллизионного орогена.

Таким образом, результаты моделирования показывают, что фрагменты океанической коры, внедренные в метаморфизованные комплексы континентальной коры в ходе коллизии, могут иметь двоякое происхождение – из первичной океанической коры, и из вновь образованной коры задугового бассейна. Для понимания геологического положения Становских офиолитов вполне подходит второй сценарий, поскольку детальный анализ их химического состава указывает на формирование в надсубдукционной обстановке задугового бассейна.

Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

Литература

1. Абрамович И.И., Залепугин В.М., Аплонов С.В. и др. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 518 с.

2. Беззубцев В.В., Залялеев Г.Ш., Сакович А.Б. и др. Геологическая карта Горного Таймыра. М-б 1:500 000: Объяснительная записка. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

3. Белов В.П., Демина Л.И. Условия метаморфизма докембрия Восточного Таймыра // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1980. № 9. С. 38–47.

4. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

5. Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю., Завьялов С.П. Соотношение коллизионного и траппового магматизма Таймыра: геологические данные и результаты суперкомпьютерного моделирования // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 1. С. 15–24.

6. Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Метаморфические комплексы Фаддеевского тектонического блока Северо-Восточного Таймыра // Динамическая геология. 2019. № 2. С. 4–16.

7. Залялеев Г.Ш., Беззубцев В.В. О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 132–133.

8. Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Лист Т-45-48 (м. Челюскин). СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 472 с.

9. Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Центрально-Таймырский складчатый пояс в докембрии: пассивная окраина Сибирского палеоконтинента в мезопротерозое, активная окраина в неопротерозое // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Мат-лы L Тектон.совещ. М.: ГЕОС, 2018. С. 352–356.

10. Проскурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. №1. С. 23–40.

11. Семейкин И.Н. Структурные позиции офиолитов в земной коре и признаки их поступления // Изв. Сиб. Отд. Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. №3. С. 61–69.

12. *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. V. 140. P. 293–318.

Глобальные структуры и глобальные поля напряжений по данным спутниковых моделей гравитационного поля Земли

Дистанционное зондирование, включая спутниковые базы данных гравитационного поля, становятся все более важным инструментом исследований в геодинамике и планетологии, с учетом их глобальности и нарастающего повышения точности. Европейская Мировая Гравитационная карта (WGM), основанная на глобальной модели EGM 2008 с разрешением 9 × 9 км опубликована в 2012 году [2], готовится к публикации новая версия. Сопоставление данных дает американская база данных, основанная на более точных измерениях со спутников GRACE и создавших наиболее точную модель ДТИ-15 для акватории морей и океанов на основе спутниковой альтиметрии и прямых градиентных измерений [1]. Разрешение модели ДТИ-15 достигает 6 × 6 км.

Глобальная модель EGM 2008 включает наземные гравиметрические данные для «опорных» регионов и данные со спутников GRE, включающих данные детальной альтиметрии и модель динамической топографии океана (DNSC O8). В комбинированной модели EGM 2008 максимальная степень гармоник 2190.

Карта WGM-12 дает объективную глобальную картину глобальных структур и глобального поля напряжений. Структуры всех океанов (кроме Северной Атлантики и Арктики) однотипны и показывают линейные структуры сдвигового типа, параллельные трансформным разломам. Там, где есть система пересекающихся линий, в большинстве случаев они показывают сжатие параллельное трансформным разломам и растяжение, перпендикулярное им. Только в СЗ части Тихого океана, где трансформные разломы плохо выражены, ориентировка напряжений отличается от основной части Тихоокеанской плиты: здесь сжатие – субмеридиальное, растяжение – субширотное.

На континентах наблюдается два типа деформационных узоров – блоковая структура на кратонах и части древних СП и мантийнодеформированная – в молодых складчатых поясах. Но здесь структура может сильно отличаться в аномалиях Фая и Буге, отражая разную структуру верхней коры (аномалии Фая) и нижней коры – литосферной мантии. Наиболее сложные и контрастные структуры (с перепадом до

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия; DobretsovNL@ipgg.sbras.ru; RagozinaOD@ipgg.sbras.ru

1000 мгалл) наблюдаются в зоне коллизии Индо-Австралийской плиты и Евразии в треугольной зоне от Гималаев до Прибайкалья. Наличие зон коллизии создается, в основном, за счет влияния подстилающих мантийных плюмов [3].

Плюмовые структуры, независимые от контуров плит и складчатых поясов, наиболее отчетливо выделяются на всех гравитационных картах, особенно в аномалиях Буге. Плюмовые структуры и в океанах, и на континентах представляют округлые и округло-концентрические структуры, но в океанах они слабо контрастные, на континентах – с сильными отрицательными аномалиями Буге.

Сильнейшая на Земле отрицательная аномалия Буге примерно совпадает с БИП (большими изверженными провинциями на поверхности), но более точно отражают глубинную структуру – совокупность «головок» одного или нескольких плюмов (в больших БИП).

Литература

1. Andersen O.B., Knudsen P. Deriving the DTU15 Global high resolution marine gravity field from satellite altimetry // ESA Living Planet Symposium. Paper 1558. Prague, Czech, 2016.

2. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., Kuhn M., Peyrette A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. World gravity map. Commission for the geological map of the world. Eds. BGI-CGMWCNES-IRD, Paris. 2012.

3. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н. Геодинамические комплексы и структуры Забайкалья, их отражение в гравитационных полях // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 301–317.

А.В. Дронов¹

Отражение каледонских тектонических событий в чехле Сибирской платформы

В осадочном чехле Сибирской платформы, на юго-западном крыле Тунгусской синеклизы фиксируется угловое несогласие между собранным в пологие складки комплексом отложений кембрия, а также нижнего и низов среднего (дапинский ярус) ордовика и перекрывающим их

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; dronov@ginras.ru

комплексом отложений верхов среднего (дарривильский ярус) и верхнего ордовика. На этом уровне происходит резкая смена характера осадконакопления. Обширная тепловодная карбонатная платформа оказывается уничтоженной и на всей территории платформы развиваются силицикластические отложения (байкитские песчаники и их аналоги), а затем им на смену приходят холодноводные карбонаты. Эти события связаны с поднятием западной (в современных координатах) окраины Сибирской платформы и превращением ее из пассивной в активную. Обнаруженные в отложениях верхнего ордовика прослои вулканического пепла, также свидетельствуют об активном вулканизме на этой окраине [3, 10].

Образование складок, поднятие, эрозия и смена характера осадконакопления с карбонатного на силицикластическое в среднем ордовике (дарривильский ярус) соответствует по времени таконской фазе каледонской орогении, выделенной впервые в Аппалачах и на Североамериканской платформе. Следует отметить сходство в истории развития и эволюции осадконакопления Сибирской и Североамериканской платформ. Уничтожение «Великой Американской Карбонатной Банки», прямом аналоге «Великой Сибирской карбонатной банки» также произошло в среднем ордовике [9]. Этому событию в Северной Америке соответствует обширная региональная поверхность эрозии, которая традиционно считается границей между мегасеквенциями Саук и Типпеканоэ [13]. На Сибирской платформе эта граница сопоставляется с эрозионным несогласием в подошве байкитских песчаников.

Отложения кембрия и нижнего ордовика Иркутского амфитеатра на восточной (в современных координатах) окраине Сибирской платформы также собраны в пологие складки. Кроме того, находка Rusophycus carlevi, этого нетипичного для Сибири ихновида, в среднем ордовике, на восточной окраине Иркутского бассейна в непосредственной близости (80 км) от границы с Байкало-Витимской горной областью также может считаться аргументом в пользу проявления каледонской складчатости на краю Сибирской платформы [4, 8]. Считается, что его появление на Североамериканской платформе связано с Таконской орогенией и причленением к Лаврентии гондванских террейнов (Авалония) [11, 12]. Аналогичный сценарий может быть рассмотрен и для Сибири. Об этом же может свидетельствовать находка типично гондванских ихновидов Cruziana cf. semiplicata и Cruziana cf. rugoza в ордовике Каларского грабена на границе Сибирской платформы и Байкало-Витимской складчатой области [14]. О том, что «тектонотип Байкалид» представлен, на самом деле, каледонидами писалось неоднократно [1, 2, 5, 6]. Данные по пространственному и временному распределению ордовикских ихнофоссилий полностью подтверждают это мнение.

В палеозойских блоках, слагающих Колымскую структурную петлю, на восток от Сибирской платформы, в частности в Омулевском блоке, также отмечены следы каледонских движений. Однако, угловое несогласие фиксируется здесь не внутри ордовика, как на Сибирской и Североамериканской платформах, а между силурийскими и девонскими отложениями. В этом смысле, нижнепалеозойские разрезы Омулевских гор оказываются ближе к Русской и Китайским платформам, а не к Сибирской платформе, пассивной окраиной которой их часто считают.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-05-00748 и является вкладом в международный проект IGCP № 653.

Литература

1. Беличенко В.Г., Хренов П.М. О байкальских каледонидах // Изв. АН СССР. Серия геол. 1965. № 11. С. 72–85.

2. Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 132 с.

3. Дронов А.В. Следы вулканических извержений в верхнем ордовике Сибирской платформы и их значение для палеотектонических реконструкций // Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ. Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 119–122.

4. Дронов А.В., Кушлина В.Б. Первая находка следов Cruziana и Rusophycus в ордовике Прианабарья и ее палеогеографическое значение / Богданова Т.Н. (Отв. ред.) Диверсификация и этапность эволюции органического мира в свете палеонтологической летописи. Материалы LX сессии Палеонтологического общества при РАН. 7–11 апреля 2014 г., Санкт-Петербург). СПб., 2014. С. 60–61.

5. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, магматизм и метаморфизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

6. *Федоровский В.С.* Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. № 6. С. 56–71.

7. Шпикерман В.Н., Горячев Н.А., Егоров В.Н. О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВ КНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 1. С. 102–103.

8. Dronov A.D., Kushlina V.B. Rusophycus carlei on the edge of the Siberian Platform / Zhang Y.D., Zhan R.B., Fan J.X., Muir L.A. (eds.). Filling the Gap Between the Cambrian Explosion and the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE) IGCP Project 653 Annual Meeting, October 8th-12th, 2017, Yichang, China. Hangzhou: Zhejiang University Press, 2018. P. 21–26.

9. Derby J., Fritz R., Longacre S., Morgan W., Sernbach Ch. (eds.). The Great American Carbonate Bank: The Geology and Economic Resources of the Cambrian-Ordovician Sauk Megasequence of Laurentia. AAPG Memoir 98. 2012. 504 p.

10. *Huff W.D., Dronov A., Sell B., Kanygin A.V., Gonta T.V.* Traces of explosive volcanic eruptions in the Upper Ordovician of the Siberian Platform // Estonian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 64. \mathbb{N} 4. P. 244–250.

11. *Seilacher A., Crimes T.P.* «European» species of trilobite burrows in eastern Newfoundland / Ed. by Kay M. North Atlantic geology and continental drift // American Association of Petroleum Geologists. Memoir 12. 1969. P. 145–148.

12. Seilacher A. Trace Fossil Analysis. Berlin: Springer-Verlag, 2007. 226. p.

13. *Sloss L*. Sequences in the cratonic interior of North America // Geol. Society of America Bull. 1963. V. 74. P. 93–113.

14. *Vilmova E.S.* On the finding of trilobite trace fossils of Cruziana ichnofacies in the Lower Ordovician deposits of Transbaikalia // *ICNIA-2016*: Abstract book. UNESCO Geopark Naturtejo/International Ichnological Association Castelo Branco, 2016. P. 96–97.

О.П. Дундо¹

Геология и тектоника Арктики в свете новой тектонической концепции

Основные положения выдвигаемой новой концепции опубликованы автором в материалах 51-го совещания МТК [4] и сводятся к следующему:

Земная кора (ЗК) представлена двумя типами – первичной гранитнометаморфической (AR–PR₁) и новообразованной (MZ–KZ) базитовой.

Новообразованная ЗК формируется в результате раскола первичной коры вздутием (swelling) расширяющейся мантии и выплавки из обнаженных её участков базитового материала.

Строение современной ЗК ячеистое – жесткое ядро (свод), обрамлённое подвижным поясом. На суше, это платформы (ядро), обрамлённые структурами складчатых систем (подвижный пояс); в океанах это талассократоны (ядро с редуцированным чехлом), окаймлённые мобиль-

¹ ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана» (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия; doundo@mail.ru



Рис. 1. Геология Арктики в свете новой тектонической концепции

А. Карты магнитных (а) и гравитационных (б) аномалий Северной полярной области Земли (из [1]). Белый прямоугольник – рамка геологической карты Евразийского бассейна на рис. Γ.

Б. Вырезка из Геологической карты РФ масштаба 1:2 500 000 (а); Геологический разрез по линии А-Б-В (б); Тот же разрез без интервала: котловина Нансена-хр. Гаккеля-котловина Амундсена (в); Схематичные разрезы по линии А-Б-В на раннемеловое время: образование раскола ЗК вначале вздутия мантии (г), начало растаскивания расколотых блоков по мере увеличивающегося вздутия мантии (д).

В. Комплект сейсмогеологических разрезов (читай геокартировочных маршрутов) в Евразийском бассейне (из [1]

Г. Геологическая карта Евразийского бассейна, составленная по «транспарентной» методике (на основе материалов рис. В)

Д. Этапы формирования новообразованной коры в процессе расширения Земли под воздействием вздувающейся мантии

Е. Принципиальная схема *свеллингового* механизма расширения Земли и формирования новообразованной ЗК. А – исходное положение, Б – начало вздутия мантии, В – развитие процесса вздутия, Γ – конечное положение: новообразованная кора сформирована. 1 – эскарп поверхности разлома, 2 – поверхность мантии, 3 – новообразованная кора, 4 – поверхность новообразованной коры (а), вертикальный её срез (б).

Ж. Ячеистая структура ЗК. Центрально-Арктический свод Арктического талассократона, обрамлённый циркумсводовым поясом глубоких прогибов (подвижных плит) (по [1]).

3. Геологический разрез на карте листа О-57, иллюстрирующий прирастание Охотоморской подвижной плиты стабилизированной внешней зоной Западно-Камчатской складчатой системы.

ными плитами (подвижный пояс), где мощность осадков в разы больше. Ячеи на суше, это сформированные геодинамические системы, ячеи в океанах – геодинамические системы формирующиеся.

На каждом конкретном этапе эволюции планеты доминировал определённый комплекс разнообразных геологических процессов, составляющих суть практически всех тектонических концепций, выдвинутых предшествующими поколениями геологов, несмотря на то что эти концепции отвергнуты плейт-тектоникой.

Все эти положения отчётливо просматриваются в новых геологогеофизических материалах, собранных в Арктике за последние годы.

Два типа ЗК отчётливо просматриваются в аномальных потенциальных полях рассматриваемого региона (рис. А). Новообразованная кора с полосовым линейным аномальным полем выстилает глубоководное ложе Евразийского бассейна. ЗК Амеразийского бассейна характеризуется мозаичным и линейно-мозаичным морфотипами потенциальных полей, свидетельствующими о её континентальной природе. Свеллинговый механизм формирования новообразованной ЗК в Евразийском бассейне уверенно аргументируется новыми данными [1] и результатами их интерпретации, приведенными на рис. Б-Е.

Если из геологической карты и сопровождающего её разреза (рис. Ба и Бб) невозможно составить представление о субстрате подстилающем кайнозой в Евразийском бассейне, то из совокупного анализа геологической карты (рис. Γ), составленной по транспарентной методике¹ на основе сейсмогеологических профилей (рис. **B**), и трансформированных разрезов (рис. Бв-г) создаётся вполне определённое понимание процессов свеллингового механизма формирования новообразованной ЗК (рис. Да-е и рис. **E**), т.е. того самого субстрата, на котором залегает осадочный чехол котловин Нансена и Амундсена. Суть этого механизма заключается в пульсационном формировании двух сопряженных элементов новообразованной коры: магматогенного базитового субстрата вздутия Гаккеля и перекрывающей его стратисферы – осадочных толщ в прогибах Нансена и Амундсена. Принципиальная схема свеллинга иллюстрируется рисунком **E**.

Ячеистая структура современной ЗК в Арктике отчётливо видна на карте мощности осадочного чехла в Арктическом бассейне (рис. Ж). Здесь жесткий свод талассократона окаймлён поясом глубоких прогибов подвижных плит.

Изложенные выше данные свидетельствуют о реализации в геологической истории Земли геодинамических процессов, обозначенных в ранее выдвинутых тектонических концепциях: Пульсационного расширения Земли (от О. Хильгенберга до Е.Е. Милановского), Геосинклинально-платформенного её развития (от Дж. Холла до В.В. Белоусова) (рис. 3), Геоблокового строения ЗК (Л.И. Красный), Геодинамических систем (Ю.Е. Погребицкий), равно, в той или иной мере, как и всех остальных гипотез.

Новая тектоническая концепция объясняет геологическую природу полосовых аномалий; ставит множество новых задач, подлежащих решению, раскрывая тем самым перспективу дальнейшего развития геологической науки; расширяет перечень аргументов для обоснования уточнённых заявок РФ на границы эксклюзивной экономической зоны.

¹ Данная методика разработана автором на основе принципа транспарентности осадочного чехла, сформулированного им в 1991 году при составлении Геологической карты Мира [2, 3, 5].
Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.

2. Геологическая карта Мира / Ред. Б.А. Яцкевич, С.И. Стрельников, О.П. Дундо. Масштаб 1:15 000 000. МПР России, 2000. 12 л.

3. Дундо О.П. Методика геологического картографирования дна акваторий // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 98–103.

4. Дундо О.П. Глобальная система тектонических структур. Конструкция новой геотектонической концепции // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 199–201.

5. Стрельников С.И., Дундо О.П. Геологическая карта Мира масштаба 1:15 000 000 // Региональная геология и металлогения. Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. № 11. С. 92–94.

В.Б. Ершова¹, А.В. Прокопьев², А.К. Худолей¹, М.А. Курапов¹

Девон-пермская геодинамика Западной Арктики

В последние годы значительно возрос интерес к изучению арктических регионов и реконструкции геологической истории осадочных бассейнов с использованием изотопно-геохронологических, изотопногеохимических и термохронологических методов. Изучение среднепозднепалеозойского интервала геологической истории Западной Арктики во многом затрудняется тем, что палеозойские отложения на большей ее части перекрыты различными по мощности мезо-кайнозойскими отложениями и скрыты под водами Баренцева и Карского морей. Поэтому они в основном доступны для изучения на архипелагах Новая Земля и Северная Земля, и в единичных глубоких скважинах.

Изучению палеозойских осадочных и магматических комплексов Западной Арктики посвящено значительное количество публикаций, при этом остается значительное количество нерешенных задач. Одной

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет, Россия; v.ershova@spbu.ru, akhudoley@gmail.com, dinendelus@gmail.com

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук; prokopiev@diamond.ysn.ru

из них является определение роли каледонского орогена, как источника кластики в среднем палеозое, его продолжение к северу и востоку при переходе от скандинавских каледонид на шельф Баренцева моря. Другим нерешенным вопросом в геологической истории Западной Арктики является определение геодинамической природы, масштаба проявления и специализации магматических пород и ассоциирующих с ними тектонометаморфических событий. Нами были проведены комплексные исследования, включающие геохимические и изотопно-геохронологиче-ские исследования магматических образований, реконструкцию источников сноса на основе датирования обломочных цирконов, определение возраста тектонических событий с использованием данных низкотемпературной термохронологии. На основе проведенных исследований удалось установить:

1) U-Pb и U-Th-He датирование обломочных цирконов из ордовикдевонских отложений арх. Северная Земля [3] показало, что разновозрастные зерна цирконов были выведены на поверхность в источниках сноса в результате каледонской орогении. Время эксгумации источников сноса девонских отложений соответствует салундской стадии каледонской орогении и/или элсмирской орогении (широко проявленной в арктическом регионе).

2) Датирование галек магматических пород из юрских конгломератов арх. Земля Франца Иосифа показало присутствие позднедевонских– раннекаменноугольных гранитоидов в фундаменте северо-восточной части Баренцева моря [1].

3) Распределение обломочных цирконов из каменноугольных-пермских отложений арх. Северная Земля [4] указывают на локальные источники сноса кластики. По данным двойного U-Pb и U-Th-He датирования обломочных цирконов на востоке и юге арх. Северная Земля значительный подъем питающих провинций датируется ранним карбоном.

4) Установлены возраст и геодинамическая принадлежность кислого и среднего магматизма южной периферии Карского блока [2]. Наши исследования показали, что исследованные магматические комплексы формировались в надсубдукционной (окраинно-континентальной) обстановке с визейского века раннего карбона до конца позднего карбона.

Благодарности. Исследование выполнено при частичной поддержке РФФИ грант 20-05-00744.

Литература

1. Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н. и др. Новые данные о строении фундамента архипелага Земля Франца-Иосифа (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 2. С. 21–31.

2. Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А. и др. Каменноугольный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамические следствия // Геотектоника. 2018. № 2. С. 76–90.

3. Ershova V., Anfinson O., Prokopiev A. et al. Detrital Zircon (U-Th)/He Ages From Paleozoic Strata of the Severnaya Zemlya Archipelago: Deciphering Multiple Episodes of Paleozoic Tectonic Evolution within the Russian High Arctic // Journal of Geodynamics. 2018. V. 119. P. 210–220.

4. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Nikishin V.A. et al. New data on Upper Carboniferous Lower Permian deposits of Bol'shevik Island, Severnaya Zemlya Archipelago // Polar Res. 2015. http://dx.doi.org/10.3402/polar.v34.2455

<u>Ф.И. Жимулев¹</u>, С.А. Каргополов¹, А.В. Травин¹, А.И. Прошенкин¹, Е.Ф. Летникова¹, А.С. Степанов^{2, 3}, И.С. Новиков¹, Е.В. Ветров¹, С.А. Докашенко¹, Дж. Гиллеспи⁴

История геологического развития Салаирской складчатой зоны, новые данные о метаморфизме и возрасте магматической активности

Складчато-покровное сооружение Салаирского кряжа расположено на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области и сложено преимущественно кембрийскими неметаморфизованными, вулканогенными, карбонатными и терригенными отложениями, имеющими, по современным представлениям, палеоостроводужную природу. После своего формирования в раннем палеозое, оно неоднократно претерпевало тектонические перестройки, связанные с импульсами внутриконтинентального орогенеза. Интенсивное изучение региона осуществлялось во второй половине двадцатого века. В последние тридцать лет научные

¹ Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СОРАН, Новосибирск, Россия; zhimulev@igm.nsc.ru, zhimulev@gmail.com, toask@mail.ru, travin@igm.nsc.ru, ayalochka@yandex.ru, efletnik@igm.nsc.ru novikov@igm.nsc.ru, vetrovggdnsu@yandex.ru, lana.dokashenko@mail.ru

² School of Earth Resources, Collaborative Innovation Center for Exploration of Strategic Mineral Resources, China University of Geosciences, China; aleksandr@cug.edu.cn

³ CODES Centre for Ore Deposit and Earth Sciences, Private Bag 126, University of Tasmania, Hobart, Australia

⁴ Tectonics, Resources and Exploration (TraX), Department of Earth Sciences, University of Adelaide, Adelaide, Australia; jack.gillespie@adelaide.edu.au

работы по региону редки. Развитие аналитических методов и теоретических представлений об эволюции складчатых областей требует возвращения ко многим геологическим объектам, изученным несколько десятилетий назад. В представленном докладе приведены новые данные, позволяющие уточнить представления о тектонической эволюции региона в разные геологические эпохи.

Для изучения палеокеанического этапа развития региона, наибольший интерес представляет собой Аламбайская офиолитовая зона, включающая широкие полосы серпентинитовых и терригенных меланжей. В этой зоне встречаются узкие тектонические пластины метаморфических пород (максимальная ширина до 4 км). Нами изучены метаморфические ассоциации в разрезах по рекам Ангуреп, Анамас и Шалап. Разрез по реке Ангуреп сложен амфиболитами с небольшим количеством мраморов. Типичный парагенезис метаморфитов – кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка и эпидот. Роговая обманка имеет умеренную щелочность. Минеральные ассоциации ангурепского разреза относятся к эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений. В разрезе по р. Анамас преобладают гранатовые амфиболиты. Наиболее высокомагнезиальные гранаты содержат более 30% пиропа. В образцах с таким гранатом наблюдаются и максимальные концентрации алюминия в амфиболах (до 17% Al₂O₃). Амфиболы содержат мало щелочей, титана и принадлежат к актинолит-чермакитовой серии. С магнезиальным гранатом ассоциирует рутил. Ассоциация магнезиального граната, глиноземистого амфибола и рутила является высокобарической.

На берегу реки Шалап карьером вскрыт блок гранатовых амфиболитов, сложенных ассоциацией кварц, плагиоклаз, амфибол, гранат хлорит и эпидот. Гранат характеризуется аномально высокой железистостью (FeO ot 16 до 30%) и отчетливой химической зональностью по содержанию всех компонентов. Амфибол представлен винчитом. Предварительный расчет параметров метаморфизма с использованием различных калибровок дает средние значения P и T-8 кбар и 600°C соответственно, и позволяет сделать вывод об относительно пониженном термическом градиенте при метаморфизме. Наличие высокобарических минеральных парагенезисов, геологическое положение в офиолитовом меланже и тектоническая фрагментированность метаморфического разреза позволяют связывать метаморфизм с палеосубдукционной зоной.

Другой актуальной проблемой для данного региона является установление временных рубежей гранитоидного магматизма и создание обоснованной схемы расчленения интрузивных образований. Постскладчатые гранитоидные массивы Салаира образуют два ареала – южный и северный. Южный ареал представлен Выдрихинским, Залесовским, Жерновским, Елбанским, Горновским и рядом других массивов. Северный ареал представлен Улантовским и Коуракским многофазными массивами. Согласно актуальной серийной легенде и подготовленным на ее основе картам последнего поколения в регионе выделяются два гранитоидных комплекса – выдрихинский кварцдиорит-тоналитовый средне-позднекаменноугольного возраста и жерновский монцонитграносиенит-гранит-лейкогранитовый позднепермско-раннетриасового возраста. В то же время опубликованные калий-аргоновые и единичные уран-свинцовые и рубидий-стронциевые датировки, как и некоторые геологические данные плохо согласовывались с данной схемой. Нами проведено уран-свинцовое и ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование ряда массивов с целью уточнить временные рамки становления гранитоидных интрузий. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование проводилось по образцам с известным урансвинцовым возрастом и преследовало две цели: 1) провести более обоснованное сопоставление новых данных с имеющимся объемом датировок, большая часть из которых была выполнена К-Аг методом, 2) собрать данные о времени, прошедшего от кристаллизации плутона (U/Pb, циркон) до его подъема на глубину 5-6 км (⁴⁰Ar/³⁹Ar, биотит) в рамках разработки представлений об индикаторной роли продолжительности этого времени для разных тектонических обстановок гранитоидного магматизма. Для биотитов из монцодиорита и гранодиорита Улантовского массива получены дискордантные спектры, завышенные значения возраста высокотемпературных ступеней в которых, по всей видимости, не имеют геологического смысла. В спектрах остальных образцов наблюдаются кондиционные плато, характеризующиеся долей выделенного ³⁹Ar более 50 % за исключением биотита из диорита Выдрихинского массива – 35%.

Результаты датирования представлены в таблице.

На основе результатов сделаны следующие выводы:

1. Обе интрузивные фазы Улантовского массива имеют одинаковый в пределах аналитической ошибки, возраст, соответствующий лудловской эпохе силура. По биотиту из гранодиорита получено согласующееся с U/Pb датировкой значение возраста. Дискордантный характер спектров биотита из монцодиорита, гранита, по всей видимости, связан с наложенным воздействием.

2. Борсукский габбро-монцонит-сиенитовый массив, возраст которого ранее условно принимался пермо-триасовым имеет позднекарбоновый возраст.

3. Диориты, относимые к жерновскому комплексу и граниты выдрихинского комплекса, имеют одинаковый в пределах аналитической ошибки позднепермский возраст. Полученные ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки био-

тита из гранитов моложе на 9 и 36 млн лет соответственно и хорошо согласуются с опубликованными результатами К/Аг датирования. Учи-

Таблица.	Местоположение	этобранных	образцов	интрузивных по	род
	Салаира и	результаты,	датирован	ИЯ	

			Результаты датирования			
	Коорлинаты	Порода	(млн лет)			
Номер	места отбора	массив	Циркон,	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – возрастное		
			U/Pb	ного ³⁹ Ar, %)		
14-277	54°53'1.39"C	Лейкогранит,	413.3±7	Не датировался		
	84°17'59.91"B	Улантовский				
		массив				
17-1279	54°48'50.24"C	Монцодиорит,	430.6±3.4	Биотит. Дискор-		
	84°17'51.48"B	Улантовский		дантный спектр		
		массив				
17-1284-1	54°52'39.91"C	Гранодиорит,	423.4±4.9	Биотит. 423.0 ± 7.9		
	84°20'35.41"B	Улантовский		(50)		
		массив				
17-1284-2	54°52'39.91"C	Гранит, Улан-	426.7±2.8	Биотит. Дискор-		
	84°20'35.41"B	товский массив		дантный спектр		
	54°19'42.40"C	Диорит, Елбан-	255.8 ± 1.8	Не датировался		
17-1287	84°41'53.12"B	ский массив				
	54°19'42.40"C	Диорит-порфи-	256.2 ± 2.0	В работе.		
	84°41'53.12"B	рит, Елбанский				
17-1287-1		масив				
	53°58'38.97"C	Гранит, Жер-	252.2 ± 3.2	Биотит. 243.0 ± 3.8		
18-1347	84°47'11.25"B	новский массив		(74)		
	54°10'51.70"C	Диорит, Выдри-	257.5 ±2.0	Биотит. 220.7 ± 3.7		
18-1350	84°57'3.16"B	хинский массив		(35)		
18-208	53°46'59.03"C	Монцонит, мас-	$30\overline{4.6 \pm 2.4}$	Роговая обманка.		
	86°20'36.19"B	сив Борсук		$303.2 \pm 4.9(53)$		

тывая, геологические данные можно заключить, что диориты и граниты являются разными фазами единого жерновского полифазного диоритгранитового комплекса, а позднее закрытие изотопной системы биотитов характеризует их постмагматическую термическую историю.

Интересно, что постскладчатый гранитоидный магматизм на Салаире связан не с раннепалеозойским этапом, приведшим к формированию данного фрагмента континентальной коры, а с позднепалеозойским орогенезом, который для Салаира уже является внутриконтинентальным. На наш взгляд, раннепалеозойский орогенез в рассматриваемом регионе, представлял собой аккрецию островных дуг к окраине Сибирского континента и не привел к жесткой континентальной коллизии и утолщению коры. Гранитообразование охватило регион только после закрытия Палеоазиатского океана в поздней перми, вероятно, что вклад позднепалеозойского этапа в формирование складчато-покровной структуры региона был определяющим. В мезозойское время Салаир испытал, по меньшей мере, два этапа внутриконтинентального орогенеза – раннеюрский и раннемеловой. Геологическая история этих этапов запечатлена в Ненинско-Чумышском и Доронинском синорогенных осадочных бассейнах, расположенных на периферии Салаирского складчато-покровного сооружения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области, проект № 19-45-540001 р-а, а также государственного задания ИГМ СО РАН.

Д.В. Жиров¹

Тектоника фоидолитового комплекса Хибин и потенциал открытия новых апатитовых месторождений

Тектонике Хибинского щелочного массива (XM) уделялось всегда пристальное внимание, начиная с первых экспедиций В. Рамсея, В. Гакмана, А.Е. Ферсмана и др. При этом сложность и неоднозначность интерпретации наблюдаемой и документируемой фактографии обусловили появление множества генетических моделей формирования XM и споры о последовательности внедрения и соотношениях магматических и метасоматических образований [1]. Вне зависимости от моделей все авторы отмечали тесную связь апатитовых руд с ийолит-уртитовым комплексом (фоидолитами), образующим незамкнутую кольцевую структуру с центриклинальным падением к центру массива [2]. Приуроченность рудных тел к уртитам настолько выдержана, что стала прямым и достаточным поисковым признаком для открытия всех известных на сегодня месторождений. По результатам разведочных работ и эксплуатации месторождений роль разрывной тектоники с точки зрения контроля локализации и формы рудных тел оказалась пренебрежительно малой. Поисковая модель с дифференциацией вертикальных смещений блоков по радиальным разломам [3] не получила явного подтверждения на практике. Поэтому изучение разломов и трещиноватости проводилось преимущественно в целях горного дела. Таким образом, к середине 1980-х гг. в пределах ийолит-уртитовой дуги (ИУД) были выявлены все 15 известных на сегодня апатитовых месторождений и прояв-

¹ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия; zhirov@geoksc.apatity.ru

лений [1]. Однако к настоящему времени накоплена критическая масса новых данных и результатов геологичеких и тектонофизических исследований, позволяющих по-новому взглянуть на факторы структурного контроля размещения рудных тел.

Первым ранее неучитываемым фактором является роль вязкопластической и пликативной тектоники фоидолитов и, прежде всего, апатитовых рудных тел. Она широко проявляется в виде различных складок рудных тел, структур вязкопластического сдвига, затеканий и перетеканий руды в ниши и теневые зоны. Несмотря на повсеместное распространение этих явлений, специальных исследований практически не проводилось. Ф.М. Онохин [3] описывал характерные для рудных тел "первично-магматические тектуры течения" и различные типы складок (изоклинальных, асимметрических, складок волочения и др.), однако в своих поисковых обоснованиях их не использовал. Генезис складок и "первичного течения" он увязывал с позднемагматическим и ранним постмагматическим этапами, а изменение условий залегания рудных тел соотносил только с последующей дизюнктивной тектоникой. Формирование пликативных и вязкопластических структур в результате ликвационного распада щелочной магмы и сложного динамического взаимодействия получившихся расплавов было рассмотрено Л.М. Делицыним [4]. Однако все интерпретации не рассматривают вязкопластическую тектонику в качестве поискового индикатора. Вместе с тем, результаты детальных тектонофизических и структурных исследований определённо указывают на реидное течение руды и частично ближайших зон вмещающих пород на постмагматическом этапе. В результате руда заполняет пустоты и карманы или раздвигает жесткие крылья вмещающих пород в направлении наименьшего сопротивления, а также формирует мощные наплывы в районе межформационных границ / апикальной части XM (например, проявления Ийолитовый отрог, Нагорный и др.). Как следствие, рудоконтролирующая роль этого явления становится одной из самых важных.

Вторым неучтённым фактором служит значительное постумное протрузивное поднятие интрузива (предположительно на этапе "палеогеннеоген") со срывом краевых приконтактовых частей XM и образованием структур "псевдо сброс", в которых смещается не висячее а лежачее крыло [5, 6]. Это привело к тому, что краевые части XM на ряде участков оказались сорванными и остались в месте первичного залегания. Центральная же часть плутона была эксгумирована и подвергалась эрозии и выветриванию. А сорванные и оставшиеся на месте первичного залегания участки стали офсетными относительно современного геологического строения (рис. 1).



Рис. 1. Принципиальная схема формирования фоидолитового комплекса и офсетных залежей Хибин: 1 – фаза формирования расслоенного щелочного интрузива (лополита) и заложение конического разлома за счёт опускания кальдеры; 2 – фаза формирования интрузий фоидолитов за счёт гидроразрыва и выдавливания; 3 – фаза интенсивного реидного постумного (протрузивного) воздымания центральной части Хибин; 4 – примерное расположение офсетных "разъехавшихся" блоков с рудовмещающими фоидолитами.

а – вмещающие породы; b – комплекс щелочных пород; c – комплекс фоидолитов и сопряжённых с ним пород; d – кольцевой разлом; f – направление перемещения блоков / массива; g – кинематика структур "псевдо-сбросов", по [7]



Рис. 2. А - фото псевдо сброс на восточном склоне г. Суолуайв (восток XM); В - схематический разрез с вариантами локализации офсетных блоков рудовмещающего фоидолитового комплекса [7]

Структуры псевдо сброса хорошо дешифрируются в восточной (рис. 2), южной и северной частях Хибин. Максимальная суммарная верти-

кальная амплитуда смещения по ступенчатым псевдо сбросам достигает 400–420 м. С учётом останцов эродированной "шапки / наплывов" минимальная вертикальная амплитуда принимается в 500–550 м, а максимальная предположительно ограничивается в 1000–1200 м. Таким образом, существуют объективные тектонические предпосылки для поиска офсетных апатитовых руд за пределами современных выходов фоидолитов на глубинах от поверхности современного рельефа от 200–250 до 1000 м (см. В на рис. 2).

Помимо краевых псевдо сбросов в восточной части ИУД XM также диагностируются и поперечные аналогичные структуры, сопровождаемые лево- и правосторонними сдвигами вдоль общего простирания комплекса фоидолитов, что указывает на наличие горизонтальной компоненты смещения и дифференциацию вертикальных движений блоков с возрастанием величины протрузивного поднятия в направлении с В на 3. Сам комплекс фоидолитов южной части XM в современном эрозионном срезе получается погружающимся на ВСВ с выклиниванием на современной поверхности в районе г. Коашкар. Эта тенденция подтверждается CB склонением рудных тел месторождения Олений Ручей.

Таким образом, в восточной части XM мы имеем тектонически обоснованные предпосылки для поисков апатитовых руд в двух нетрадиционных обстановках. Во-первых, офсетных руд в районе г. Суолуайв, во-вторых, на глубоких горизонтах В части XM в направлении погружения фоидолитового комплекса. Перспективными участками для поисков офсетных руд также являются приконтактовые для плутона архейские вмещающие толщи вблизи г. Коашкар и в районе ССВ части XM. Укрупнённая прогнозная оценка потенциала только Суолуавского участка даёт 75–95 млн тонн руды со средним содержанием 13–15% P₂O₅ [7]. Исследования выполняются в рамках НИР № 0226-2019-0053.

Литература

1. Каменев Е.А. Поиски, разведка и геолого-промышленная оценка апатитовых месторождений хибинского типа. Методические основы. Л.: Недра, 1987. 188 с.

2. Геология рудных районов Мурманской области / Под ред. Митрофанова Ф.П., Бичука Н.И. Авторы: Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002. 359 с.

3. *Онохин Ф.М.* Особенности структуры Хибинского массива и апатитонефелиновых месторождений. Л.: Наука, 1975. 106 с.

4. Делицын Л.М. Значение ликвации щелочной магмы при формировании апатито-нефелиновых месторождений Хибинского массива // Горная Промышленность. 1997. №4. <u>https://mining-media.ru/ru/article/company/</u>

1797-znachenie-likvidatsii-shchelochnoj-magmy-fomirovanii-apatitonefilinovykh-mestorozhdenij-khibinskogo-massiva.

5. *Zhirov D.V., Zhirova A.M.* Neotectonics of the Khibiny alkaline massif // Conference Proceedings SGEM-2018, Albena (Bulgaria) 30 June – 09 July, 2018. Science and Technology in Geology, Exploration and Mining. 2018. Is. 1.1. P. 355–362.

6. Жиров Д.В., Сим Л.А., Маринин А.В. Реконструкция палео стресс состояний в южной части Хибинского плутона (Восток Фенноскандинавского щита) // Труды Всероссийской научной конференции «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей» Москва, геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова 24– 26 мая 2016. М.: Издательство "Перо", 2016. С. 39–44.

7. *Zhirov D.V.* Prospecting criteria for off-set apatite-nepheline deposits in the Khibiny massif area (NE Fennoscandian shield) // Conference Proceedings SGEM-2019, Albena (Bulgaria) 30 June – 06 July 2019. Albena (Bulgaria). Exploration and Mining. Mineral processing. 2019. V 19. Is. 1.3. P. 499–506.

<u>Н.Н. Жуков¹</u>, А.М. Никишин¹, Е.И. Петров²

Рифтовые системы Восточно-Сибирской континентальной окраины

Несмотря на многолетний опыт исследований бассейнов Восточно-Сибирского моря, многие вопросы геологии остаются неизученными. Сложные ледовые и суровые климатические условия, затрудняют полевые работы в данном секторе, делая его наименее изученной частью акватории Восточной Арктики России.

Нарастающий интерес специалистов различных областей наук о Земле к Восточно-Арктическому шельфу вызван одной из важнейших проблем настоящего времени – созданием тектонической модели для оценки углеводородного потенциала акватории Восточной Арктики.

В связи с этим, за последние несколько лет, изученность Восточно-Сибирского моря сейсмическим профилированием МОГТ возросла и появились новые сейсмические данные, интерпретация которых, дает ключ к понимаю структуры Восточно-Сибирской континентальной окраины.

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; n.zhukov@ginras.com

² Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

Важное значение для понимания геологического строения имеют новые современные высококачественный сейсмические данные, полученные в ходе полевых работ организациями МАГЭ, Севморгео, СМНГ и ассоциацией «Геология без границ, выполненными по Государственным контрактам в пределах исследуемой территории работ. Отсутствие скважин в пределах исследуемой области и надежных геологических реперов заставляет искать опорные разрезы на смежных площадях.

Основными структурными элементами Восточно-Сибирского моря, образованные на постколлизионном деструктивном этапе его развития являются Новосибирский прогиб, Восточно-Сибирская система рифтов, Дремхедский, Мельвилльский прогибы, Барановское, Шелагское поднятия, а также поднятие Де-Лонга и рифтовая система Вилькицкого в северо-западной части шельфа и Врангелевско-Геральдское поднятие — в юго-восточной (рис. 1).

Принятая в данной работе сейсмостратиграфическая корреляция отражающих горизонтов базируется на следующих предположениях, обоснованных геолого-геофизическими данными:

1. Предшествующие рифтогенезу коллизионные процессы и деформации завершились к среднему апту.

2. Формирование бассейна шельфа Восточно-Сибирского моря связано с началом рифтинга, возраст которого, соответствует возрасту излияния базальтов на плато Де-Лонга, или 125 млн. лет назад [3].

3. Континентальные отложения накапливались в обстановке посторогенного растяжения, заполняя рифтогенные впадины в апт-альбское время [1].

4. Постколлизионное развитие Восточно-Сибирской окраины во многом определялось процессами рифтогенной деструкции, связанной с позднемеловым локальным спредингом в котловине Макарова [3].

Рифтовые системы шельфа

Новосибирский прогиб расположен между поднятиями Новосибирских островов и архипелагом Де-Лонга, имеет протяженность около 300 км, ширину до 100 км. Простирается в юго-восточном направлении от континентального склона моря Лаптевых к островам Фадеевский и Новая Сибирь.

Рифт представляет собой яркий отрицательный структурный элемент и четко выделяется на картах аномального магнитного и гравитационного полей, контрастируя с позитивными аномалиями соседних поднятий. Новосибирский грабен отделен от рифтовых систем моря Лаптевых Котельническим поднятием.

Новосибирский прогиб представлен грабеном с главным сбросом, локализованным в восточном борту, южнее структуру рифта, осложня-





1 – меловые орогены, 2 – осадочные бассейны с апт-альбским рифтингом, 3 – осадочные бассейны с кайнозойским рифтингом, 4 – относительные поднятия, перекрытые осадочным чехлом, 5 – апт-альбские вероятные траппы под более молодыми осадками, 6 – палеоцен-эоценовые вероятные траппы под более молодыми осадками, 7 – Жоховский позднеюрско-неокомский краевой прогиб, перекрытый более молодыми осадками, 8 – пассивные континентальные окраины и континентальные террасы, 9 – надвиговый пояс перед фронтом мезозоид, перекрытый более молодыми осадками, 10 – наиболее глубокое области осадочных бассейнов с сильно утоненной континентальной корой. Цифры в кружках: 1 – траппы Анисин-Ломоносов, 2 – траппы Де-Лонга, 3 – Северо-Чукотские траппы. Линия – положение композитного временного сейсмогеологического профиля

ет узкий ассиметричный горст, который делит рифт на два параллельных грабена. **Поднятие** Де-Лонга представляет крупную положительную в плане структуру. Границы поднятия и внутренняя структура отчетливо проявлены как в гравитационном, так и в магнитном полях. Аномалия магнитного поля, выраженная в районе Де Лонга, типична для областей развития вулканогенных образований и платобазальтов, реликты которых, четко прослеживаются на сейсмических разрезах в виде ярких высокоамплитудных пакетов в разрезе фундамента.

Гравитационные и сейсмические данные показывают серию небольших грабенов и горстов, осложняющих внутренние строение поднятия Де Лонга [3].

Рифтовая система Вилькицкого выделяется, на основании, как характера аномального поля силы тяжести, так и по сейсмическим данным. Западная часть прогиба расщепляет край поднятия Де-Лонга, и в северо-восточном направлении переходит в котловину Подводников.

Грабен-горстовая Восточно-Сибирская система рифтов заполняет центральную часть континентальной окраины, простирается от поднятия Де Лонга в северо-западной части до Северо-Чукотского бассейна в восточной части, включает в себя Мельвилльский прогиб в южной части Восточно-Сибирского моря. Система рифтов представляет собой обширную структуру с глубинами залегания фундамента в пределах 5-10 секунд.

Протяженность *Мельвилльского прогиба* составляет около 350-370 км, при ширине в 100-150 км. Симметричный прогиб состоит из двух узких рифтов, разделенных между собой поднятием. Мощность осадочного чехла в наиболее погруженной части прогиба составляет 4000 мс.

Восточная ветвь рифтовой системы Мельвилльского прогиба соединяется с *Барановским поднятием*. Поднятие имеет блоковое строение, геометрия которого схожа с блоковым строением поднятия Де-Лонга. На сейсмических разрезах в области фундамента прослеживаются высокоамплитудные пачки платобазальтов, положительные структуры которых, также хорошо интерпретируются на карте аномального магнитного поля. Мощность осадочного чехла Барановского поднятия варьируется от 200 до 600 мс.

Дремхедский рифт – переходная между Восточно-Сибирским и Северо-Чукотским бассейнами глубокая рифтовая структура, толщина осадочного чехла в осевой части достигает 7000 мс. Дремхедский рифт ограничен крупным разломом запад-северо-западного-восток-юговосточного простирания, к которому приурочена область максимального погружения фундамента. В южном направлении происходит быстрое обмеление рифта, и он переходит в Шелагское поднятие [2].

Юго-восточная часть Шелагского поднятия сменяется *Врангелевско-Геральдским поднятием*, которое уверено выделяется на карте





аномального магнитного поля. В этой части бассейна практически отсутствует осадочный чехол и фундамент выходит на поверхность.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (гранты № 18-05-70011; №18-35-00133).

Литература

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

2. Линева М.Д., Малышев Н.А., Никишин А.М. Строение и сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря // Вестник Моск. Ун-та. 2015. Сер. 4, Геология. № 1. С. 3–9.

3. 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(1). P. 11–43. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0231.

Ю.А. Загоровский¹

Интенсивность новейших тектонических движений как индикатор фазового состояния углеводородов в разных частях нефтегазоносных бассейнов

Из-за больших различий газов и жидкостей в плотности и вязкости, следует ожидать, что мигрантоспособность нефти и воды в условиях земной коры должна быть на порядки меньше, чем газа. На наш взгляд, именно эта разница в подвижности газообразных и жидких углеводородов (УВ) находит отражение в наличии связи газоносности с активностью новейших тектонических процессов.

Из всех нефтегазоносных провинций показательным в этом отношении является Западно-Сибирский осадочный бассейн. Еще с первых этапов изучения нефтегазоносности Западной Сибири (3С) стало очевидным разделение этого бассейна на две части – северную, преимуще-

¹ ООО «Газпром геологоразведка», Тюмень, Россия; u.zagorovskiy@ggr.gazprom.ru, yurizagorovsky@yandex.ru



Рис. 1. Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн: уточненная карта дисперсий фактического положения кровли сеноманских отложений от расчетного (1 – месторождения преимущественно нефтяные (черные) и преимущественно газовые (белые), 2 – граница Западно-Сибирского осадочного бассейна, 3 – элементы гидрографии)

ственно газоносную, и южную (Широтное Приобье) нефтеносную. В качестве одного из ведущих факторов газонакопления в ЗС М.Я. Рудкевич, В.Д. Наливкин, Г.П. Сверчков, К.А. Черников, Г.П. Евсеев, И.Л. Кузин, Н.М. Кругликов, А.Л. Наумов и др. [1, 2] выделяли неотектоническую (постолигоценовую, олигоцен-четвертичную) активизацию, которая сформировала и увеличила объем структурных ловушек и способствовала образованию залежей углеводородных газов (путём вертикальной миграции), преобразованию нефтяных залежей в нефтегазоконденсатные. Оценка интенсивности формирования структурных поднятий в постсеноманское время, проведенная (уточненная карта дисперсий фактического положения кровли отложений сеномана от расчетного [3]) показывает, что районы постсеноманского воздымания (отрицательные значения дисперсии) полностью соответствуют газоносным районам ЗС (рис. 1). Это вся Ямало-Гыданская синеклиза, большая часть Надым-Тазовской синеклизы, цепочка газоносных поднятий тянется на юг в сторону Томской области, здесь тоже много газовых месторождений. В приуральской части бассейна Берёзовский газоносный район отличается по возрасту поднятий от Шаимского нефтеносного.

Данные бурения и сейсморазведки по месторождениям Восточной Сибири показывают [4], что Ковыктинская зона газонакопления связана с серией складок по солевому и подсолевому комплексам, по простиранию совпадающих с байкальской рифтовой зоной (рис. 2). Разломы Чаяндинского, Верхневилючанского, Тас-Юряхского месторождений совпадают с простиранием Патомского нагорья. Число нефтяных оторочек и залежей растет по мере удаления от предбайкальской и предпатомской частей Сибирской платформы на запад. Все эти факты подчеркивают связь газоносности Сибирской платформы с современными тектоническими движениями.

Таким образом, установлено, что разница в подвижности газообразных и жидких углеводородов находит отражение в наличии связи газоносности с активностью новейших тектонических процессов.

Литература

1. *Рудкевич М.Я.* Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1969. Вып. 14. 278 с.

2. Закономерности в размещении преимущественно нефтеносных и газоносных районов на севере Западно-Сибирской провинции / Под ред. М.Я. Рудкевича // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1973. Вып. 70. С. 117–131.



Рис. 2. Ковыктинское месторождение (обведено черной линией): рельеф дневной поверхности, изменчивость мощности соленосной толщи, сейсмический временной разрез через Хандинский соляной вал

3. Наумов А.Л., Онищук Т.М., Дядюк Н.П., Иващенко А.Е., Киргинцева Г.А., Романенков В.А. Региональные тектонические перестройки и газоносность Западной Сибири // Геотектоника. 1983. №5. С. 67–73.

4. Загоровский Ю.А. Соляная тектоника Ковыктинского газоконденсатного месторождения по данным сейсморазведки и бурения // Актуальные проблемы геологии нефти и газа Сибири. Материалы 2-й Всеросс. науч. конф. Молодых ученых и студентов, посв. 85-летию акад. А.Э. Конторовича. Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН; Новосиб. гос. ун-т. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2019. С. 47–49.

<u>В.А. Зайцев¹</u>, Л.В. Панина, Е.А. Мануилова

Неотектоника Северо-Западного и Центрального Кавказа

Неотектоническое строение Северо-Западного и Центрального Кавказа изучалось многими исследователями. Среди них работы В.Е. Хаина, В.М. Муратова (1962), Е.Е. Милановского (1968), Л.П. Полканова (1971), Н.И. Николаева (1979), А.И. Летавина и В.М. Перервы (1987), С.А. Несмеянова (1992, 1999), Н.В. Короновского (1964, 1968, 1973) и др.

В основе проведенных нами исследований лежит структурногеоморфологический анализ рельефа, с помощью которого были выявлены новейшие дислокации Северо-Западного и Центрального Кавказа (до меридиана г. Эльбрус) с прилегающими территориями предгорных впадин и Черноморского бассейна. В процессе работы применялись современные методы изучения в комплексе с геолого-геофизическими данными, полученными в последнее время.

Альпийское горно-складчатое сооружение Большого Кавказа, активный рост новейших структур которого начался в позднем сармате и продолжается в настоящее время, представляет собой асимметричное сводово-глыбовое поднятие с пологим северным и крутым южным склонами. Оно подразделяется на ряд поперечных сегментов – ступеней, границами которых служат зоны разломов, как правило, выраженных в рельефе. Северо-Западный Кавказ является слабоприподнятой ступенью с амплитудами новейших движений до 2–2.5 км в своде, которые уменьшаются на северо-западной периферии до 250–100 м, а в

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; v.zaitsev@mail.ru, panina53@mail.ru, manuilovaekaterina139@gmail.com

Центральном, более широком и сложно построенном сегменте амплитуды достигают 3.5–4 км. Для новейшей структуры Кавказа характерна продольная и поперечная тектоническая зональность, что отражается в рельефе в виде блоков разной амплитуды. Границами этих блоков служат субширотные, субмеридиональные и диагональные разрывы (сбросы, взбросы, сдвиги), которые выражены в рельефе уступами и часто контролируются фрагментами речных долин.

Главным субширотным (продольным) элементом Большого Кавказа является центральное сводовое поднятие, которое с севера и юга обрамляются системами блоков, формирующих его склоны. Значения изобаз в пограничных областях склонов и их обрамления колеблются от 1-0.5 км в центральном сегменте Кавказа (Ставропольское поднятие), достигая нулевых значений на границе орогена с Черноморской и Западно-Кубанской впадинами в северо-западном сегменте. Границами горного сооружения с предгорными впадинами служат разрывы, как правило, взбросо-надвиги, например, Ахтырский, по которому структуры Северо-Западного сегмента орогена надвинуты на Западно-Кубанскую впадину. В Черном море, в погруженной части Туапсинского прогиба южный склон орогена Северо-Западного Кавказа выражен системой линейных субширотных складок, осложненных протяженными взбросами и надвигами с северным падением сместителей. Кроме блоков на северо-западе (район Новороссийска) и на северной периферии Центрального сегмента Кавказа (район Минераводского выступа и Невинномысска) в рельефе выделены локальные молодые растущие поднятия, к которым приурочены максимумы эпицентров землетрясений, что указывает на разрастание Кавказского орогена.

Поперечная зональность выражена ступенчатым понижением абсолютных отметок блоков рельефа в направлении от Центрального сегмента Кавказа к Северо-Западному. Субмеридиональные дислокации простираются в север-северо-восточном и север-северо-западном направлении и представляют собой сбросы, часто осложненные сдвиговой компонентой. Это, как правило, структуры растяжения, возникшие при росте поднятий в субмеридиональном поле сжатия. Они фрагментарно разрабатываются долинами рек Белая, Малая и Большая Лаба, Большой Зеленчук, Теберда, Подкумок и др., смещают хребты, служат границами разновысотных блоков, вдоль них изменяется простирание структур, они часто маркируются эпицентрами землетрясений. Начинаясь в сводовой части орогена, эти разрывы прослеживаются в область Западно- и Восточно-Кубанской впадин и Ставропольского поднятия. Среди них Пшехско-Адлерская зона разломов, которая является границей между Северо-Западным и Центральным сегментами Кавказа. Отдельные разрывы этой зоны достаточно хорошо дешифрируются в рельефе. В пределах Северо-Западного Кавказа ранее выделены (с запада на восток) Усть-Кубанская, Новороссийская, Дивноморская, Краснодарская, Новомихайловская, Туапсинская зоны [1]. Усть-Кубанская поперечная зона разрывов, проходящая через Анапу на юге и Темрюк на севере, является границей поднятия Северо-Западного Кавказа с более опущенной Керченско-Таманской областью, отделяющей его от Горного Крыма. Вдоль этой зоны происходит резкое изменение простирания структур и абсолютных отметок рельефа.

Авторами данной статьи были проведены исследования, направленные на выявление взаимосвязей новейших дислокаций с характером трещиноватости разновозрастных горных пород и сейсмичностью. Замеры трещиноватости выполнены на территории Центрального и Северо-Западного Кавказа (от района Минеральных Вод до окрестностей пос. Джубга). Полевой фактический материал (трещины и борозды скольжения) обрабатывался на компьютере с использованием программы Stereonet, что позволило представить розы-диаграммы трещиноватости и определить ориентировку полей напряжений по бороздам скольжения. Кроме того, был выполнен компьютерный анализ эрозионной сети с применением программы LESSA, в результате которого построены такие важные характеристики рельефа, как линии вытянутости, розы-диаграммы речной сети, перпендикулярные к линиям вытянутости направления. С этими характеристиками сопоставлялись розыдиаграм-мы трещиноватости пород. Выявленные закономерности коррелировались с распределением землетрясений и новейшими дислокациями, установленными структурно-геоморфологическим и морфометрическим методами. Работа проводилась с использованием ГИС технологий, позволяющих сопоставлять разного рода материалы, и получать наиболее достоверную информацию о новейших дислокациях, проводить их корреляцию с геологическими, сейсмическими данными, современными горизонтальными и вертикальными движениями и другими геодинамическими характеристиками.

На основании полученных данных было установлено, что трещиноватость горных пород независимо от их возраста определяет характер ориентировки современной эрозионной сети [2]. Этот факт позволяет использовать анализ простирания речной сети для выявления тектонической раздробленности. Помимо этого, линии вытянутости эрозионной сети коррелируют с полем новейших тектонических напряжений. Выявленные закономерности позволили оценить характер раздробленности и напряженное состояние изучаемой территории и провести их сопоставление с сейсмичностью. Отметим, что розы-диаграммы и линии вытянутости совпадают с ориентировкой современного поля напряжения, а степень вытянутости – с его величиной. Установлено, что максимальное количество эпицентров землетрясений тяготеет к зонам высокой степени вытянутости рельефа. График корреляции между этими параметрами свидетельствует о прямой зависимости между ними с коэффициентом корреляции k = 0.37. Некоторые участки с повышенными значениями степени вытянутости роз-диаграмм эрозионной сети соответствуют неотектоническим локальным поднятиям, выделенным в результате структурно-геоморфологического анализа рельефа. Все это указывает на возможность применения морфометрических методов исследования при решении геодинамических задач для территории Северо-Западного Кавказа.

Горное сооружение Большого Кавказа испытывает на новейшем этапе активный рост и разрастание в сторону обрамляющих его предгорных впадин и акваторий. Так, Западно-Кубанская впадина к современному этапу существенно сократилась в размерах и мигрировала на север, а втянутая в поднятие Восточно-Кубанская впадина практически не выражена в современном рельефе и сливается с западным склоном Ставропольского плато. Выявленное новейшее строение Кавказского орогена обусловлено коллизионными процессами, происходящими в восточном секторе Альпийского пояса. Пододвигание Закавказской (Малокавказской) области под ороген Большого Кавказа привело к образованию системы надвигов его южного склона с северным падением сместителей. Подобные надвиги фиксируются в области центральной части орогена Северо-Западного и Центрального Кавказа. На фоне продольной зональности отчетливо проявляется и поперечная, выраженная в очертаниях рельефа, конфигурациях структурных форм, обусловленных особенностями геологического строения. В частности, резко отличается по геологическому строению Северо-Западный и Центральный сегменты Кавказа. В новейший этап развития были явно подновлены более древние продольные и поперечные разломы, сдвиговые зоны. Вдоль этих разломов часто выстраиваются эпицентры землетрясений, что указывает на их активизацию на современном этапе развития.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проектов КОМФИ 18-00-00344 и 18-00-00247).

Литература

1. Костенко Н.П., Панина Л.В. Позднеорогенная структура Предкавказья // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2001. № 1. С. 11–20.

2. Зайцев В.А., Панина Л.В., Мануилова Е.А. Влияние ориентировки трещиноватости горных пород на характер новейших дислокаций Северо-Западного Кавказа // Материалы Всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110 годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909–1984):<u>http://www.geodisaster.ru/</u> <u>uploads/images/</u> konferencea/Gorchkov.pdf. М.: Изд-во "Перо", 2019. С. 85–89.

<u>В.Г. Захаров¹</u>

Гляциотектоника крупных шельфовых ледников Антарктиды в XX столетии

Для колебаний шельфовых и выводных ледников Антарктиды характерны: смена периодов наступаний и отступаний края ледников при обломах айсбергов определяется сменой меридиональной и зональной форм атмосферной циркуляции; при нагонах и повышениях уровня моря плавающие части ледников отрываются от подводных опор и смещаются к северу; циркумполярные сёрджи Антарктиды завершаются (практически одновременно) транспортом материковых льдов и морен в морские части покрова с периодичностью лунно-солнечных приливов 18.6 лет; при сгонах и понижениях уровня моря плавающие части ледников вновь садятся на поднятия дна и замедляют своё продвижение к северу; при крайних северных положениях фронтов ледников происходит облом айсбергов и, соответственно, отступание морских границ ледников к югу [1, 2].

Шельфовый ледник Фильхнера. По данным [3], площадь соединяющейся системы шельфовых ледников Фильхнера-Ронне составляет 529800 км². При этом на долю шельфового ледника Фильхнера приходится примерно одна треть этой площади (рис. 1А, б, 2 А) [1].

Обобщение карт и дешифрирование космических снимков шельфового ледника Фильхнера показали, что с 1912 по 1986 г. для него были характерны значительные колебания края, и объемов льда, а также изменения морфологии и уровня поверхности, отражающие гляциотектонику подводной части (рис. 1 А). За 39-летний период наступания (1947–1986 гг.) на леднике произошли три периода ускорения движения (сёрджи): в 1947–1956 (рис. 1 А, б, в), 1969–1976 (рис. 1 А, г, д), и 1976– 1986 гг. (рис. 1 А, д, е) [1].

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; zakharov_vg@mail.ru







фотоснимкам 1986 г (е, ж).

I – материковый ледниковый покров; 2 – положение барьера ледника; 3 – предполагаемая линия отрыва айсбергов шельфового ледника; 4 – нунатаки,

фотоснимкам 1979 г. (д.). I – материковый ледниковые купола и возвышения; 2 – положение барьера ледника; 3 – граница поднятия

Б. Реконструкция динамики и морфологии поверхности шельфового ледника Эймери по картам 1937, 1957, 1964, 1968 гг. (а, б, в, г) и космическим

горы; 5- выводные ледники; 6- расселины; 7- сомкнутые трещины и расселины; 8- зона сжатия льда; 9- зона растяжения льда; 10- айсберти.

дна фьорда ледника; 4 – граница области повышения поверхности ледника над поднятием дна фьорда; 5 – зоны растяжения льда; 6 – зоны сжатия льда В. Расположение исследуемых шельфовых ледников Антарктиды на космическом снимке. I – шельфовый ледник Фильхнера, Западная Антарктида,

море Уэдделла; 2 – шельфовый ледник Эймери, Восгочная Антарктида, залив Прюдс

В процессе подвижек происходило увеличение площади с растяжением ледниковой плиты и перераспределением льда из тыловых частей к периферии. При первой подвижке формировались крупные поперечные разломы и понижалась поверхность в тылу ледника; при второй – образовывались обширные зоны трещиноватости. После подвижек при компенсационном подтоке льда в шельфовый ледник происходила смена зоны растяжения на зону сжатия (рис. 1 А, в, г). Это вызывало смыкание всех крупных трещин и поперечных разломов кроме Гранд-Касмс (рис. 1 А, д, е) [1].

Третья подвижка ледника Фильхнера происходила в большей степени за счет ускорения вращения ледниковых блоков в его краевой части (рис. 1 А, д, е). В связи с этим увеличивались длина и ширина всех внешних разломов ледника, а также разломов Гранд-Касмс. По ним в июне– июле 1986 г. произошел облом трех крупных айсбергов А-22, 23, 24, общей площадью 13.2 тыс. км², объёмом в 5940 км³ (рис. 1 А, е, ж) [1].

Отличительные особенности данных подвижек: первая охватывала практически весь ледник, вторая затрагивала в основном его западную часть, а третья наиболее активно проявилась в области от барьера шельфового ледника до разломов Гранд-Касмс. Было установлено: период между двумя выдвижениями края шельфового ледника Фильхнера близок к 50 годам (рис. 1 A, a, e) [1].

Шельфовый ледник Эймери. Площадь шельфового ледника Эймери по данным [3] составляет 39300 км. Питается ледник Эймери несколькими выводными ледниками, в том числе ледником Ламберта – самым протяженным выводным ледником Антарктиды.

Сведения о положении фронта и динамике шельфового ледника Эймери и дешифрирование космических снимков 1978–1986 гг. позволили оценить колебания фронта ледника со второй половины 30-х до середины 80-х годов [1]. С 1937 по 1986 г. для ледника Эймери были характерны: максимальное продвижение до 1964 г., отступание, а затем вновь наступание. При этом фронт ледника продвигался неравномерно. Быстрые подвижки (сёрджи) отчетливо проявились дважды в 1937–1957 (рис. 1 Б, а, б) и 1968–1979 гг. (рис. 1 Б, г, д)

Первая подвижка проходила активно и завершилась образованием в 1964 г. гигантского айсберга (площадь 12 тыс. км², объём 5400 км³) (рис. 1 Б, в). Вторая была выражена слабее. При подвижках в леднике Эймери происходило перераспределение льда из тыловых частей к периферии с понижением уровня поверхности в новых зонах растяжения (рис. 1 Б, б, д).



← Рис. 2. Приращение толщины и площади шельфового ледника Фильхнера при сёрдже1957/1958–1969/1970 гг. по данным повторных сейсмических стёмог

съёмок.

А. Толщина шельфового ледника Фильхнера в 1957/1958 гг. (1) и в 1969/1970 гг. (2). *1* – материковый ледниковый покров и купола; *2* – положение барьера ледника; *3* – неопределенные границы шельфового ледника; – границы выводных ледников и ледяных потоков; *5* – изолинии равной толщины льда в м; *6* – продольные и поперечные профили.

Б. Повторные вертикальные разрезы шельфового ледника Фильхнера по продольным профилям: а – СОD в 1957/1958 г.г. (1) и С'О'D' в 1969/1970 гг. (2); б – СОF в 1957/1958 гг. (1) и С'О'F' в 1969/1970 гг. (2).

В. Повторные вертикальные разрезы шельфового ледника Фильхнера по поперечным профилям: в – АА в 1957/1958 гг. (1) и А'А' в 1969/1970 гг. (2); г – ВВ в 1957/1958 гг. (1) и В'В' в 1969/1970 гг. (2). Коренные породы (3)

На завершающих этапах сёрджей ледника Эймери происходили замедления продвижения его фронта в 1957–1964 (рис. 1 Б, в) и 1964– 1968 гг. В эти периоды растяжение ледниковой плиты менялось на сжатие, а уровень поверхности ледника повышался (рис. 1 Б, а, г).

По космическим фотоснимкам шельфового ледника 1970-х годов у самого барьера в бухте Дуглас были выделены два небольших ледниковых возвышения, находящихся в районе указанного выше подводного поднятия (рис. 1 Б, г, д). Сравнение очертаний края ледника Эймери на карте 1937 г. и космическом фотоснимке 1979 г. показало, что бухта Дуглас и указанные небольшие возвышения просуществовали почти 50 лет и обозначают выступающие гребни подводной гряды фьорда шельфового ледника [1].

Гляциотектоника шельфового ледника Фильхнера. На рис. 2 А представлены две карты толщин шельфового ледника Фильхнера, полученные по данным сейсмозондирования в период МГГ [4] и радиозондирования в 1969–1970 гг. [5]. Указанные повторные съёмки позволили оценить масштабы изменений размеров и объемов льда шельфового ледника после его 9-летней подвижки (рис. 2 A, a) и в период замедления компенсационного подтока льда выводных ледников в шельфовый (рис. 2 A, б) [1].

Из рис. 2 А, а, видно: при первой съёмке толщина средней области ледника составляла 500–600 м. Наибольшие толщины наблюдались в тыловой части ледника Фильхнера в виде мощного потока льда (от 700 до 1200 м) со стороны шельфового ледника Ронне. Иная картина видна на второй карте (рис. 2 А, б) по съемкам 1969–1970 гг. Здесь толщины ледника существенно выше: от 500 м у барьера ледника до 100–1200 м в тыловой части (рис. 2 А, б).

Подсчеты показали: объем льда, поступавшего в шельфовый ледник Фильхнера за 10–12 лет, составил 26.7 тыс. км³. Реальные ошибки методов сейсмозондирования 1957–1958 гг. и радиозондирования 1969– 1970 гг. говорят о том, что подобная оценка прироста льда в леднике возможна, а ошибка к 26.7 тыс. км³ составила всего 7.8 % или ± 2.08 тыс. км³ [1].

Карты рис. 2 А были использованы для построения продольных и поперечных вертикальных разрезов шельфового ледника (рис. 2 Б, В). Разрезы отражают процесс наращивания объема льда в леднике за 10–12 лет. На поперечных разрезах АА и ВВ (рис. 2 Б, а, б) видно: после подвижки ледника 1947–1956 гг. уровень льда понизился, а нижняя поверхность шельфового ледника при этом оказалась выше коренных берегов фьорда. К 1969–1970 гг. в результате притока льда уровень поверхности ледника Фильхнера повысился и более мощный ледник стал соприкасаться с коренными берегами фьорда [1].

Анализ полученных данных по увеличению объема ледника с 1957/1958 по 1969/1970 гг., показал: обломившаяся в 1986 г. часть шельфового ледника Фильхнера в 26.7 тыс. км³ составила 22.2% прироста льда за 10–12 лет. При таянии на нижней поверхности шельфового ледника по 4 м/год, расход льда для зоны его краевой части шириной в 50 км составит около 53 км³. Тогда за 12 лет донное таяние будет оцениваться в 636 км³, или 2.4 % величины прироста льда за эти годы. Таким образом, несмотря на столь высокий расход льда за счёт айсбергов баланс ледника шельфового ледника Фиьхнера в течение 12 лет оставался положительным [1].

Литература

1. Захаров В.Г. Колебания ледников Антарктиды. М.: Аккоринформиздат, 1994. 128 с.

2. Захаров В.Г., Сидоренков Н.С. Влияние лунно-солнечных приливов на айсберговый сток Антарктиды // Метеорология и гидрология. 2013. № 2. С. 49–55.

3. *Суетова И.А.* Основные морфометрические характеристики Антарктиды // Гляциология. IX раздел программы МГГ. М.: Наука, 1968. 71 с.

4. Нейбург Х.А., Тиль Е., Уолкер П.Т., Берендт Дж. К., Аугенбауг Н.Б. Шельфовый ледник Фильхнера // Вопросы динамики и современной эволюции ледников. М.: Прогресс, 1964. С. 264–273.

5. *Filchner* Ronne Ice Shelf Programme. Report № 1 (1984). Brewmerhaven, 1985. P. 38

База данных активных разломов Евразии: структура и тектоническое применение

Активными называются разломы, по которым выявлены признаки тектонических движений в позднем плейстоцене - голоцене, что дает основание ожидать продолжения активности в ближайшем будущем. Впервые информация об активных разломах Евразии была сведена в базу данных в 1996 г. в рамках проекта II-2 «Мировая карта активных разломов» Международной программы «Литосфера». Этим проектом руководили М. Мачете (Западное полушарие) и В.Г. Трифонов (Восточное полушарие), а рабочую базу данных для Евразии создавали сотрудники Лаборатории неотектоники и современной геодинамики ГИН РАН по материалам участников проекта. Поскольку эта база данных включала в себя материалы несопоставимой детальности, а возможности реализации были ограничены техническим оснащением того времени, по мере опубликования работ об активных разломах стала очевидной необходимость создания новой базы данных. В 2019 г. авторы закончили разработку структуры и первичное наполнение базы данных активных разломов Евразии (БД), которая объединяет и обобщает данные многих исследований в едином формате и содержит более 30000 объектов – структурно обособленных сегментов-разломов.

В 2019 г. получено Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2019621553 «База данных активных разломов Евразии». БД представлена в открытом доступе на сайте Геологического института РАН, где она снабжена Объяснительной запиской и списком ссылок на источники информации. В отдельных публикациях представлены данные относительно структуры и содержания БД [1] и ее применимости для решения задач неотектоники и современной геодинамики [2].

Элементами БД являются активные разломы. Каждый элемент имеет географическое представление – линию разлома, достаточно детальную для визуализации в масштабе 1 : 1 000 000, и характеризующие его атрибуты двух типов. Обосновывающие атрибуты – первичные данные, полученные из публикации об объекте: "NAME" – название объекта; "PARM" – записанные в определенном формате данные о методах ис-

¹ ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия; dmbv@mail.ru, trifonov@ginras.ru, egorzelenin@mail.ru

² ФГБУН Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; anivko@yandex.ru

следования, морфологии, кинематике и величинах смещений по разлому за различные отрезки времени, скоростях движений, установленные по данным об амплитудах смещений за определенное время, возрасте последних проявлений активности, сейсмических и палеосейсмических проявлениях, связанных с объектом; "ТЕХТ" – дополнительные сведения об объекте, записанные в свободной форме; "AUTH" – источники информации об объекте. Оценочные атрибуты предложены составителями БД для упрощения автоматизированной обработки БД: SNS1 главная компонента движений по разлому согласно структурногеологической классификации: SNS2 - второстепенная компонента движений по разлому, если она существует; SIDE - положение относительно поднятого крыла; RATE – ранг скорости молодых движений по разлому (три ранга: V < 1 мм/год; 1 < V < 5 мм/год; V > 5 мм/год); CONF - четыре категории достоверности оценки объекта как активного. Унифицированные оценочные атрибуты позволяют сравнивать объекты друг с другом и с любыми другими пространственными данными. Формат БД допускает ее пополнение, усовершенствование и ревизию.

Помимо анализа отдельных разломов и их сопоставления с дистанционными данными, крайне перспективным направлением неотектонических и геодинамических исследований авторам представляется автоматизированная обработка массива данных БД без привлечения дополнительной информации. Примеры такой обработки, доступные для любого пользователя БД, приведены ниже.

Суммирование сбросовых и взбросовых компонент всех разломов в пределах скользящего окна позволяет рассчитать величины горизонтального удлинения-укорочения. Для центральной части Альпийско-Гималайского пояса при использовании прямоугольного скользящего окна без перекрытия со стороной 100 км величины горизонтального удлинения и укорочения достигают 10⁻³ % в год. Расчеты направлений и величины деформации помогают оценить особенности тектонического течения верхней части земной коры в четвертичное время. Аналогичный расчет может быть выполнен для сдвиговой компоненты.

Эффективный способ оценки кинематического типа деформирования произвольной территорий – анализ роз-диаграмм ориентировки активных разломов разной кинематики. Длина лепестка может быть получена как сумма весов, пропорциональных длине разломов, скорости перемещений по ним и достоверности их активности, для всех объектов в пределах некоторой территории.

Перспективным оказалось сравнение роз-диаграмм для достоверных (категории A и B) и менее достоверных (категории C и D) активных разломов для одних и тех же тектонических провинций. Как правило менее достоверные разломы были отражены в источниках поскольку имеют хорошо выраженные признаки плиоцен-четвертичных движений, однако их позднечетвертичная активность обоснована недостаточно. Соответственно, такое сопоставление позволяет сравнить напряженно-деформированное состояние современности с предшествовавшими эпохами плиоцена-квартера. В одних провинциях оно изменялось слабо, в других претерпело существенные изменения, и можно оценить геодинамический смысл таких изменений.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект № 17-17-01073.

Литература

1. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0314

2. Бачманов Д.М., Зеленин Е.А., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Использование базы данных активных разломов Евразии при решении тектонических задач // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 1–22.

<u>Т.М. Злобина¹</u>, В.А. Петров, А.Б. Лексин

Влияние избыточного давления флюидов на образование структурных парагенезов гидротермальных месторождений в мезотермальном диапазоне глубин

Сейсмогенная концепция о формировании мезотермальных месторождений золота из гидротермалитов рассматривает пульсационную миграцию флюидов в разломах в диапазоне глубин 10–20 км в градиентном поле *P*–*T*-параметров [4, 5]. Зона смены хрупких деформаций пластическими оценивается [4] как аномально малопроницаемая, разграничивающая области смены гидростатического флюидного режима на сверхгидростатический или близкий к литостатическому. В результате землетрясения уровень хрупкости–пластичности пород снижается, сейсмогенное разрушение сопровождается сбросом давления флюидов,

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; tatiana1946@yandex.ru, vlad243@igem.ru, lexin@igem.ru

релаксацией напряжений и залечиванием трещин минералами в период спокойствия. Многократные события землетрясений с гипоцентрами на разных глубинах и периодическое залечивание трещин обусловливают образование в зоне разлома нескольких слоев малопроницаемых пород, что приводит к аномальным повышениям гидростатического давления (fluid overpressure) с глубиной, вплоть до его выравнивания с литостатическим на более высоких уровнях [4]. По схеме [4] в условиях значительного превышения литостатического давления (P₁) над гидростатическим давлением флюидов (P_H) хрупкое разрушение в зоне разлома обусловлено девиаторным сейсмическим напряжением сжатия. По мере релаксации напряжения и увеличения (Р_Н) возникает парагенез трещин гибридного типа (разрушение под влиянием напряжений и давления флюида). В случае выравнивания значений Р_Н и Р_L преобладает хрупкое трещинное разрушение под действием импульса давления от потока флюидов. При малых напряжениях (σ_1 - σ_3 <4T, где T – предел прочности на разрыв) и P_H значительно превышающем P_L, возникает парагенез трещин под действием аномально избыточного давления флюидов в условиях растяжения.

Влияние избыточного давления флюидов на формирование структурных парагенезов рассматривается на примере Уряхского золоторудного поля (УРП), локализованного в зоне глубинных разломов, простирающихся вдоль байкалид БМП, у границы с Сибирским кратоном. Зона разломов характеризуется [1] интенсивной сейсмичностью, частой повторяемостью землетрясений с магнитудами (M > 5) и погружением подошвы сейсмогенной зоны до глубины 30 км. Генеральный Сюльбанский разлом УРП однозначно оценён как флюидопроводящая структура. По динамопарам минерализованных тангенциальных сколов восстановлено напряженно-деформированное состояние (НДС) среды для периода миграции флюидов, выявлены блоки и сдвиговая кинематика вдоль разломов. Выделено две фазы НДС: ранняя проявилась во всех блоках и характеризуется неустойчивым одноосным полем напряжений переменного сжатия-растяжения; в позднюю проявился устойчивый режим одноосного напряжения растяжения в двух несмежных блоках. Вариации Р-Т-параметров флюидов, полученные [2] при изучении флюидных включений (ФВ) в кварце, захваченных в процессе минералообразования, согласуются с вариациями НДС, что объясняется периодическим сбросом давления при разрушении. Установлено четыре варианта НДС среды, которым соответствует модель образования структурных парагенезов под влиянием флюидов [2], отражающая различные состояния единой флюидо-сейсмотектонической системы в раннюю и позднюю фазы ее непрерывного развития. Однако, влияние избыточного давления флюидов на формирование структурных парагенезов на глубинах, соответствующих условиям минерализации, не рассматривалось для УРП.

Давление флюида УРП, полученное [2] по ФВ, распределенным в объеме минерала-хозяина, изменяется от 3000 до 1120 бар при изменении температуры от 361 до 289°С. В предположении о регрессивном тренде изменения термобарических условий за период формирования минерализации, можно оценить минимальную начальную глубину минералообразования по значению P_{max} флюидов, используя градиент (~260 бар/км) литостатического давления (P_L), а максимальную глубину завершения процесса – по значению P_{min} , используя градиент (~100 бар/км) гидростатического давления (P_H) [3]. Глубина Z_L (таблица), рассчитанная для P_{max} флюидов с учетом литостатического градиента, составляет 11.54 км, а глубина Z_H , соответствующая P_{min} флюидов, отне-

Таблица. Оценки глубины формирования минерализации Уряхского поля по данным о *P*–*T*-параметрах минералообразующих флюидов

T _{max} (°C)	T _{min} (°C)	Т _{min} с поправ- кой на Р _{min} (°C)	Р _{тах} (бар)	Р _{min} (бар)	P _{max} / P _{min}	Z _L (глуби- на км)	Z _н (глуби- на, км)	Z _T (глуби- на, км)	Z _L -Z _н (км)	Z _L -Z _T (км)
361	191	256	3000	1120	2.68	11.54	11.20	8.53	0.34	3.01

сенному к гидростатическому градиенту, составляет 11.20 км. При выполнении $P_{max} / P_{min} = P_L / P_H = 2.6$ расчетные значения глубины Z_L и Z_H должны совпадать, если минерализация формируется на одном уровне глубины [3]. По значению P_{max} /P_{min} = 2.68 (см. табл.), незначительно превышающему $P_{\rm I}/P_{\rm H} = 2.6$, предполагается, что минералообразование УРП происходило в интервале Z_L-Z_H = 0.34 км в условиях восходящего перемещения уровня минералоотложения, или на одной глубине при небольшом избыточном давлении флюида (0.34×260 бар/км = 88 бар), которое нельзя признать аномальным. Однако, реальный интервал локализации рудных тел (>0.8 км) значительно превышает расчетный. Температура геотермального поля принята по значению T_{min} = 191°C гомогенизации ФВ, распределенных в микротрещинах кварца. Глубина минералоотложения, рассчитанная по геотермическому градиенту (30 °С/км) для Т_{min}, учитывающей поправку на Р_{min} флюидов, составляет Z_T = 8.53 км. В этом случае интервал глубины минералоотложения (Z_L-Z_T) увеличивается до 3 км (см. табл.). Минерализация с захватом ФВ в интервале глубин 8.53-11.54 км должна происходить, в соответствии с физическими ограничениями литостатического градиента, в условиях изменения P_L от 2.2 до 3 кбар, (перепад 0.8 кбар), однако, полученный по ФВ перепад давления (P_{max}-P_{min}) (см. табл.) составлял 1.88 кбар.

Кратковременное избыточное давление флюидов в 1 кбар можно отнести к аномальному без учета диссипации сейсмической энергии.

Для определения условий образования модельных структурных парагенезов (при релаксации напряжений сдвига, или гибрилных, или исключительно под влиянием флюидов) произведена их классификация в пределах выборок, характеризующих варианты НДС среды, установленные тектонофизическими методами [2]. Связь образования трещин с подвижкой разлому определялась по по оценкам отношения Det(M₁₁)/Det(M_{xy}) тензоров-девиаторов, характеризующих изометрическое положение на сфере плоскостей разломов и систем трещин в базисной системе координат. В случае близких оценок тектонических элементов разного ранга и разной ориентировки, структурный парагенез считался образованным одним локальным НДС среды в результате релаксации напряжений на сдвиге. Результаты классификации вместе с данными по избыточному давлению флюидов показали, что хрупкие деформации ранней фазы образованы как в результате затухающего сдвига, так и под воздействием избыточного давления флюидов. Хрупкие деформации поздней фазы не зависят от подвижки по разлому и могли быть инициированы аномально избыточным давлением флюидов. Образование структурных парагенезов в позднюю фазу происходило под давлением флюидов в условиях растяжения при вертикальной (первый вариант) или косо (второй вариант) ориентированных осях симметрии систем деформаций. Образование гибридных структурных парагенезов в раннюю фазу осуществлялось в условиях транстенсии при пологой ориентировке оси симметрии деформаций в субширотном направлении (третий вариант) и в условиях транспрессии при пологой ориентировке оси симметрии деформаций с субмеридиональном направлении (четвертый вариант). Такие структурные парагенезы отличаются от стандартного структурного парагенеза сдвига генотипом образования и набором линейных, нелинейных форм (конические сколы и отрывы, радиальные сколы, а также крутящиеся вокруг оси симметрии системы деформаций линейные тангенциальные сколы). Под избыточным давлением флюидов в сейсмическом режиме формируются также вдоль ослабленных реологических направлений в сланцах дилатансионные ленточные микроструктуры залечивания (рисунок). Жилы сигмоидной морфологии, имеющие тектонические контакты, образованы позднюю фазу сейсмической активности в зонах разломов на нижних интервалах минералообразования, жилы линейной морфологии – преимущественно в раннюю фазу на средних и верхних интервалах диапазона.

Аномально избыточное давление активного потока флюидов оказывает дестабилизирующее влияние на сейсмическое поле напряжений, что приводит к искажению НДС среды, нарушению симметрии системы


Рис. Малые элементы структурного парагенеза, вмещающие Q-Au прожилки: а) жилки в конических отрывах в сланцах (штуф); б) комбинация конического отрыва и радиальных сколов, наложенных на мелкую приразломную складчатость в сланцах (аншлиф керна скважин); в) дилатансионная ленточная структура залечивания в замке колчановидной складки в сланцах, образованной при сдвиге (керн скважины); г) комбинация вергентных конических отрывов и нитевидных радиальных сколов, наложенных на дилатансионные ленточные структуры залечивания в сланцах (штуф)

деформаций и образованию структурного парагенеза, кардинально отличающегося от обусловленного сдвигом вдоль главного разлома. В случае формирования структурного парагенеза исключительно под воздействием избыточного давления флюидов новая ось симметрии системы деформаций совпадает с направлением напорного флюидного потока в проводящем тектоническом разломе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН 8П-6.

Литература

1. Вертлиб М.Б. Гипоцентрия и механизм землетрясений в связи с геодинамикой северо-востока Байкальской зоны // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 8. С. 1376–1385.

2. Злобина Т.М., Петров В.А., Прокофьев В.Ю. и др. Уряхское золоторудное поле (СВ Забайкалье): формирование структурных парагенезов в сейсмическом режиме центроидного типа // ДАН. 2016. Т. 470. № 4. С. 462–467.

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. 3–4.

4. *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. V. 111. N 3. P. 559–587.

5. Sibson R.H. Controls on maximum fluid overpressure deting conditions for mesozonal mineralisation // Journal of Structural geology. 2004. V. 26. N_{\odot} 6–7. P. 1127–1136.

<u>Д.С. Зыков¹</u>, А.В. Полещук, С.Ю. Колодяжный

Морфоструктурные проявления взаимодействия геодинамических систем в районе Кандалакшского залива (Балтийский щит)

Работа посвящена проблеме образования морфоструктуры при совместном (в течение неотектонического этапа) взаимодействии на одной территории (на примере севера Восточно-Европейской платформы) нескольких геодинамических систем. Наибольшее внимание этому направлению исследований было уделено в исследованиях В.И. Макарова, Ю.К. Щукина, Н.В. Макаровой, В.М. Макеева и их соавторов и, в частности, изложено в [1]. Было показано, что многие платформенные морфоструктуры были образованы в условиях наложения (суперпозиции) тектонических воздействий разных геодинамических систем, и описан характер этих систем.

¹ ФГБУН Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; zykov58@yandex.ru, anton302@mail.ru, kolod63@mail.ru



Рисунок. Суперпозиция геодинамических систем северной окраины Карельского массива и Кандалакшского грабена:

А – геолого-тектоническая схема; Б – область опусканий в зоне влияния Кандалакшского грабена. Схематические разрезы: В – надвигание окраины Карельского массива; Г – подсекание надвинутого края массива областью влияния Кандалакшского грабена; 1 – породы Беломорского пояса; 2 – породы Карельского массива; 3 – породы Карельского массива на разрезе; 4 – осевая часть Кандалакшского грабена; 5 – Северо-Карельская зона; 6 – блок, втянутый в опускание в зоне влияния Кандалакшского грабена; 7 – разрывы; 8 – контур выступа Карельского массива; 9 – направление перемещения геологического субстрата; 10 – области влияния геодинамических систем; 11 – акватории; 12 – профиль; 13 – номера геосистем; 14 – названия объектов; 1 – область влияния Карельского массива; КГ – Кандалакшский грабен; ТП – тыловой прогиб; КЗ – Кандалакшский залив

Под геодинамическими системами (или геосистемами) авторы, вслед за [1] понимают участки земной коры и геологический субстрат под ними, объединяющие как области генерирования тектонических напряжений, передаваемых на платформы, так и области, испытывающие влияние этих источников на самих платформах.

Методической основой является анализ соотношений между эволюционирующими в зонах объемной подвижности долгоживущих зон дислокаций структурно-морфологическими ансамблями и вероятными следствиями проявления выделяемых в регионе геосистем.

Взаимодействие геосистем внутриплатформенного ранга выявляется в восточной части Балтийского щита (БЩ) в районах Северной Карелии и Кандалакшского залива Белого моря (рисунок, А, Б). Здесь контактируют две крупные структурные единицы БЩ – Карельский массив и Беломорский пояс. Они представлены во многом схожими кристаллическими породами фундамента (Карелидами и Беломоридами), и различаются возрастом складчатости, особенностями эволюции и консолидации, характером включения более поздних протерозойских комплексов и т.п.

Карельский массив своим выступающим краем в форме дуги, обращенной в северо-восточном направлении (рисунок, А) заходит в область Беломорид. Размеры этого выступа примерно 100×100 км. По внешнему краю дуги архейские комплексы осложняются поясом метаморфизованных нижнепротерозойских пород, на которые наложена Северо-Карельская зона концентрированных дислокаций (рисунок, А). По геофизическим данным породы Беломорского пояса перемещены по дугообразному фронту надвигов в северо-восточном направлении на Карельский массив. Однако в районе Северо-Карельской зоны существуют также обратные взаимоотношения – надвигания «козырька» Карелид на Беломориды [2].

Эта зона выражена в рельефе возвышенностями над окружающей полого-холмистой равниной, что объясняется [3] ее повышенной неотектонической активностью (СК на рисунук, В). В частности, здесь отмечен ряд морфоструктурных признаков, свидетельствующих об общем (малоамплитудном) движении как самого выступа, так и всей Северо-Карельской зоны к северо-востоку в новейшее время. К ним относятся – наличие депрессии перед фронтальными надвигами, образование характерных присдвиговых депрессий у сдвигов на флангах выступа, выраженность сдвигов и надвигов в ландшафте и рельефе, и ряд других признаков.

В северо-восточной части БЩ, в районе Белого моря выделяется Прибеломорская депрессия, маркирующая крупную область новейшего опускания, которые достигают наибольших значений в Кандалакшском грабене (рисунок) [4]. Прибеломорская депрессия расположена главным образом в пределах Беломорид, и краями – в области Карельского массива. Сейсмическая активность развивающегося Кандалакшского грабена и вовлечение окружающих территорий в опускание свидетельствуют о продолжающемся расширении этой отрицательной морфоструктуры.

В частности, на карельском борту Кандалакшского грабена выделяется обширный блок земной коры размерами 150×250 км, который с северо-запада и юго-запада ограничен крупными рельефообразующими разрывами (рисунок, Б). В пределах этого блока наблюдается пологоволнистый, пониженный относительно окружающих территорий рельеф. При этом в противолежащей грабену области располагаются озера Пяозеро и Топозеро, маркирующие приразломную депрессию. Судя по их положению в области тылового шва блока (ТП на рисунке, Б), они маркируют его наклоненную (от грабена) поверхность. Учитывая относительно малый размах рельефа в пределах блока и его перекос, можно констатировать, что блок маркирует область растяжения, включившую в себя пространство вокруг Кандалакшского грабена в связи с разрастанием всей Прибеломорской депрессии, и соответствующего отодвигания края области растяжения.

Обе крупные морфоструктуры, описанные выше, сосуществуют в одном и том же пространстве, где выступ Карельского массива с Северо-Карельской зоной дислокаций выдвигается в сторону Кандалакшского грабена в пределы Беломорид (рисунок, В). При этом область растяжения у Кандалакшского грабена, ограниченная крупным разрывом, распространяется во встречном направлении и накладывается, как бы подсекая его у основания (рисунок, Г).

Рассмотренные морфоструктуры являются проявлениями неотектонической активности следующих двух геосистем. Выступ – связан с отодвиганием края Карельского массива, а область растяжения у Кандалакшского грабена – с разрастанием зоны его влияния при расширении Прибеломорской депрессии. В итоге происходит взаимодействие выделенных геосистем. О времени проявления и характере этого взаимодействия можно заключить следующее. Учитывая, что следы воздействия двух геосистем сосуществуют в рельефе независимо, в отчетливо выраженном виде, можно констатировать, что проявление этих геосистем происходит в неотектоническое время практически одновременно, или импульсами по очереди. При этом надвигание края массива сопровождается наложением на его край расширяющейся области растяжения (рисунок).

Модель этого процесса можно ассоциировать с механизмом направленного течения ледникового языка через растущий уступ в коренных породах основания, когда на поверхности льда наблюдаются и следы направленного течения, и отражается наличие подледникового уступа. В нашем случае, однако, за то время, когда деформации отразились в рельефе, скорости и амплитуды подвижности в кристаллических породах несопоставимо меньше, и имеют лишь характер тенденций в развитии.

Благодарности. Работа выполняется при поддержке гранта РФФИ № 18-05-00485 в рамках программы государственного задания (№ темы 0135-2016-0012).

Литература

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

2. Строение литосферы Балтийского щита / Отв. Ред. Н.В. Шаров. Нац. Геофиз. Комитет РАН, 1993. 166 с.

3. Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с. (Тр. ГИН РАН; Т. 534).

4. Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:1500000 / Под ред. М.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

Р.Г. Ибламинов¹

Минерагеодинамическая история нефтегазоносных бассейнов

Подробный анализ строения и распространения нефтегазоносных бассейнов мира был сделан Б.А. Соколовым [5]. Позже сведения о бассейнах были уточнены в виде их эволюционно-тектонической классификации [1, 3]. В настоящей статье проанализирована история формирования нефтегазоносных бассейнов с позиций минерагеодинамики. Минерагеодинамика – современная минерагения, рассматривающая закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и их формирование на основе концепции тектоники литосферных плит.

Нефть и газ являются продуктами литогенеза и его диагенетической и катагенетической стадий, которые могли протекать только в *осадочных бассейнах* – крупных участках стратисферы, в которых существо-

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет (ПГНИУ), Пермь, Россия; riaminov@psu.ru, mineral@psu.ru

вали условия, благоприятные для длительного накопления осадков и

вали условия, благоприятные для длительного накопления осадков и образования формаций осадочных горных пород. По данным В.И. Назарова и др. [2] на земном шаре существуют 226 нефтегазоносных бассейнов. Они образуются преимущественно в морских условиях. Большинство бассейнов находится либо в пределах континентов или в зонах перехода от континентов к океанам (транзиталях). Во внутренних частях континентов расположены древние закрывшиеся бассейны. Они находятся в осадочном чехле древних или молодых платформ. В транзиталях присутствуют большей частью современные закладывающиеся или зрелые бассейны, которые располагаются как в пределах пассивных (дивергентных), так и в пределах активных (конвергентных) окраин континентов. Развитие океанических областей про-исходит в соответствии с циклами Уилсона и Бертрана [5]. Формирование осадочных бассейнов, независимо от их местонахождения, тесно связано с развитием океанов связано с развитием океанов.

связано с развитием океанов. Конкретные геодинамические условия существования осадочного бассейна характеризуются тектонической обстановкой. Тектоническая обстановка бассейна зависит от его положения относительно границ литосферных плит. Смена геодинамических условий существования территории осадочного бассейна приводит и к смене тектонических обстановок. Каждой тектонической обстановке отвечает определенный *формационно-тектонический тип бассейнов* осадконакопления, имеющих в результате этого близкий состав формаций осадочных гор-ных пород и близкое тектоническое строение.

ных пород и близкое тектоническое строение. Историческая минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов древних и молодых платформ различна, поэтому будем различать древ-ние платформы с архейско-протерозойским фундаментом или кратоны и молодые платформы с фанерозойским фундаментом. Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов древних плат-форм и прилегающих океанов Зарождение океанов начинается на континентах с режима активиза-ции платформ. Развитие систем континентальных тройных точек на кратонах приводит к образованию внутрикратонных рифтов, аналогич-ных рифтам современной Восточно-Африканской системы. Известны позднепротерозойские и палеозойские рифтовые бассейны. Смена ре-жима активизации плитным тектоническим режимом на платформах приводила к закрытию рифтов и образованию авлакогеновых бассейнов. Часть внутрикратонных рифтов продолжала своё развитие и пре-вращалась в межкратонные рифтовые бассейны, располагающиеся на дивергентных границах литосферных плит. О строении и составе рас-сматриваемых бассейнов можно судить по современным рифтам, таким как Красноморский.

как Красноморский.

Развитие межкратонных рифтов приводит к спрединговому режиму океанической группы обстановок. В пределах пассивных окраин континентов часть бассейнов формируется на океанической и прилегающей к ней переходной коре – это *собственно спрединговые* перикратонне бассейны. Другая часть бассейнов располагается на континентальной коре омываемых океаном платформ – это *периспрединговые бассейны*.

На континенте во время океанического спрединга предшествующие ему эмерсивные обстановки общего поднятия территории сменяются трансгрессивными обстановками заложения морских бассейнов. Внутренние участки континентальных платформ, ослабленные предшествующим внутриконтинентальным рифтогенезом, также испытывают погружение с образованием крупных отрицательных структур – синеклиз. Развитие синеклизных структур дает начало формированию *синеклизных внутрикратонных бассейнов*. Они формируются в пределах крупных отрицательных пликативных структур осадочного чехла платформ, которые обычно закладываются в тектонически ослабленных рифтогенезом участках платформ. В результате, синеклизные бассейны располагаются на авлакогеновых внутриконтинентальных бассейнах. Существование океанов в условиях спредингового режима приводит к заложению *синеклизных трансгрессивных* бассейнов.

Существование субдукционного тектонического режима фиксируется наличием активных окраин континентов с окраинными морями. Вместе с тем, субдукционный океанический режим оказывает существенное влияние на приокеанические части платформ, где морские бассейны находятся в условиях предшествующего плитного периспредингового тектонического режима, который постепенно сменяется плитным перисубдукционным.

Субдукционный режим благоприятствует смене на континенте трансгрессивной обстановки инундационной, когда континент длительное время находится под акваторией моря. Существование морской инундационной тектонической обстановки приводит к накоплению основной массы осадков для формирования нефтематеринских свит. Процессы субдукции могли обусловливать явление коллизии в системах континент – островная дуга, которая могла приводить к кратковременным регрессиям на прилегающей платформе, которые проявлялись на фоне длительной инундации

В процессе существования коллизионного режима формируются коллизионные осадочные газонефтяные бассейны в остаточных морях. Океаническая коллизия оказывает влияние на развитие платформенных синеклизных бассейнов, существование которых переходит из перисубдукционного плитного режима в периколлизионный. Бассейны краевых прогибов характерны как для современных коллизионных мегазон альпийской складчатости, так и для более древних фанерозойских складчатых систем.

В процессе смены инундационной тектонической обстановки регрессивной в результате коллизии происходит взаимодействие синеклизных бассейнов платформ с бассейнами краевых прогибов складчатых областей. Подобные синеклизные бассейны, испытавшие воздействие воздымающихся складчатых областей (орогенов) и тесно связанные с краевыми прогибами целесообразно именовать синеклизно-крае-выми бассейнами. Среди современных альпийских синеклизно-краевых бассейнов выделяется крупнейший в мире бассейн Персидского залива. Его платформенная часть находится на древней Аравийской плите, а складчатая – на Месопотамском краевом прогибе Тавр-Загросской альпийской складчатой области.

Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов молодых платформ и прилегающих океанов

После своего закрытия в результате коллизии палеоокеанические территории превращаются в аккреционно-складчатые области. Их дальнейшее развитие происходит в условиях плитного режима и приводит к образованию молодых платформ, фундамент которых менее консолидирован и легче поддается тектоническим деформациям. Молодые платформы, продолжая историю своего геологического развития, вовлекаются в последующие тектонические циклы. На развитие молодых платформ так же, как это было показано для древних платформ, существенное влияние оказывают окружающие их океаны. Формирование крупных осадочных бассейнов на молодых платформах, как и на древних, начинается чаще всего с их кратковременной тектонической активизации и образования рифтовых бассейнов. Наиболее высокая нефтегазоносность характерна для мезо-кайнозойских периспрединговых синеклизных бассейнов молодых платформ, таких как Западно-Сибирский. Синеклизные бассейны молодых платформ, так же, как и древних в своём развитии проходят через трансгрессивную, инундационную, регрессивную и эмерсивную стадии своего развития.

Окраины молодых платформ отличаются от окраин древних присутствием многочисленных субдукционных островодужных зарождающихся и складчатых бассейнов, а также складчатых приконтинентальных.

Большинство уникальных бассейнов относится к синеклизным и синеклизно-краевым, прошедшим в своем развитии платформенные стадии и вовлеченные в формирование краевых прогибов коллизионного тектонического режима.

Литература

1. Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа: учебник / под ред. Б.А. Соколова. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ; Изд-во центр «Академия», 2004. 415 с.

2. Геолого-минерагеническая карта Мира. Масштаб 1:15000000. Объяснительная записка. Ч. 3. Нефтяные ресурсы континентов и транзиталей. Геолого-экономическая оценка. Авт.: В.И. Назаров, М.Д. Белонин, И.А. Верещако, З.С. Кулакова, Г.П. Сверчков, С.В. Смирнов. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 70 с.

3. *Ибламинов Р.Г.* Минерагеодинамика нефтегазоносных бассейнов // Вестник Пермского ун-та. 2007. Вып. 4. С. 8–25.

4. Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 242 с.

5. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

A.B. Иванов¹

Кембрийские грубозернистые отложения междуречья реки Терегтиг-Саир и реки Тес-Хем (юго-восточная часть Тувы): состав и возраст пород источников сноса

Основными структурно-вещественными комплексами в юго-восточной части Тувы являются метаморфические образования Эрзинского комплекса с возрастом гранулитового метаморфизма на рубеже 500 млн лет и осадочно-вулканогенные отложения Таннуольской островной дуги, которая существовала в среднем кембрии [2]. Между этими блоками располагается Агардагская зона офиолитов и меланжа. Ранее нами на основе изотопно-геохимических исследований из состава этой зоны были выделены отложения шурмакской свиты, накопление которых происходило в раннем кембрии в пределах палеопротерозойского блока [3]. Объектом данного исследования стали грубозернистые породы междуречья реки Терегтик-Саир и реки Тес-Хем. В геологической легенде карты М46-XVI, масштаба 1: 200000, эти породы относят к серлигской свите среднего кембрия. При этом ряд исследователей выделяет эту

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

толщу в отдельную терегтигскую толщу, в карбонатных отложениях которой обнаружены археоциаты [4, 6]. В основании изученного разреза залегают тонкослоистые аргиллиты, перекрывающиеся конгломератовым горизонтом с песчано-хлоритовым матриксом, в котором наблюдаются ориентированные по слоистости обломки размером от 1 до 15 см по длинной оси. В обломочной части конгломератов преобладают мрамора, в меньшем количестве присутствуют обломки красно-розовых кремнистых пород и измененных зеленых вулканитов. С вышележащиконгломераты ми карбонатами. имеют согласный контакт. В карбонатных отложениях выше 3 м от контакта с конгломератами наблюдается линза кварцевых гравелитов. Карбонаты по всему разрезу меняются, от массивных до тонкослоистых. Повсеместно карбонатные слои"переслаиваются" с дайками долеритов, простирание которых не осложнено более поздними тектоническими воздействиями. Это особенность отличает их от долеритовых даек Карашатского комплекса Агардакской зоны, где они существенно дислоцированы. Выше по разрезу наблюдаются андезиты и базальты, на которых залегают вулканомиктовые песчаники и терригено-карбонатные породы. Контакт нижней части разреза терегтигской толщи с контактирующими ультрабазитами тектонический, при этом деформационные процессы в отложениях этой толщи не проявлены, чего нельзя сказать об ультрабазитах, где повсеместно наблюдаются зеркала скольжения и серпентинизация.

Из матрикса конгломератового горизонта были выделены цирконы. Их изотопно-геохронологическое датирование U/Pb (LA-ICP-MS) методом проведено в ГЕОХИ СО РАН. Получен возраст для 96 зерен детритового циркона, 90 из которых имеют конкордантные значения (дисконкордантность менее 10 %). Наиболее молодая популяция представлена 6 цирконами с возрастом от 527 до 540 млн лет, которые имеют кристаллографический облик зерен и осцилляторную зональность. Таким образом, возраст пород терегтигской толщи можно ограничить не древнее 525 млн лет, а дайки долеритов ограничивают нижнюю границу накопления – не древнее ордовика. Таким образом, эти отложения накапливались в кембрии.

Основная часть цирконов (80 зерен) также имеет хорошую кристаллографическую огранку и четко проявленную осцилляторную зональностью. Их возраст оценивается в практически непрерывном интервале от 557 млн лет до 614 млн лет с пиком магматической активности на 580 млн лет (средневзешенное значение по 78 зернам). Пять зерен имеют окатанную форму и единичные значения возраста – 654, 883, 1365, 1538, 1590 млн лет, что указывает на участие среди источников сноса более древних, чем вендские, пород. Следует отметить, что метаморфических цирконов с возрастом 500 млн лет в отложениях терегтигской толщи не выявлено, что исключает эрзинский метаморфический комплекс из числа источников сноса.

Данные по датированию цирконов из матрикса конгломератов терегтигской толщи однозначно указывают на значительную магматическую деятельность в пределах питающей провинции в венде и начале кембрия. Как известно, возраст вулканитов Таннуольской островной дуги ограничивается в интервале 500-520 млн лет [2]. Полученные нами данные не позволяют относить изученные терригенные отложения этой толщи к породам серлигской свиты, как принято считать в геологической легенде карты M46-XVI. При этом, магматических или вулканических комплексов, исключая не содержащие цирконов ультраосновные породы Агардагской зоны, на данной территории не выявлено. Но эта популяция цирконов проявлена в вулканомиктовых отложениях шурмакской свиты, накопление которой происходило на рубеже 500 млн лет в пределах палеопротерозойского блока [3]. Для валуна лейкоплагиогранита из конгломератов баянкольской свиты (р-н г. Кызыл) на основе датирования цирконов получен возраст 588 млн лет и Sm-Nd модельный возраст 1.8 млн лет при Nd(t) -8,2 [1]. Это все указывает на проявления магматической активности в пределах рассматриваемой территории. Возможно, это связано с раскрытием на рубеже 580 млн лет бассейна подобного красноморскому [5], где маркером этого события являются офиолиты Агардагской зоны.

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено, что терригенные породы терегтигской толщи образовались в результате разрушения вендских, и в меньшей мере, кембрийских магматических пород, не претерпевших в дальнейшем высоких степеней метаморфизма, при участии более древних пород среди источников сноса. Отнесение изученных отложений этой толщи к серлигской свите ошибочно. Дальнейшие петрографические и изотопно-геохимические исследования позволят получить более точную информацию об условиях и обстановках седиментации этой толщи.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 18-05-00604, 18-35-20025 и базового проекта ИГМ СО РАН.

Литература

1. Бродникова Е.А., Ветров Е.В. Строение, состав и обстановки накопления пород кембрийской баянкольской свиты Систигхемского прогиба // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С.86–90.

2. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Вишневская И.А. и др. Строение, возраст, геохимический и изотопно-геохимический (Sm/Nd) состав серлигской сви-

ты Таннуольского террейна Тувы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. №1 (в печати)

3. Иванов А.В., Прошенкин А.И. Состав и возраст отложений шурмакской свиты юго-запада Сангиленского блока, Тыва // Литология и я: от идеи до выводов. Материалы 3-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. 2018. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 85–86.

4. Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступанов С.И. Магматизм Агардагскной шовной зоны (Юго-Восточнал Тува) // Геолого-петрологические исследования Юга-Восточной Тувы. Сб. науч. тр. АН СССР, Сиб. отд-ние: Ин-т геологии и геофизики, 1988. С. 19–74.

5. Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Котляров А.В. Физикохимические параметры неопротерозойского и раннекембрийского плюмового магматизма Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 648–664.

6. *Тарасько Д.А., Симонов В.А.* Геологическое строение и история формирования магматических комплексов Агардагской офиолитовой зоны (Южная Тува). Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 195–199.

<u>Л.П. Имаева¹</u>, Г.С. Гусев², В.С. Имаев

Сейсмотектоническая активизация новейших структур Хараулахского сектора Верхоянской складчатой системы

Хараулахский сектор Верхоянской складчатой системы служит одним из реперных районов для познания геодинамической эволюции неотектонических структур континентально-шельфовой зоны взаимодействия Евразийской и Североамериканской литосферных плит. Территориально он включает: южное окончание системы рифтовых впадин акватории шельфа моря Лаптевых, а также сопряженные структуры побережья. Здесь сочленяются активизированные структуры Сибирской платформы и северного сектора Верхоянской складчатой системы. В сейсмотектоническом плане сектор подразделяется на тектонические домены с развитием в их пределах характерных парагенезисов активных структур, связанных с определенным типом напряженного состоя-

¹ ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия; imaeva@crust.irk.ru

² Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов РАН, Москва, Россия

ния земной коры. Прибрежно-шельфовая зона моря Лаптевых, где проводились полевые сейсмотектонические исследования, представляет собой уникальный геодинамический полигон, на котором исследование позднекайнозойского поля тектонических напряжений методами структурно-геологического анализа, сопровождалось изучением следов древних палеоземлетрясений, развитых в областях влияния крупных активных разломов. Это дало возможность получить фактический материал по характеру взаимодействия сейсмогенерирующих структур, развитых в области перехода рифтовых впадин, продолжающих срединно-арктический хребет Гаккеля на шельф моря Лаптевых и далее вглубь Евразийского континента в область сейсмотектонической зоны Черского [5, 8]. Проведенный алгоритм исследований позволил установить тектоническую позицию и структурно-динамическую организацию основных эпицентральных полей региона и выявить зональность тектонических режимов напряженно-деформированного состояния земной коры.

В Хараулахском секторе Верхоянской складчатой системы развиты отложения широкого возрастного диапазона: от верхнепротерозойских до кайнозойских включительно. В тектоническом отношении он является фронтальной северной зоной Верхоянского складчато-надвигового пояса, испытавшего главную фазу складчатости в раннем мелу [1, 4, 7]. Ее заложение в рифее на переработанном крае Сибирской платформы и длительная эволюция в качестве обширной пассивной континентальной окраины, наложили определенный отпечаток на структуру и характер наблюдаемых дислокаций. Вслед за складчатостью, в начале кайнозоя рассматриваемая территория вновь была вовлечена в интенсивные тектонические процессы, связанные с взаимодействием Североамериканской и Евразийской литосферных плит. Важнейшим следствием этого взаимодействия явился рифтогенез на продолжении спредингового хребта Гаккеля, приведший к частичной деструкции континентальной коры на обширных площадях, в том числе и в Северном Верхоянье [1, 3, 4]. По данным структурного и геометрического анализов структурноформационных зон в Хараулахском сегменте устанавливаются два этапа складчатости мезозойского возраста [2, 7]. Ранняя складчатость имела место в восточной части сегмента и выразилась в образовании складок и разломов северо-восточного простирания. Складчатость второго этапа имеет субдолготную ориентировку с отклонением к северозападу. С ней, по-видимому, связано образование основных надвиговых структур и формирование коленообразного изгиба Хараулахского сегмента, переходящего по простиранию на левобережье дельты р. Лены, в зону складок Оленекского сектора. Кайнозойский мегакомплекс представлен в основном палеоцен-эоценовыми континентальными отложениями, залегающими с резким угловым несогласием в подошве на различных горизонтах дислоцированного докембрийско-мезозойского мегакомплекса. Они выполняют ряд субдолготно ориентированных впадин, заложение которых обусловлено наиболее ранней фазой рифтогенеза в области континентального продолжения спредингового хребта Гаккеля [1]. В некоторых местах палеогеновые осадки смяты в складки и разбиты надвигами и взбросами. Все эти факты указывают на проявление в кайнозое фазы сжатия. Результаты специальных структурных исследований позволяют говорить о субширотной ориентировке оси сжатия, а рассмотрение данных по кайнозойским разрезам Хараулахского сегмента и сопредельных территорий приводит к выводу о среднемиоценовом возрасте данного события [2-4]. Следующим эпизодом кайнозойской истории района была фаза растяжения в плиоценчетвертичное время. Ось растяжения была ориентирована в субширотном или северо-восточном направлении. В данных динамических условиях в кайнозойское время активными являлись разломы двух направлений. По субдолготным нарушениям отмечаются в основном сбросовые и взбросовые разновозрастные подвижки, тогда как субширотные обнаруживают более сложную кинематику с преобладанием разнонаправленной сдвиговой компоненты [3, 4, 6, 8].

На исследуемой территории по совокупности имеющейся геологогеофизической информации выявлены системы региональных и локальных разломов, активных в кайнозое, при этом их кинематика подтверждается диаграммами трещиноватости и фокальных механизмов очагов землетрясений [3, 4, 8]. По особенностям пространственного расположения, протяженности и кинематики все дизъюнктивные нарушения объединены в четыре основные группы: Приморскую систему сбросо-сдвигов, Западно-Верхоянскую систему надвигов, Хараулахскую систему сдвиго-сбросов и Буорхаинскую систему сбросов. В центральной части района исследований трассируется Хараулахская система. Она начинается в южных отрогах Хараулахского хребта и прослеживается вдоль его западных склонов от р. Бэрис (правый приток р. Лены) до Кунгинской впадины на севере. Система представляет собой зону сближенных субпараллельных долготных нарушений шириной 6-7 км и длиной до 200 км, состоящую из двух прямолинейных отрезков, расположенных кулисообразно друг к другу и соединенных диагональной перемычкой растяжения шириной в 3 км и протяженностью 20-25 км. Активность Хараулахских разломов подчеркивается яркой морфологической выраженностью на аэрофотоснимках, приуроченностью к ним значительного числа сейсмопроявлений и дислокаций в виде ложбин, рвов, оползней и обвалов, а также местных землетрясений включая сильные 8-9-балльные Булунские события 1927-1928 годов. Самым мобильным является южный фланг этой системы разрыв-

ных нарушений, где они в субдолготном направлении рассекают западные склоны Хараулахского хребта параллельно его осевой линии на расстоянии 15 км. Один из них дешифрируется на аэрофотоснимках прямой линией, которая однотипно смещает многочисленные субширотные параллельные русла р. Буркан и Баданг-Балагина (бассейн р. Бэрис), а также рассекает разделяющие их водораздельные хребты. Прямые структурно-геологические наблюдения, а также анализ трещиноватости в зоне влияния выявленного дизъюнктива показали, что его кинематика соответствует правому сдвиго-сбросу. На диаграммах трещиноватости и фокальных механизмов очага землетрясений наблюдается совпадение элементов залегания плоскости сместителя рассматриимеющего север-северо-восточное простирание. ваемого разлома, На местности он надежно выделяется в виде кулисообразных рвов, секущих современных рельеф и гидросеть. Отдельные его фрагменты следятся на горных отрогах пологими рвами, полузатянутыми грубообломочным делювиально-пролювиальным материалом.

Современный морфотектонический план Хараулахского сегмента во многом наследует закономерности тектонического режима позднемезозойского этапа развития. На формирование сейсмогенерирующих структур моделирующее влияние оказал Усть-Ленский разлом [6]. Принимая во внимание строгую структурную закономерность расположения блоков сжатия и структур растяжения по отношению к простиранию трассы данного линеамента, их морфологическую выраженность, а также очаговые параметры землетрясений, можно принять его кинематику, как право-сдвиговую со сбросовой компонентой. Данный разлом является не только главным формирующим элементом кинематического плана новейших структур дельты реки Лены, но контролирует общий структурный рисунок и субширотный изгиб разломов, входящих в зону динамического влияния северного сектора Верхоянского краевого шва. Эта позиция подтверждается общим субдолготным простиранием сводовых структур Хараулахского сегмента с отклонением их флангов к северо-западу, где Туора-Сисское поднятие, переходит по простиранию на левобережье р. Лена, а также обрамлением кайнозойских впадин, которые ограничены с запада сбросо-сдвигами, а с востока – разломами надвиговой кинематики. Главной сейсмогенерирующей структурой сегмента, определяемой по структурно-тектоническим и сейсмологическим данным, является Хараулахский автохтонный дуплекс, представленный на западе рамповыми антиклиналями Туора-Сисского поднятия. Секущие обратные надвиги Оленекского сектора, вероятно, связаны с левосдвиговыми перемещениями в зоне динамического влияния Лено-Анабарского шва и могли образоваться на южном крыле восточного окончания данной сдвиговой зоны.

Булкурская и Чекуровская антиклинали, где в обнажениях устанавливаются серия обратных надвигов, как секущих, так и субпараллельных слоистости, могут трактоваться, как присдвиговые блоки сжатия. Рассмотренный анализ структурно-тектонического положения новейших структур подтвердил моделирующее влияние транспрессионного режима, активных структур Лено-Анабарского краевого шва и динамически сопряженной с ней системой разломов Хараулахского сектора Верхоянской складчатой системы. Установленные закономерности процессов сейсмотектонической деструкции земной коры и морфодинамические характеристики современного рельефа позволяют выделить в пределах новейших структур Хараулахского сектора геодинамические сегменты с транспрессионным, транстенсионным и компрессионным типами напряженно-деформированного состояния земной коры. Таким образом, анализ напряженного состояния земной коры Хараулахского сегмента, проведенный на основе тектонофизического анализа разрывных и складчатых позднекайнозойских деформаций, а также сейсмологических данных, доказывает существование уникальной переходной области, где сочленяются срединно-океанические и континентальные структуры земной коры и происходит изменение поля тектонических напряжений растяжения на сжатие [3, 4].

Исследования проведены по проекту РФФИ № 19–05–00062 «Динамика новейших структур континентально-шельфовой зоны северовосточного сектора Российской Арктики».

Литература

1. *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.

2. Гриненко О.В., Имаев В.С. Кайнозойские надвиги Северного Хараулаха // Геология и геофизика. 1989. № 5. С. 121–123.

3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.

4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Смекалин О.П. и др. Неотектоника Хараулахского сектора прибрежно-шельфовой зоны моря Лаптевых // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 7. С. 1014–1031. DOI: 10.15372/GiG20180707.

5. Имаева Л.П., Имаев В.С., Мельникова В.И., Козьмин Б.М. Новейшие структуры и тектонические режимы напряженно-деформированного состояния земной коры северо-восточного сектора Российской Арктики // Геотектоника. 2016. № 6. С. 3–22. DOI: 10.7868/S0016853X16060035.

6. Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. Динамика рельефа и сейсмотектоническая активизация новейших структур дельты р. Лена // Геотектоника. 2019. № 5. С. 56–71. 7. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука, 2001. С. 156–198.

8. *Imaeva L.P., Imaev V.S., Koz'min B.M.* Structural–dynamic model of the Chersky seismotectonic zone (continental part of the Arctic–Asian seismic belt) // Journal of Asian Earth Sciences. 2016. V. 116. P. 59–68. http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.010.

<u>П.И. Кадильников¹, 2</sup>, А.Е. Верниковская^{1, 2}, Н.Ю. Матушкин^{1, 2}</u>

Кинематическая модель эволюции юго-западной окраины Сибирского палеоконтинента на эдиакарско-кембрийском этапе: геолого-структурные и палеомагнитные данные

Одной из важных проблем в понимании эволюции Сибирского палеоконтинента (Сибири) является выявление палеогеографической позиции блоков, образующих структуры его юго-западного обрамления и кинематики их движений в NP-C. Она может быть решена на основе анализа имеющихся и новых геолого-структурных и палеомагнитных данных для островодужных и окраинно-континентальных структур Енисейского кряжа и Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Палеогеографические позиции для блоков островодужной природы отдельно для каждого из двух регионов были установлены для рубежа криогения и эдиакария (Приенисейская дуга) [1, 2] и эдиакариякембрия (Алтае-Саянская дуга) [3, 4], а их кинематика дополняется геолого-структурными данными, указывающими на сдвиговую природу деформаций в этих блоках [2, 5, 6]. Эволюция Приенисейской субдукционной системы происходила в непосредственной близости от Сибири и продолжалась непрерывно на протяжении криогения и эдиакария, что подтверждается U/Pb геохронологическими данными для цирконов из магматических пород островодужного и активной континентальной окраины геодинамических комплексов [7-9]. Установленный для магматических пород Зимовейнинского массива (Южно-Енисейский кряж),

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; KadilnikovPI@ipgg.sbras.ru

² Институт Нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

образованных в условиях активной окраины в интервале 576–546 млн лет, палеомагнитный полюс Сибири (Lat=-39.0; Long=106.1) [10], хорошо согласуется с палеомагнитными полюсами рубежа эдиакария и кембрия для разноудаленных (100–700 км) от этого палеоконтинента островодужных блоков Алтае-Саянской дуги [3].

Нашими палеомагнитными реконструкциями демонстрируется поворот по часовой стрелке на угол 35° юго-западной (в современных координатах) окраины Сибири относительно блоков АССО на рубеже эдиакария и кембрия. Полученная оценка скорости вращения Сибирского палеоконтинента – 0.45–1.00 град/млн лет согласуется с имеющимся в литературе данными для криогенийско-раннеэдиакарских [11] и среднепалеозойских [12] пород окраины Сибири.

Для расшифровки эволюции рассматриваемой единой субдукционной системы юго-западного обрамления Сибирского кратона этого рубежа были проанализированы геолого-структурные данные для магматических и метаморфических пород из островодужных и окраинноконтинентальных структур. Зимовейнинский массив (блок размером 16×8 км), находящийся в северо-западной части Южно-Енисейского кряжа, ориентирован в субмеридиональном направлении. Массив представлен эдиакарскими магматическими породами - недеформированными дайками адакитов и малыми телами габбро-анортозитов, прорывающими доэдиакарские в значительной степени дислоцированные метабазиты и метаандезиты. На севере он ограничен разломами от вмещающих его раннепротерозойских гранулитов и амфиболитов. Массив имеет веерную структуру северо-западной и северо-восточной вергентности, расширяющуюся в северном направлении. В пределах массива устанавливается субмеридионально ориентированная зона надвига, шириной около 60 м, которая маркируется линзами кислых гранулитов и милонитами. Милониты характеризуются наклонной сланцеватостью (Аz падения 235–270°, угол 56–75°), крутой минеральной линейностью, погружающейся в том же направлении, наличием микроструктурных кинематические индикаторов: шлейфов давления, «mica fishes». Направленность этих деформационных проявлений имеет сходство со структурными элементами в Приенисейской сутуре (зоне сочленения блоков Приенисейской дуги и Сибири), отражая, как процессы сжатия восток-северо-восточного направления, так и левостороннего сдвига [2]. В Алтае-Кузнецкой сутуре (АССО), соединяющей островодужные Кузнецко-Алатаусский, Горно-Алтайский и Западно-Саянский террейны, устанавливается веерная структура тектонических пластин южной и юго-западной вергентности. Эдиакарско-кембрийские метавулканиты, слагающие пластины этой зоны, смяты в линейные напряженные и изоклинальные складки с субгоризонтальными шарнирами. Сланцеватость (S₁), оси крупных складок и их шарниры в районе р. Кондома простираются в юго-западном (Az 220–250°; \angle 80–85) направлении, а в междуречье рек Кондома и Мрассу – в близком к субмеридиональному (Az 335–15°) направлении. Линейность зерен минералов L₁ из метавулканитов погружается наклонно (\angle 32–50°), ориентируясь вдоль простирания поверхностей сланцеватости S₁. Структуры S₁-L₁, оси складок и их шарниры в этих породах косо ориентированы к современному краю Сибирского кратона, характеризуя деформации сдвига и сжатия, ориентированые в северо-восточном (Az ~40–60°) направлении, подобно деформациям окраинных структур Сибири на рубеже криогения и эдиакария. Подобный характер деформации [13] выявлен в островодужных магматических породах (541–530 млн лет) [14], находящихся в этой сутуре, и не устанавливается в перекрывающих их терригенно-карбонатных отложениях пассивной континентальной окраины (ε_2 –O₂).

Анализ геолого-структурных и палеомагнитных данных позволяет рассматривать эволюцию исследуемых островодужных и окраинноконтинентальных тектонических единиц в составе единой субдукционной системы, развивающейся на рубеже эдиакария и кембрия. Полученная кинематическая модель хорошо согласуется с трансформным характером скольжения юго-западной окраины Сибири относительно островодужных блоков АССО на этом этапе.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ 18-35-00556, 18-05-00854.

Литература

1. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Белоносов И.В. Палеомагнетизм вулканогенных комплексов Предивинского террейна Енисейского кряжа и геодинамические следствия // ДАН. 2004. Т. 399. № 1. С. 90–94.

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

3. Кунгурцев Л.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метелкин Д.В. Тектоническая эволюция структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы в венде–кембрии по палеомагнитным данным // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1042–1051.

4. *Метелкин Д.В.* Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 500–522.

5. Плотников А.В. Метаморфические комплексы Томского выступа (Горная Шория) и их геодинамическая интерпретация. Автореф. дисс... канд.геол.-мин.наук. Новосибирск. ОИГГиМ СО РАН, 1998. 22 с.

6. Буслов М.М., Синтубин М. Структурная эволюция Телецкой зоны Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 91–98.

7. Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.

8. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Ларионов А.Н. Поздненеопротерозойские адакиты Енисейского кряжа (Центральная Сибирь): Петрогенезис, геодинамика и U/Pb возраст // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1459–1478.

9. Vernikovskaya A.E., Vernikovsky V.A., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., Metelkin D.V., Li Z.X., Wilde S.A., Romanova I.V., Bogdanov E.A. Dike Magmatism in the Evolution of the Transform Active Continental Margin of the Siberian Craton in the Ediacaran // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 489. \mathbb{N} 1. P. 1285–1288.

10. Кадильников П.И., Верниковская А.Е., Михальцов Н.Э., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю. Палеомагнитный полюс Сибирского палеоконтинента на позднеэдиакарском этапе эволюции активной континентальной окраины (Южно-Енисейский кряж) // ДАН. 2018. Т. 483. № 2. С. 175–179.

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

12. *Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth Sci. Rev. 2007. V. 82. P. 29–74.

13. Крук Н.Н., Руднев С.Н., Шокальский С.П., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Лепехина Е.Н., Ковач В.П. Возраст и тектоническая позиция плагиогранитоидов Саракокшинского массива (Горный Алтай) // Литосфера. 2007. № 6. С. 137–146.

14. Гусев Н.И., Шокальский С.П., Гусев А.И. Магматизм и меднопорфировое оруденение месторождения Кульбич, Горный Алтай // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 85–97.

Аспекты эволюции геодинамических режимов в современной теории формирования земной коры

В теоретической геологии реконструкция геодинамической истории основных периодов формирования земной коры базируется па разных принципах. Одни исследователи в своих построениях исходят из постулата о том, что все геологические процессы на нашей планете развиваются по плану, имевшему место и в начальные этапы её развития. Эти представления, основоположником которых был Ч. Лайель, легли в основу известного принципа актуализма. Другие развивают эволюционное учение в геологии, одним из наиболее последовательных представителей которого являлся наш отечественный академик А.Л. Яншин. В настоящее время большинство геодинамических моделей строится на принципе актуализма. Не отвергая возможностей последнего в сопоставительном анализе состава и строения вещественных комплексов геологических систем низших рангов (минералы, породы), мы, однако, располагаем доказательствами об ограниченности применения этого принципа к системам более высокого ранга, таким как формации, формационные ряды и их комплексы. То есть к тем геологическим системам, развитие которых обеспечивается не столько конкретными Р-Тусловиями, сколько созданными ими сочетаниями конкретных тектонических режимов, направленностью и последовательностью их развития. Возможность такого подхода реальна с позиций эволюционизма при использовании системно-структурной методологии, показанной на уральском материале [1]. В ней отражены особенности геодинамических режимов эволюции вещественных геологических систем, определяемые информативностью их структурных преобразований [2, 3].

На основе выявленных в последние десятилетия закономерностей развития складчатых областей, решения генетических проблем основных геологических событий разработана модель зарождения и развития короформирующего процесса [4], которая в кратком виде представляется следующей. Формирование земной коры континентов осуществляется мегациклично. При этом каждый мегацикл состоит из двух стадий: растяжения, названной нами рифтогенно-спрединговой, и сжатия – в геосинклинальной теории, а аккреционной и коллизионной – в новой глобальной тектонике. В рифтогенно-спрединговую стадию формируется океаническая кора с доминантной мафической составляющей.

¹ Уфимский федеральный исследовательский центр, Уфа, Россия; ktt@ufaras.ru

В геосинклинальный (коллизионно-аккреционный) период рождается конкретный участок континентальной коры за счет тектонического совмещения и геохимического взаимодействия этих разнородных кор. В этом случае стадия это геотектонический период с однонаправленным геодинамическим режимом. Каждая из стадий представлена одним или несколькими тектоническими циклами. Тектонический цикл двухэтапен. Один этап – эволюционный, определяемый образованием серий формаций осадочно-вулканического происхождения с эволюционной тенденцией их последовательности. Другой – деформационный, характеризующийся накоплением ритмитов флиша с повышенной степенью дислоцированности. Тектонические этапы многофазны. Каждая из фаз соответствует времени формирования одной формационной единицы. Тектонические таксоны разного уровня являются геодинамическими системами, с соответствующими им вещественными комплексами [5].

В геодинамических построениях современного времени учитывается характер направленности и интенсивность тектонических напряжений. Целесообразность эволюционного подхода обосновывается применением структурного метода, основанного на особенностях преобразования структуры геологического вещества любого ранга в режиме изменений тектонических тангенциальных напряжений. В период сжатия для минералов это связано с механизмом упорядочения структуры кристаллической решетки минерального индивида в условиях понижения температуры, либо возрастания давления. Для горных пород – с последовательностью выделения минералов из магмы, кристаллизацией их в условиях закономерного снижения температуры и повышения однонаправленного бокового давления. Для формаций это структурные соотношения генетически разных породных составляющих. Для формационных рядов учитывается закономерная смена состава и структурных характеристик формаций на протяжении развития тектонического цикла. Здесь выявлен ряд таких закономерностей. Основность начальных формаций вулканической серии снижается за счет увеличения объема пород среднего и кислого состава последующих. Возрастает степень дифференциации. Процент порфировых выделений и их размер в излившихся вулканитах по отношению к основной массе увеличивается. Повышается количество даек, интрузивных и пирокластических пород за счет уменьшения излившихся. Увеличивается объем осадочных составляющих за счет снижения изверженных. Кремненакопление в них сменяется карбонатообразованием, затем развитием терригенных пород. Следом доминирует флишенакопление и образование олистостромовых горизонтов. Приведенные закономерности позволяют считать, что происходит постепенное уменьшение проницаемости коры, пережатие функционирующих разломов и затем полное их закрытие. Объ-

яснить это можно, если признать, что развитие каждого тектонического цикла стадии сжатия осуществляется при неуклонном росте тектонических тангенциальных напряжений. Мощное тангенциальное сжатие приводит к структурному совмещению гетерогенных масс, при котором сравнительно легкая кора сиалического состава оказывается расположенной ниже тяжелой мафического состава. Разрядка максимальных тектонических напряжений сжатия способствует снятию давления с резким возрастанием температуры. Возникает магматический очаг сложного состава. Следующее за этим постепенное возрастание бокового давления приводит к образованию вулканической серии, типовой набор формаций которой обладает гомодромной направленностью. Степень дифференциации вещества находится в прямой зависимости от возрастания давления. Эволюция осадочных частей формаций заключается в преобладании кремнистых пород в начале формационного ряда, в возрастании роли карбонатных составляющих по мере его развития, а затем в существенном увеличении до преобладания терригенных осадков. Максимально возросшие латеральные нагрузки ухудшают проницаемость аллохтона, приводят к постепенному закрытию магмопроводящих разломов. В этих условиях формируются мощные терригенные ритмиты, представляющие собой флишевую формацию, характерную для деформационного периода. Происходит массовое надвигание толщ, осложняемых складчатостью.

Для комплекса формационных рядов полицикличной складчатой области свойственна эволюционная направленность последовательной смены вещественного состава и его структурных характеристик во времени, подобная показанной выше для одного отдельного тектонического цикла. В общем виде это выглядит так. От начальных формационных рядов к конечным отмечается сбалансированность основности состава изверженных пород количеством кремнезёма в их осадочной составляющей. Наблюдается возрастание степени дифференциации, особенно наглядной для начальных формаций. Повышается количество извержений более кислого состава с развитием компенсирующего его карбонатонакопления в осадочных составляющих. Отмечено преобладание флишевой формации, изменение состава его кластического материала от вулканогенного к вулканогенно-пирокластическому, до осадочного. Происходит уменьшение мощности ритмов и возрастание их количества, сокращение времени формирования последующих тектонических циклов по отношению к предыдущим. Эти закономерности являются следствием эволюционной направленности геодинамических режимов, возрастанием во времени тектонических тангенциальных напряжений сжатия.

Стадия растяжения на континенте отображается появлением в начальный период грабенов, в настоящее время присутствующих на восточной окраине Восточно-Европейской платформы, где их называют грабенообразными прогибами [6]. В пределах Башкирского антиклинория они сменяются докембрийскими грабеновыми формациями, представленными изначально грубообломочными «молассоидами», сменяющимися породами с преобладанием песчаниковых составляющих, затем тонкообломочных, глинистых и карбонатных типов. Магматическим комплексам здесь свойственна антидромная направленность и сравнительно небольшое развитие. Первые признаки присутствия океанической коры на Урале фиксируются уже в раннем палеозое, где в меланже района развития максютовского комплекса хребта Уралтау, известна фауна кембрийского возраста. Видимо следует признать, что направленность геодинамического режима ответственна за последовательность накопления геологического вещества в каждой из тектонических стадий.

Литература

1. Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Структурный фактор в теоретической геологии. Уфа, 2010. 327 с.

2. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О методике картирования дислокаций горизонтального сжатия // Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка. 1990. № 1. С. 113–121.

3. *Казанцева Т.Т.* Основы шарьяжно-надвиговой теории формирования земной коры // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов. 2000. № 5. С. 15–46.

4. *Казанцева Т.Т.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры. М.: Наука, 1987. 157 с.

5. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. и др. Тектоника и эволюция // Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала. М.: Наука. 1992. 182 с.

6. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. О происхождении "грабенообразных" структур на юго-востоке Восточно-Европейской Платформы // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 1. С. 186–190.

О новых данных возраста магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам 51-го Тектонического совещания «Проблемы тектоники континентов и океанов». Москва, 2019 г.)

Проблема возрастного датирования траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) продолжает быть актуальной. Главным предметом обсуждения и критики служат опубликованные раннеюрские цифры возраста вулканитов архипелага, полученные в результате изучения состава и строения базальтовых покровов островов Земля Александры и Гукера [6, 15], хотя присутствие на ЗФИ базальтоидов более древнего возраста, чем раннемеловой, отмечалось на ряде островов и другими исследователями [7, 14, 16]. Полученные данные, вкупе с данными о позднеюрском и раннемеловом возрасте разнофациальных (покровы, силлы и дайки) базальтоидов этих и других островов архипелага, были положены в основу выделения в истории развития магматизма ЗФИ двух крупных этапов (эпизодов) магматической деятельности: раннемезозойского (197-189 млн лет) и позднемезозойского (162-121 млн лет). В последнем были выделены две стадии – ранняя (162-153 млн лет) и поздняя (149-121 млн лет). Для каждого из этих эпизодов рассчитаны пики максимальной вулканической активности: 192.2 ± 2.8, 157.4 ± 3.5, 131.5 ± 0.8 млн лет [4, 17, с уточнениями].

Такое возрастное расчленение вулканических комплексов ЗФИ подтверждается как результатами исследований геохимии базальтоидов [5, 6], так и данными изучения составов породообразующих минералов и расплавных включений в них [8–10], согласно которым базальтоидный магматизм архипелага последовательно эволюционировал от примитивных низкокалиевых толеитов на раннемезозойском этапе, через низкокалиевые/субщелочные толеиты к существенно субщелочным толеитам на позднеюрской и раннемеловой стадиях позднемезозойского этапа. В этой же возрастной последовательности происходило закономерное изменение состава минералов (плагиоклазов и клинопироксенов), глубин и температур магмогенерации.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; yukar61@mail.ru

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

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴ Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия

На высказанную ранее [13] критику по поводу выделения упомянутых выше этапов и стадий в ходе эволюции магматизма ЗФИ уже был дан обстоятельный ответ [3]. Однако, в 2017 году в ходе ежегодной научно-образовательной морской экспедиции «Арктический плавучий университет» Северного (Арктического) федерального университета имени М.В. Ломоносова на НИС «Профессор Молчанов», продолжавшейся 20 суток с момента выхода и до захода в порт Архангельска, сотрудниками Новосибирского государственного университета была предпринята ревизия имеющихся ⁴⁰ Аг/³⁹ Аг датировок раннеюрских вулканитов ЗФИ [6, 15]. Результаты этой ревизии опубликованы в Материалах LI (51-го) Тектонического совещания Научного совета по проблемам тектоники и геодинамики при Отделении наук о Земле РАН [1], а на самом совещании одним из авторов (В.В. Абашеевым) был сделан устный доклад.

Судя по публикации и докладу, авторам ревизии удалось опробовать базальты трех островов 3Φ И: о. Ферсмана, о. Гукера и о. Земля Александры. На о. Ферсмана – это силл, для которого получены значения возраста 133.6 ± 1.6 млн лет (по пироксену) и 130.6 ± 3.2 млн лет (по плагиоклазу). Цифры сомнений не вызывают, так как вполне коррелируются с определениями возраста покрова, силлов и даек соседнего с этим островом, острова Хейса [6]. Вызывает очень большое сомнение только бездоказательная классификация опробованного геологического тела как силла.

Также не вызывают сомнение результаты опробования двух из трех точек на о. Гукера. В первую очередь это касается уточнения возраста штока скалы Рубини, для которого по пироксену и плагиоклазу «...*получены значения возраста 120.7* \pm *1.3 и 134.0* \pm *2.9 млн лет...*», соответственно (здесь и далее курсивом выделены цитаты из [1]), с учетом того, что ранее [10, 12] для этого штока была получена только одна К-Аг датировка по плагиоклазу 145.0 \pm 7.0 млн лет. Во вторую очередь, возраст 127.3 \pm 1.3 (по пироксену) и 136.8 \pm 7.7 (по плагиоклазу) одного из базальтовых покровов (почему-то «...*пластовое тело...*), расположенного на самом деле в правом борту выносного ледника Авсюка [2], а не, как считают авторы, «...*на юго-западной стороне м. Медвежий...*». Неточная географическая привязка, без GPS-координат, может ввести в заблуждение последующих исследователей.

На третьей точке опробования следует остановиться более подробно. Это одна из точек в которых «...*переопробованы* ...*объекты на островах Гукера и Земля Александры, где получены юрские датировки...»* (имеются в виду конечно же раннеюрские датировки). ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрастные характеристики базальта (138.8 ± 3.9 и 145.8 ± 5.3 млн лет по пироксену и плагиоклазу, соответственно) в этой точке получены «... из

пробы, отобранной в основании скального обнажения вблизи м. Седова на о. Гукера...», на основании чего сделан вывод о том, что базальты плато Седова «...значительно моложе ранее полученной цифры (189.1 ± 11.4 млн лет)...» [6]. В чем же причина такого расхождения в определениях возраста? Причина, на самом деле, очень простая. Ключевой фразой в приведенной выше цитате является: «...из пробы, отобранной в основании скального обнажения...». В.В. Абашев опробовал первый встретившийся ему по ходу маршрута выход базальтов во время подъема на плато Седова, не подозревая о том, что это обнажение не раннеюрских вулканитов, а "экзотическая" глыба раннемеловых вулканитов, которая оказалась на склоне плато Седова, видимо, в результате размыва и ледового переноса. Таких глыб на этом склоне несколько. Все они гипсометрически залегают ниже раннеюрского базальтового покрова и в виде прерывистой цепочки прослеживаются от района полярной станции Бухта Тихая на восток практически до фронта выносного ледника Седова. Глыбы имеют разное строение и текстурные особенности: от чисто столбчатых базальтов, миндалекаменных разностей, до фрагментов раннемеловых осадочно-вулканогенных разрезов и не являются составной частью геологического разреза плато.

Раннеюрские цифры возраста базальтовых покровов на о. Земля Александры, полученные по двум профилям в северной части бухты Северная, впервые были опубликованы в 2010 году [5]. На схематической геологической карте острова в этой работе, точнее на врезке, были показаны оба профиля и точные места отбора проб (рис. 1). Сходимость результатов ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования пород, практически полная и возрастная корреляция разрезов очевидна, что не может быть случайностью (табл. 1). Данные ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследований раннеюрских базальтов острова приведены в табл. 2, а возрастные спектры и полученные изохроны показаны на рис. 2. Эти данные однозначно говорят о том, что нижний покров базальтов о. Земля Александры имеет раннеюрский возраст.

На рис. 1 звездочкой показано место отбора «ревизионных» проб. Это два базальтовых покрова, для которых получены раннемеловые цифры возраста [1]. Почему базальтовые покровы мыса Мелехова, а не северного берега бухты Северная были выбраны в качестве объекта ревизии остается загадкой. Еще одной загадкой является вывод авторов о том, что «...опубликованный юрский возраст базальтов о.Земля Александры ... также не подтверждается», который они сделали, опробуя заведомо раннемеловые базальты. Действительно, как же он может подтвердиться? Наконец утверждение «...имеющиеся наблюдения свидетельствуют, что базальтовые покровы, как правило, подстилаются осадочными породами не древнее раннего оксфорда...» вообще заимст-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта о. Земля Александры. *I* – раннемеловые базальты; *2* – юрские базальты нерасчлененные; *3* – купола ледников; *4* – зона Нагурского разлома; *5* – места отбора проб базальтов и их номера. Звездочкой показано место отбора «ревизионных» проб [1]

вовано (без ссылки) у других исследователей (скорее всего из [13]), так как во время остановок НИС «Профессор Молчанов» на о. Ферсмана, о. Гукера и, тем более, на о. Земля Александры наблюдать взаимоотношение базальтовых покровов с подстилающими осадочными породами, в силу отсутствия последних в местах отбора проб базальтов, не представляется возможным.

Выводы:

1. Ни одна проба из точек «ревизионного» опробования не была взята из обнажений раннеюрских базальтовых покровов ЗФИ. Везде были опробованы раннемеловые базальты, для которых и были получены соответствующие раннемеловые цифры ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования.

2. Выводы авторов об отсутствии на ЗФИ продуктов раннеюрского магматизма на основе полученных ими материалов не имеют фактической основы и, таким образом, голословны.

Таблица 1. Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования базальтовых покровов островов Гукера (обн. 38) и Земля Александры

GPS координа- ты**	Номер обна- жения	Минеральная фракция	Возраст плато	Изохронный возраст	Итоговый возраст		
N 80°46 29.1 E 47°37 30.4	24	плагиоклаз	138.5 ± 4.0	133.4 ± 4.9	135.0 ± 4.0		
N 80°46 33.7 E 47°41 49.9	28	плагиоклаз	< 132.0 ± 6.5*	138.4 ± 7.2	131.2 ± 5.9		
N 80°46 30.2 E 47°42 11.8	27	плагиоклаз	$< 152.6 \pm 14.5*$	150.5 ± 27.2	152.6 ± 14.5		
N 80°46 25.5 E 47°38 02.7	23	плагиоклаз	156.5 ± 5.3	148.8 ± 11.7	156.5 ± 5.3		
N 80°46 20.4 E 47°38 34.7	25	плагиоклаз	191.4 ± 3.2	181.9 ± 7.3	189.9 ± 3.1		
N 80°46 28.9 E 47°42 52.2	26	плагиоклаз	196.5 ± 6.3	199.1 ± 7.4	196.5 ± 6.3		
N 80°20 26.3 E 52°46 55.8	38	плагиоклаз	189.1 ± 11.4	163.3 ± 19.0	189.1 ± 11.4		

Примечание. Значения возрастов приведены в млн лет. *Значение возраста, рассчитанное для ступени в средней части седлообразного спектра. **Датум WGS 84.

3. В целом публикация и доклад изобилуют бездоказательными утверждениями, создавая впечатление, что авторы совершенно не знакомы с материалами исследований предшественников.

4. Для желающих провести новую ревизию возрастов раннеюрских базальтовых покровов ЗФИ в таблице 1 приведены точные координаты мест отбора проб.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 18-05-70040 и гранта Правительства Российской Федерации № 14.У26.31.0012.

Литература

1. Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Васюкова Е.А., Михальцов Н.Э., Чернова А.И. Новые данные о возрасте базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 3–8.

2. Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н. и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.

3. Карякин Ю.В. Геологическое строение побережья бухты Тихая (остров Гукера, архипелаг Земля Франца-Иосифа). (Ответ на публикацию Н.М. Столбова и Е.Б. Суворовой «О времени образования ареала платобазальтов





-	±lσ		82.5	53.0	13.6	11.4	16.9	14.6		16.5	9.6	15.0	6.3	9.5		48.4	15.9	3.8	6.1		
	Возраст, (млн лет) ±1σ	4840 ± 0.00061			691.9	376.3	183.8	181.7	213.3	260.3		179.7	195.3	210.9	194.4	236.4		197.4	224.4	187.5	201.4
	$\sum_{(\%)}^{39} \text{Ar}$		62.9	69.3	72.5	75.0	81.4	89.5		9.1	26.8	46.8	73.5	100.0		3.7	15.4	68.1	100.0		
madara	Ca/K		165.9	324.3	398.6	416.3	403.8	379.2		294.5	414.8	446.1	430.1	358.0		48.0	360.9	484.1	457.9		
mmd un	±lσ		000061	0.2736	0.0273	0.0058	0.0048	0.0074	0.0068	.000045	0.0081	0.0047	0.0075	0.0030	0.0047	00110	0.0197	0.0050	0.0008	0.0016	
trund the	³⁶ Ar / ³⁹ Ar		6.0893	0.4546	0.0834	0.0794	0.2121	0.3679	4151 ± 0	0.0603	0.0140	0.0052	0.0092	0.0305	488 ± 0.0	0.2923	0.0425	0.0056	0.0192		
	±lσ	J=0.00	2.07	2.24	0.64	0.55	0.82	0.67	J=0.00	0.67	0.54	0.93	0.36	0.47	l=0.06	3.02	1.77	0.38	0.70		
ndomm	³⁷ Ar / ³⁹ Ar	12.6 mr,	46.09	90.10	110.71	115.63	112.16	105.34	54.8 MF,	81.81	115.23	123.91	119.47	99.44	9.4 ML, J	13.33	100.25	134.47	127.19		
	$\pm 1\sigma$	навеска 1	0.0795	0.0167	0.0067	0.0049	0.0105	0.0123	навеска 2	0.0073	0.0041	0.0074	0.0024	0.0020	навеска 9	0.0619	0.0149	0.0024	0.0063		
101001	³⁸ Ar / ³⁹ Ar	ofp. 38-5,	1.3323	0.0723	0.0502	0.0338	0.0812	0.1240	ofp. 26-4,	0.0743	0.0283	0.0306	0.0277	0.0293	o6p. 25-6,	0.3325	0.0567	0.0252	0.0197		
	±1σ	гиоклаз, с	84.070	4.538	0.268	0.217	0.643	0.899	гиоклаз, с	0.360	0.149	0.236	0.090	0.202	агиоклаз (4.791	0.494	0.042	0.118		
TATATATA	$^{40}\mathrm{Ar}$	Пла	1896.0	182.262	46.794	45.349	88.613	140.769	Пла	43.066	31.681	31.424	30.127	42.735	Пл	104.203	32.998	18.558	23.908		
	⁴⁰ Ar(STP)		46.58*e ⁻⁹	10.68*e ⁻⁹	$10.83 * e^{-9}$	14.52*e ⁻⁹	$15.31 * e^{-9}$	19.55*e ⁻⁹		7.47*e ⁻⁹	$10.72 * e^{-9}$	$12.00 * e^{-9}$	15.41*e ⁻⁹	21.61*e ⁻⁹		4.10*e ⁻⁹	4.19*e ⁻⁹	$10.54 * e^{-9}$	8.21*e ⁻⁹		
	t (min)		10	10	10	10	10	10		10	10	10	10	10		10	10	10	10		
	T°C		500	600	750	900	1000	1150		600	750	850	1000	1130		500	700	900	1130		

Таблина 2. Результаты ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar исслелований минеральных фракций раннеюрских базальтов 3ФИ

Земли Франца-Иосифа по геологическим данным») // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2016. С. 225–232.

4. Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А. и др. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы LXII Тектонического совещания «Геология полярных областей Земли». Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 257–263.

5. Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы LXIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 293–301.

6. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. №2. С. 213–217.

7. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А. и др. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. №2. С. 66–83.

8. Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В. и др. Особенности формирования разновозрастных базальтовых комплексов архипелага Земля Франца-Иосифа // Петрология магматических и метаморфических формаций. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2016. С. 334–337.

9. Симонов В.А, Карякин Ю.В., Котляров А.В Условия генерации базальтовых магм архипелага Земля Франца-Иосифа // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 242–247.

10. Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В. Физико-химические условия базальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2019. Т. 64. № 7. С. 700–725.

11. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИ-Океангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–202.

12. Столбов Н.М. Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, 2007. С. 383–387.

13. 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.

14. *Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреичев В.Л.* Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.

15. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская мезозойская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382.

16. Dibner V.D. (ed.) Geology of Franz Josef Land. Norsk Polarinstitutt. Mtddelelser. Oslo. 1998. №146. 190 p.

17. Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V. Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land archipelago // Large Igneous Provinces of Asia. Abstracts of the International Symposium. Irkutsk, 2011. P. 96–98.

Г.Л. Кириллова¹

Юрский этап мезозойской седиментации вдоль Монголо-Охотской складчатой системы

Юрский этап начался распадом Пангеи и реорганизацией плит [1]. Структурно-формационное районирование юрских отложений Дальнего Востока с выделением зон и подзон, предложенное в Решениях 4-го межведомственного регионального стратиграфического совещания [2] сохраняется до сих пор с небольшими изменениями (рис. 1).

Выделено два типа юрских разрезов: первый характерен для аккреционных призм, второй – для наложенных бассейнов. Наиболее полный терригенный разрез наблюдается в северной части Нимеленского стратиграфического района Ульбанской структурно-формационной зоны (рис. 2) Монголо-Охотской складчатой системы [3]. К востоку наблюдается омоложение возраста однотипных отложений. Так, триасовосреднеюрские кремни в Горинской структурно-формационной зоне к востоку замещаются юрско-раннемеловыми кремнями Нижнеамурской структурно-формационной зоны.

Изучение радиолярий позволило реконструировать чешуйчатонадвиговую структуру аккреционных комплексов, где неоднократно повторяется триада: 1) система океанической плиты, сложенная слоистыми кремнями, со слоями вулканитов и известняков; 2) чехол океанической плиты в месте ее подхода к зоне субдукции, представленный

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; kirillova@itig.as.khb.ru



Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования юрских отложений Монголо-Охотской складчатой системы (МОСС) Дальнего Востока. 1, 2 – Янкано-Тукурингрская зона МОСС: 1 – реки Долохит, Крестовка; 2 – междуречье Десс-Алла; 3 – Джагдинская зона МОСС, бассейн рек Дугда, Нора; 4 – Нинни-Сагаянская зона МОСС, река Сагаян; 5 – Удская зона МОСС, реки Суникан, Урми, Гербикан; 6, 7 – Торомская зона МОСС: 6 – реки Ир, Эльга; 7 – побережье Тугурского залива; 8–10 – Ульбанская зона МОСС: 8 – Нимеленская подзона, бассейны рек Нимелен, Ассыни, 9 – Тугурская подзона, бассейны нижнего течения р. Амгунь, левобережье Охотского моря, 10 – Мевачанская подзона, бассейны рек Джали, Усальгин, Мухтель и побережье Охотского моря

кремнистыми аргиллитами, кремнисто-глинистыми сланцами, и 3) перекрывающие терригенные образования, включая турбидиты.

Исследования частично финансировались в рамках проекта РФФИ (договор 19-05-00097/19).

Литература

1. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S. et al. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 212–270.

2. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990). Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с. + 38 стратиграф. схем.



Рис. 2. Схематизированная стратиграфическая колонка отложений северной части Нимеленского стратиграфического района Ульбанской структурно-формационной зоны Монголо-Охотской складчатой системы. *1* – брекчии; *2* – песчаники, туфопесчаники; *3* – алевролиты, туфоалевролиты, ар-

7 – орекчий, 2 – песчаники, туфопесчаники, 5 – алевролиты, туфоалевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, туффиты; 4 – турбидиты, в том числе терригенный и туфогенный флиш; 5 – кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы, силицифицированные туффиты; 6 – базальты, трахибазальты, долериты (*a*), туфы базальтов (б)
3. Забродин В.Ю., Кириллова Г.Л. Стратиграфия, тектоно-стратиграфические системы и палеогеография Удского и Торомского осадочных бассейнов (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 3–14.

<u>И.К. Козаков</u>¹, В.П. Ковач¹, Е.Б. Сальникова¹, А.Н. Диденко²

Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах Центральной Азии

Строение раннепалеозойской складчатой области центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием неопротерозойских и раннепалеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом [3]. К одним из самых крупных блоков Центральной Азии с предположительно раннедокембрийским фундаментом ранее были отнесены Дзабханский и Тувино-Монгольский массивы, рассматриваемые как микроконтиненты. В составе Дзабханского микроконтинента объединялись Дзабханский, Байдарикский, Тарбагатайский и Сонгинский блоки, относимые к выступам раннедокембрийского фундамента или, позднее, к «кратонным террейнам». Однако данные блоки представляют собой гетерогенные террейны, сложенные тектоническими пластинами неопротерозойских пород разного возраста, состава и происхождения. Архейские и раннепротерозойские комплексы представлены ограниченно – только в северо-западной части Байдарикского террейна, в идерском комплексе восточной части Тарбагатайского и Гарганской глыбе Тувино-Монгольского террейнов.

В Дзабханском и Сонгинском террейнах высокоградные кристаллические и островодужные комплексы, формирование которых происходило в интервалах около 890–860 и 810–780 млн лет назад. В югозападной части Дзабханского террейна выделена зона меланжа, в которой установлены породы островодужного комплекса (Хараулинского блок), в которых установлены значения возраста циркона 959±8 и 944±6 млн лет и для метагаббро 930±6 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS) [2], а

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

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

также реликты эклогитовых парагенезисов. Эта зона имеет продолжение в структурах южного обрамления Дзабханского террейна и образованиях Озерной зоны [5, 7, 8]. В ней установлены тектонические пластины, сложенные ортогнейсами с возрастами: (955 ± 7 млн лет, 941 ± 11 и 953 ± 12 млн лет), и реликты эклогитов [7, 8]. В Гобийском Алтае в гнейсогранитах 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, а также габбро и диориты с возрастом 542 ± 4 млн лет и ортогнейсы 515 ± 7, 517 ± 3 млн лет [5]. Они близки по возрасту гранитоидам Сангиленского и Ханхухэйского блоков южной части Тувино-Монгольского террейна.

Для определения максимального возраста накопления и возможных источников сноса метатерригенных пород Сонгинского и Дзабханского террейнов нами были выполнены геохронологические исследования детритовых цирконов (U-Pb, LA-ICP-MS). Данные о возрасте метаморфизма пород баяннурского комплекса Сонгинского террейна (802 ± 6 млн лет) и оценка возраста детритовых цирконов гранат-биотитовых гнейсов (798-900 млн лет, максимумом на кривой вероятности 832 млн лет) позволяют считать, что накопление данных пород произошло в интервале около 0.83-0.80 млрд лет, а их источниками являлись преимущественно магматические комплексы раннего неопротерозоя. Для детритовых цирконов парагнейсов Ургамалской зоны Дзабханского террейна установлены возрастные значения в интервале 838-887 млн лет. Средневзвешенное значение преобладающей группы цирконов составляет 862±5 млн лет. Возраст прорывающих их гранитоидов 786±6 млн лет, то есть формирование протолитов данных пород происходило в интервале около 870-780 млн лет, а их источниками являлись породы главным образом ранненеопротерозойского возраста. Возрастные значения детритовых цирконов гранатсодержащих плагиогнейсов Дзабхан-Мандалской зоны Дзабханского террейна находятся преимущественно в интервале 844-901 млн лет, одно зерно имеет возраст около 959 млн лет. Возраст прорывающих их габбро-диоритов составляет 860±3 млн лет. Средневзвешенное значение возраста 19 цирконов составляет 869±11 млн лет. Таким образом, формирование протолитов метаосадков Дзабхан-Мандалской зоны происходило в интервале около 880-860 млн лет.

Принципиально отличаются оценки возраста детритовых цирконов терригенных пород Эрдене-Хаирханского блока Дзабханского террейна. Для песчаников установлены конкордантные возрасты в интервалах: 875–56, 1344–1433, 1978–2085, 2308–2329 и 2448–2510 млн лет с максимумами около 923, 1372, 2012, 2057, 2318 и 2460 млн лет. Часть кристаллов имеет архейские (2595–2796 и 3420 млн лет) возрасты. Возрасты цирконов гравелитов находятся в интервалах 894–976, 1351–1398, 2002–2102, 2194–2224, 2387–2535, 2572–2636 и 2707–2781 млн лет с пиками на кривой относительной вероятности возрастов около 942, 1375, 2039, 2202, 2438, 2580, 2631 и 2730 млн лет. Два зерна имеют палеоархейские конкордантные возрасты (3444 и 3575 млн лет). Таким образом, нижняя возрастная граница накопления толщ Эрдене-Хаирханского блока составляет около 0.92 млрд лет. Верхняя возрастная граница определяется секущими гранитами с возрастом 862 ± 3 млн лет. Полученные данные показывают, что наиболее древними толщами Дзабханского и Сонгинского террейнов являются не высокоградные кристаллические комплексы, а породы терригенной и терригенновулканогенной ассоциаций раннего неопротерозоя. В целом результаты проведенных исследований исключают возможность отнесения Дзабханского и Сонгинского террейнов к фрагментам древних кратонов.

Анализ палеомагнитных данных позволил представить реконструкции для неопротерозоя, где показано, что около 1000 млрд лет глобальным геодинамическим процессом являлся сбор Родинии. Затем, примерно 850-800 млн лет назад, произошла первая стадия распада Родинии с открытием Прото-Тихого океана между «гондванскими» и «лавразийскими» кратонами. В этот период процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием субдукционных зон в его обрамлении [2, 9]. Полагаем, что область формирования ювенильной коры и новообразованной ранненеопротерозойской континентальной коры Дзабханского террейна была расположена в пределах Палеоазиатского океана, разделявшего в то время раннедокембрийские кратонные блоки Сибири и Северного Китая с Казахстаном [4]. Для фрагментов островодужных комплексов Дзабханского террейна, становление которых происходило в интервале 965–930 млн лет [4], предполагается иная модель. В период около 1000-850 млн лет назад фиксируется относительно стабильное существование суперконтинента Родиния [4, 6, 9]. 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. Преобладающие значения Nd модельных возрастов в интервале 2.0-1.2 млрд лет для метатерригеных пород и коровых гранитоидов отражают процессы смешения источников (ювенильных и древних коровых) при их формировании. Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 18-17-00229).

Литература

1. Ковач П.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и источники сноса метатерригенных пород Дзабханского и Сонгинского террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: ИГГД РАН, 2019. С. 96-97.

2. Козаков И.К., Kröner А., Ковач В.П. Ранненеопротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения, 2016, материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТ и Г ДВО РАН, 2016. С. 35-38.

3. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3-33.

4. *Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.* Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 1-24.

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. V. 47. P. 200-227.

6. *Condie K.C.* Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.

7. Demoux A., Kroner A., Liu D., Badarch G. Precambrian crystalline basement in Southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // Int J Earth Sci. (Geol Rund-sch). 2009. V. 98. P. 1365-1380.

8. *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 // Am. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523-574.

9. *Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al.* Geochronology of Neoproterozoic synrift mag-matism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precambrian Research. 2003. V. 122. P. 85-109.

Возраст и источники метатерригенных пород Южно-Хангайского метаморфического пояса: результаты U-Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритовых цирконов

В раннекаледонской складчатой области южного обрамления Сибирской платформы представлены фрагменты докембрийских континентальных блоков, обрамленные неопротерозойскими и раннепалеозойскими комплексами океанических бассейнов и островных дуг. Раннедокембрийские комплексы установлены в северо-западной части Байдарикского террейна, идерском комплексе Тарбагатайского террейна и Гарганской глыбе. Высокоградные метаморфические породы Дзабханского и Сонгинского террейнов, а также и джаргалантского комплекса Тарбагатайского террейна, были сформированы в ходе неопротерозойского тектогенеза [1, 2, 4].

В северо-западном блоке Байдарикского террейна развиты неоархейские и палеопротерозойские кристаллические комплексы, а в юговосточном – неопротерозойские. Последние были включены в состав тацаингольского комплекса. Его формирование связано с развитием эдиакарского Южно-Хангайского метаморфического пояса (ЮХМП), расположенного вдоль зоны сочленения блока с раннедокембрийским фундаментом и неопротерозойским офиолитовым комплексом Баянхонгорской зоны.

В тацаингольском комплексе установлено проявление процессов полиметаморфизма. Возраст раннего эпизода метаморфизма происходил в интервале около 570–560, а позднего – 550–540 млн лет. [3]. Верхнюю возрастную границу накопления терригенных пород тацаингольского комплекса фиксируют гранитоиды с возрастами около 561 ± 12 , 562 ± 2 и 564 ± 5 млн лет. Нижняя граница определялась минимальными значениями Nd модельного возраста 2.0 млрд лет, что дает весьма широкий возрастной интервал накопления входящих в его состав метатерригенных пород. По геолого-геохронологическим данным, Sm-Nd изотопным и геохимическим характеристикам гнейсы тацаингольского комплекса

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

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; anosova@geokhi.ru, kirnozovat@mail.ru

не могут сопоставляться с образованиями фундамента Байдарикского блока или толщ ульдзитгольского комплекса его пассивной окраины. Для установления возраста источников и интервала накопления метатерригенных пород тацаингольского комплекса были проведены U-Pb геохронологические исследования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов биотитовых парагнейсов из толщи переслаивания мраморов, гнейсов, амфиболитов и кварцитов. Это позволило дать оценку возраста источников метатерригенных пород юго-восточной части (ЮХМП), которые ранее рассматривались в составе раннедокембрийского фундамента Байдарикского блока.

Анализ зёрен циркона проводился методом LA-ICP-MS на массспектрометре Element XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с использованием лазерной установки UP-213 в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (Москва). Были использованы следующие параметры измерений: частота импульса лазерного излучения 4 Hz, диаметр пучка 30 мкм. Измерения проводились при низком разрешении (R=300). Полученные данные обрабатывали с помощью программы Glitter [5]. Для калибровки и контроля измерений в работе использованы стандарты цирконов GJ и 91500. Было исследовано 108 кристаллов циркона из пробы 8162. Анализ распределения полученных данных по возрастам проводили для точек с дискордантностью < 5%, по 53 точкам построен график относительной вероятности распределения по возрастам (возраст взят по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb). Результаты распределились в двух возрастных интервалах 1.8-2.1 млрд лет (31 точка) и 2.4-2.9 млрд лет (18 точек). Также получены единичные значения, статистически незначимые более древнего (3.2 млрд лет) и молодого (1.4 и 0.8 млрд лет) возрастов.

В целом, в формировании метатерригеных пород тацаингольского комплекса подненеопротерозойского ЮХМП основным источником являлись преимущественно палеопротерозойские и неоархейские породы, что отличает их от ранненеопротерозойских терригенных и метатерригенных пород Дзабханского и Сонгинского террейнов.

По химическому составу исследованные биотитовые и гранатбиотитовые гнейсы тацаингольского комплекса соответствуют алевролитам, сходным с осадочными породами пассивных окраин. Геохимические данные свидетельствуют о присутствии в источниках этих гнейсов продуктов размыва пород вулкано-плутонических ассоциаций, сформированных в субдукционных обстановках. Sm-Nd изотопные характеристики позволяют предполагать, что формирование исходных расплавов ортопород, а также протолитов метаосадков тацаингольского комплекса происходило как за счет древних раннедокембрийских источников, так и более молодого неопротерозойского ювенильного материала (Козаков и др., 2015).

Полученные данные о возрасте детритовых цирконов биотитовых парагнейсов тацаингольского комплекса дают основание определять нижнюю границу возрастного интервала накопления толщи терригенных пород около 800 млн лет. Верхнюю границу фиксирует возраст раннего эпизода метаморфизма (около 560–570 млн лет) и сопряженных с ним гранитоидов [3]. В том, что касается возможных источников рассматриваемых пород, то раннедокембрийские и неопротерозойские структурно-вещественные комплексы в настоящее время установлены во многих структурах южного обрамления Сибирской платформы. Они представлены в байдарагинском и бумбугерском комплексах Байдарикского террейна, идерском комплексе Тарбагатайского террейна [2, 4, 5] и Гарганской глыбе.

О возможной связи кратонных источников терригенных пород тацаингольского комплекса именно с раннедокембрийскими породами Байдарикского и Тарбагатайского блоков может косвенно свидетельствовать пространственное положение Южно-Хангайского метаморфического пояса [3]. В современной структуре он расположен между этими блоками, и до начала заложения зоны конвергенции источниками терригенных пород тацаингольского комплекса могли быть раннедокембрийские породы фундамента Байдарикского террейна. В этот же период источниками могли быть ранне- и неопротерозойские кристалличенские породы Тарбагатайского, а также Сонгинского и Дзабханского террейнов [1, 2, 4].

В целом, в формировании метатерригеных пород тацаингольского комплекса эдиакария ЮХМП основным источником являлись преимущественно палеопротерозойские и неоархейские породы, что отличает их от пород Дзабханского и Сонгинского террейнов раннего неопротерозоя. Пока трудно объяснимо присутствие мезопротерозойских цирконов с возрастом около 1400 млн лет. В пределах региона Центральной Азии не установлены структурно-вещественные комплексы этого возраста. Можно предположить, что такими источниками могли быть рециклированные осадки.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 18-17-00229).

Литература

1. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: І. геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013а. Т. 21. № 3. С. 227–246. 2. Козаков И.К., Кузнецов, А.Б. Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.

3. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., и др. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 339–362.

4. *Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al.* Zircon ages and Nd–Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 1392–1406.

5. Van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe // Proceedings of the 9th V.M. Goldschmidt Conference. 1999. Cambridge, Massachusetts 305.

<u>А.А. Коковкин¹</u>

Импульсный сдвиг в сложноорганизованной системе Бурейского оползня – индикатор активности голоценовой тектоники

Наблюдать проявление импульсного сдвига из-за нерегулярности и локальности его проявления во времени и пространстве можно лишь случайно. Он может быть зафиксирован только по свежим следам события – в виде соответствующей остаточной дислокационной структуры. Но выделить эту дислокацию во вмещающей, сложной по строению, интерферированной геологической структуре крайне непросто. Благоприятный для этого случай предоставил Бурейскоий скальный оползень (рис. 1), сошедший с крутого южного борта Буреи в ее среднем течении 12 декабря 2018 года. Оползень сопровождался мощной, высотой более 60 м, волной типа «цунами». 13–15 января 2019 г. автором, в составе комплексной экспедиции ИТиГ и ИВЭП ДВО РАН, была проведена серия маршрутов, с документацией представительных обнажений оползневого узла. Их проведению способствовала хорошая обнаженность участка работ. Волной «цунами» был полностью снят снег

¹ Институт Тектоники и Геофизики ДВО РАН; kokovkin@itig.as.khb.ru





En 1 1 2 m 3 C 4 1: 15 m 6 27-38-79 VP10 - 11

Рис. 1. А Состояние буреинского оползневого узла 13.12.2018 г., космоснимок [https://www.planet.com/explorer/], дешифрирование автора

I – контур оползневого цирка; 2 – оползневой шлейф нижней части цирка; 3 – верхняя часть цирка; 4 – кольцевая структура – реликт экструзии; 5 – оползневая перемычка; 6 – пластина граносиенит-порфиров на северном борту Буреи; 7 – зона «бульдозинга»; 8, 9 – разломы: 8 – основной, контролирующий русло Буреи, 9 – прочие; 10 – структура тектонического рва (ТР, рис. 2). Б. Общий вид оползня, вид с северо-востока. Фото автора, 13.01. 2019 г.

и растительный покров. Снегопадов же позднее, «до» и «во время» проведения экспедиции, там не было. В ходе работ были изучены состав и структура оползневого субстрата, строение самого оползня и его цирка, следы «цунами» и возвратной волны, частично восстановившей равновесии водной системы Буреи, выделены сдвиговые деформации «до» и «во время» оползнеобразования. Исследование взаимосвязей этих проявлений позволило развернуть во времени его сложноорганизованную систему. Процесс образования оползня изначально рассматривался автором как разновидность открытой самоорганизующейся геологической системы, основным и обязательным элементом которой является *источник энергии*. Все оползни (скальные, в том числе) приурочены к высоким, крутым бортам современных поднятий, сформированных под влиянием сдвиговой тектоники. Развиваются они в условиях сжатия, характеризуясь, в связи с этим, высоким уровнем исходного напряженно-деформированного состояния (НДС). Это сжатие и становится главным энергетическим источником оползнеобразования. Склоны поднятий, на которых развиваются оползни – градиентная, метастабильная среда с действующим на ней комплексным (фазовым, плотностным) барьером «земля-воздух». При воздействии на нее дополнительных тектонических и/или сейсмогенных (даже мало интенсивных) деформаций ее НДС может достичь порога критичности и тогда происходит мгновенная разгрузка напряжений. Большинство оползней – результат именно такой разгрузки. Дополнительным фактором, способствующим сходу оползня, является флюидо-водонасыщенность материнского оползневого субстрата, повышающая степень его «ползучести».

Узкая (500-метровая) долина Буреи с ее каньонообразным профилем и глубиной русла в десятки метров, вложена на участке оползневого узла в северо-восточный разлом, являющийся фрагментом Мельгинской разломной зоны. В начале голоцена этот разлом расколол Мельгинский блок древнего Буреинского массива. Оба борта разлома сложены здесь крепкими мета-андезитами протерозоя, меловыми экструзиями и дайками кислого и щелочного состава. На поверхности метаандезитов развита кора выветривания, местами перекрытая реликтовыми полями плейстоценового пролювия. На молодость этого разлома указывает его кулисообразная в плане форма и транзитный характер реки. На участке оползня (рис. 1) Бурея вложена в широтную кулису разлома. Ее высокий, крутой южный борт (абс. отм. поверхности до 660 м), с которого сошел оползень, был взброшен в начале голоцена, с амплитудой около 300 м по отношению к низкому, пологому северному борту. О молодом возрасте взброса свидетельствует сохранившийся от эрозии плащ рыхлых плейстоценовых осадков на вершине южного борта. Взброс сопровождался образованием в оползневом субстрате чешуйчатого надвига, структура которого обнажена на высокой (до 25 м) западной стенке оползневого цирка. Узел был вновь активизирован за несколько дней до оползневого события. Сначала, в интервале 1-6-го декабря, в результате локального (импульсного, по сути) взброса с амплитудой первые десятки метров, в русле напротив будущего оползня «всплыли», почти до поверхности воды, два локальных блока скального фундамента. Они были зафиксированы на космоснимке 6-го декабря. Вода в реке в это время еще не замерзла.

Новая, более контрастная импульсная активизация произошла 12-го декабря. Она была запрессована примерно в 1-минутный интервал. Несмотря на кратковременность, эта последняя активизация была довольно сложно организована. Вначале русло Буреи было резко сжато малоамплитудным сдвигом по меридиональным разломам, с образованием «цунами». За этим последовала дополнительная активизация тех же



Рис. 2. Структура тектонического рва, вид с юга. Фото автора, 14.01. 2019 г.

нарушений. Одно из них оставило хорошо выраженный след на западной стенке оползневого цирка, в виде крупных зеркал с бороздами скольжения. Второе нарушение представлено контрастной структурой тектонического рва на северном борту Буреи (рис. 2). К югу этот ров трассируется на восточную стенку цирка. Оба нарушения отчетливо наложены на поверхность, уже проработанную «цунами». НДС южного борта под воздействием этого последнего сдвигового импульса было подведено к порогу критичности, за которым и началось образование оползня. Вся эта короткая, энергонасыщенная стадия отмечена на сейсмостанциях Бурейской ГЭС хорошо выраженным цугом малоинтенсивных поверхностных волн и появлением температурной аномалии, зафиксированной участками открытой воды в Бурее, (см. рис. 1А), сохранившимися и во время полевых наблюдений. Бурее.

Оползень (см. рис. 1) полностью перекрыл русло, с образованием у южного борта Буреи низкой, узкой перемычки, сложенной обломками мета-андезитов размером от сантиметров до метров. Через две недели после экспедиции перемычка была взорвана. С южного борта Буреи на ее северный борт была перемещена пластина граносиенит-порфиров

размером около 250×350 м, мощностью более 25 м. На космоснимках до 12 декабря она отсутствует. Это смещенная верхняя часть меловой экструзии, основание которой обозначено в оползневом цирке кольцевой структурой. В русле пластина перемещалась по монолитному «мосту» взброшенного ранее блока. Северная половина русла была при этом полностью перекрыта. Ситуация сохранилась и после проведенных на оползне взрывных работ – русло Буреи до настоящего времени остается суженным. Пластина залегает горизонтально, сохранив свою целостность, несмотря на почти километровое перемещение. Ее поверхность покрыта лишь слабо нарушенным лесным покровом («цунами» прошла здесь раньше). Небольшие деревья стоят на ней вертикально, а высокие наклонены к юго-западу, обозначая северо-восточное направление ее перемещения. Внедрение такого крупного, монолитного тела в низкий, пологий северный борт Буреи с поверхностью, проработанной корой выветривания и временными (плейстоценовыми) потоками, сопровождалось образованием на северной периферии пластины структуры «бульдозинга». Сложена она глыбами «местных» пород с механически неустойчивыми разностями – дроблеными, выветрелыми метаандезитами и рыхлыми пролювиальными осадками. Эта структура наложена на поверхность, лишенную растительного покрова, проработанную ранее «цунами».

Нижняя половина оползневого цирка (см. рис. 1Б) покрыта остаточным шлейфом обломков мета-андезитов, размером (как и на перемычке) от сантиметров до метров. Строение этой части цирка асимметрично – у западной стенки мощность оползневого шлейфа сокращена, восточная стенка полностью перекрыта им. Здесь за нее выброшено несколько глыб мета-андезитов размером до 7 м. Дезинтеграция материала оползневого шлейфа и перемычки, асимметрия оползневого цирка и наличие глыб за его восточной стенкой свидетельствуют об интенсивном дроблении оползневого субстрата и о взрывном (импульсном) механизме оползнеобразования. Здесь мы имеем дело не с медленным сходом, а с выбросом оползневого материала, с северо-восточным вектором его перемещения. На мощную энергетику этого выброса указывает и почти километровое перемещение оползневой пластины.

На примере Бурейского оползня получен единственный пока прецедент наблюдения «*in situ*» импульсной тектонической активизации. Сложная организация этой активизации может быть объяснена знакопеременно-сдвиговым (ЗПС) режимом разломов, а ее импульсный характер – резонансными эффектами волновой ЗПС-системы. Это представляется важным для оценки геодинамического потенциала голоцена, отличающегося острым дефицитом геологической информации. Помимо этого, полученные данные обозначают и новые подходы к моделированию оползней.

<u>С.Ю. Колодяжный</u>¹, И.М. Варенцов², П.В. Иванов²

Тектоно-геодинамические узлы Восточно-Европейской платформы

Многие исследователи отмечали, что магнитные и гравиметрические аномалии Восточно-Европейской платформы (ВЕП) часто группируются в протяженные пояса, которые ориентированы радиально и сходятся в центральной части платформы. В отношении конкретных центров – узлов пересечения аномальных полос мнения исследователей расходятся [1, 3, 5]. Р.Г. Гарецкий с соавторами ввел понятие тектоно-геодинамического узла на примере Слободской структуры, рассматриваемой в качестве главного узлового сегмента схождения полосовых аномалий потенциальных полей, системы авлакогенов, крупнейших сегментов, разломов и сутурных зон ВЕП [1] (рисунок).

Радиальное строение ВЕП отражено на многих геологических и тектонических схемах [1, 2, 5, 6 и мн. др.]. Используя эти материалы и геолого-геофизические данные, составлена схема районирования центральной части фундамента ВЕП [4] (рисунок). На схеме показаны три главных сегмента ВЕП (Фенноскандинавский, Сарматский и Волго-Уральский), выделенные С.В. Богдановой [6], а также разделяющие их широкие коллизионные и вулкано-плутонические пояса [2] (рисунок). Крупнейшие колизионно-орогенные пояса – Южно-Прибалтийский

Крупнейшие колизионно-орогенные пояса – Южно-Прибалтийский (ЮПР) и Лапландско-Беломорско-Среднерусский (ЛБС) – прослеживаются в центральной части ВЕП вдоль СЗ границы Сарматии и Волго-Уралии. В [2] они рассматриваются в качестве единого пояса в составе Фенноскандии, образующего крупные дугообразные изгибы. ЛБС пояс огибает с юга и востока Карельский кратон, образует дугообразный изгиб и прослеживается в СЗ направлении до северной окраины ВЕП. Слагающие его архейские и палеопротерозойские комплексы пород длительное время находились на уровне нижней–средней коры, испы-

¹ Геологический Институт (ГИН РАН), Москва, Россия; e-mail: kolod63@mail.ru

² Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли (ЦГЭМИ ИФЗ РАН), Москва, Россия; pavel.vl.ivanov@gmail.com, ivan_varentsov@mail.ru



Рисунок. Структурная схема фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы:

1 – архейские кратоны; 2 – интенсивно переработанные в палеопротерозое гнейсы различного возраста; 3 – палеопротерозойские гранулиты; 4-6 – палеопротерозойские комплексы: 4 – вулканогенно-осадочные (рифтогенные и окраинно-континентальные), 5 – вулкано-плутонические (активные окраины), 6 – гранитоидные, 7 – граниты-рапакиви; 8 – фанерозойские рифтогенные впадины; 9 – структурные линии; 10-12 - разрывы: 10 - главные шовные зоны, 11 - взбросо-надвиги, 12 - сдвиги; 13, 14 – направления перемещений: 13 – горизонтальные, 14 – ротационные; 15– 17 - названия структур: 15 - первого, 16 - второго порядка, 17 - тектонических зон; 18 - аномалии электропроводности на периоде 2500 с (1.5 и 1.75 - изолинии логарифма кажущегося сопротивления). Мегасегменты ВЕП: ФСК – Фенноскандинавский, ВУР – Волго-Уральский, СРМ – Сарматский; орогенные пояса: ЛБС – Лапландско-Беломорско-Среднерусский (сегменты: СР – Среднерусский, ВЖ – Верхневолжская протрузия); ЮПР – Южно-Прибалтийский (гранулитовые пояса: БП – Беларусско-Прибалтийский, ФЛ – Южно-Финско-Ладожский; палеопротерозойские пояса: ОМ – Осницко-Микашевичский, СП – Серпуховский, РС – Рязано-Саратовский; зоны нарушений: РС - Рязано-Саратовская, ММ - Минско-Московская; геодинамические узлы: СЛ – Слободской, МУ – Московский

тали высокобарные тектоно-метаморфические преобразования, достигающие условий гранулитовой и эклогитовой фаций, и в результате коллизии в конце палеопротерозоя были выжаты к поверхности в виде дивергентных покровов и продольных протрузий [2, 4]. Структурный рисунок ЛБС пояса подчеркивается поясами гранулитов и связанными с ними полосовыми гравиметрическими и прерывисто-линзовидными магнитными аномалиями. В западной части ЛБС пояса полосы гранулитов сходятся, образуя подковообразное замыкание. Структурный рисунок этой области позволяет рассматривать её в качестве фронтальной части Верхневолжской горизонтальной протрузии, где в результате продольного к простиранию ЛБС пояса тектонического течения произошло скучивание и надвигание тектонических пластин к западу (рисунок) [4].

ЮПР пояс образует крупную дугообразную структуру, выпуклая сторона которой ориентирована к востоку – навстречу Верхневолжской протрузии. В его составе обособлены два гранулито-гнейсовых пояса – Белорусско-Прибалтийский и Южно-Финско-Ладожский, которые маркируются пространственно совмещенными гравиметрическими и магнитными аномалиями. Пояса имеют чешуйчато-надвиговое строение, обусловленное системой листрических надвигов, погружающихся преимущественно в западных румбах и выполаживающихся на уровне средней коры [2]. Дугообразные очертания поясов обращены выпуклостью в восточных румбах, что согласуется с восточной вергентностью листрических надвигов.

Протерозойские пояса и вершины клиновидных доменов различного ранга сходятся в центральной части ВЕП в пределах области диаметром несколько сот километров. Её центр расположен в районе г. Москвы, а периметр охватывает Верхневолжскую протрузию, вершины клиновидных и дугообразных выступов Сарматии и Волго-Уралии, а также области сочленения и тектонического скучивания разделяющих их палеопротерозойских поясов. Эту область, вслед за [3], мы предлагаем рассматривать в качестве Московского геодинамического узла, который соответствует тройному сочленению главных сегментов ВЕП – Волго-Уралии, Сарматии и Фенноскандии. В таком понимании эта структура практически не изучена и может рассматриваться в качестве одной из приоритетных задач будущих исследований.

Выделяемый Р.Г. Гарецким с соавторами [1] Слободской геодинамический узел представляет собой не менее интересную структуру в области коллизионного взаимодействия Сарматии и Фенноскандии. Элементы тройного сочленения крупных структур ВЕП имеют место и в рассматриваемом случае. В качестве таковых выступают мегадомен Сарматии и два структурно обособленных сегмента Фенноскандии – коллизионные орогены ЛБС и ЮПР поясов (рисунок). В области Слободского узла эти пояса образуют дугообразные мегаструктуры, направленные выпуклой стороной навстречу друг другу. Западная дуга подчеркивается конфигурацией Белорусско-Прибалтийского пояса гранулитов, восточная – соответствует фронтальной части Верхневолжской протрузии. Между этими структурными дугами располагается обширная область, имеющая форму песочных часов. В ее южном расширенном растре располагается Витебский гранулитовый массив треугольной формы, оконтуренный по серии сгруппированных магнитных и гравиметрических аномалий. Основание этого треугольника контролирует Минско-Московский пояс разломов, южнее которого располагается Оснинско-Микашевичско-Серпуховский вулкано-плутонический пояс, соответствующий палеопротерозойской активной окраине Сарматии андийского типа [2].

Таким образом, Слободской геодинамический узел расположен в области взаимодействия трех крупных структурных элементов ВЕП, испытавших в конце палеопротерозоя горизонтальные перемещения во встречных направлениях: западного сегмента ЛБС пояса, выраженного в виде Верхневолжской горизонтальной протрузии, ЮПР дугообразного пояса, а также континентальной окраины Сарматии (рисунок). В пределах структуры типа песочных часов, расположенной между ними, можно прогнозировать резко неоднородное распределение палеонапряжений. На широте г. Твери располагается область максимального пережима. Она соответствует участку фронтальной конвергенции структур горизонтального перемещения ЮПР и ЛБС поясов. Деформации здесь, вероятно, имели концентрированный характер и были связаны с интенсивным сжатием в широтном направлении. К северу и к югу от этого пережима в районе растров структуры песочных часов можно предполагать наличие областей относительной декомпрессии. С южным растром пространственно связана аномалия электропроводности [7] и здесь же располагается центр Слободского узла (рисунок).

В соответствии с предложенными кинематическими реконструкциями можно ожидать, что неоднородное поле напряжений, существовавшее в палеопротерозое между структурами встречной конвергенции, контролировало направления миграции флюидов (магматических расплавов?) из областей высоких стрессовых нагрузок в области декомпрессии, в частности, из сегмента пережима структуры песочных часов в ее растровые сегменты. Слободская аномалия электропроводности [7] в южном растре может быть связана с концентрацией флюидов (вода, углеводороды и др.), либо элементов, оставшихся после их рассеивания (битумоиды, шунгиты, графит и др.). Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 18-05-00733 и 18-05-00485).

Литература

1. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Слободский тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // Літасфера. 2009. № 2. (31). С. 50–66.

2. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. / Гл. ред. А.Ф. Морозов. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2010. Т. 2. 400 с.

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

4. *Колодяжный С.Ю.* Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Тектоника фундамента // Изв. ВУЗов. сер. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 5–13.

5. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев, 1990. 170 с.

6. *Bogdanova S.V.* Segments of the East European Craton // Europrobe in Jablonna. Warszawa, 1993. P. 33–38.

7. *Ivanov P.V., Astapenko V.N., Goev A.G. et al.* SMOLENSK WG. The deep structure of the triple junction of the East European Platform's segments based on MT and seismological data // 24th EM Induction Workshop (Extended Abstracts). Helsingør, Denmark. 2018. S4.1-P478. 4 p.

<u>А.Н. Конилов</u>^{1, 2}, В.С. Шешуков¹, В.Д. Щербаков³, В.И. Пожиленко⁴, Г.В. Бондаренко², К.В. Ван², Т.И. Голованова⁵

Физические свойства и изотопный возраст цирконов из эклогитов Беломорской провинция на северо-востоке Балтийского щита

Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) Балтийского щита включает эклогиты, сформированные в результате субдукции океанической литосферы (ассоциация Салма) и эклогитизированные мафические дай-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Россия

³ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

⁴ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

⁵ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

ки (ассоциация Гридино) [1]. Породная ассоциация Салмы объединяет эклогиты, Fe-Ti эклогиты, пиклогиты и некоторые другие разновидности. Обнаженные в районе г. Куропачья тела эклогитов и Fe-Ti эклогитов по своей доступности и степени сохранности минеральных ассоциаций, отвечающих полной истории их эволюции, являются наилучшим объектом для исследования архейской субдукции. Впервые установлено, что в Fe-Ti эклогитах тоже присутствуют омфациты (Jd 25–27 мол.%) со структурами распада твердого раствора – игольчатые кристаллографически ориентированные выделения (роды) SiO₂. Методом спектроскопии комбинационного рассеяния установлено, что роды представлены кварцем. Распад клинопироксена не сопровождается выделением амфибола. Это указывает на то, что происходил распад Срх с высокой долей Са-эскола молекулы и P-T-условия метаморфизма отвечали ультравысоким давлениям [4].

Совпадение геохимических индикаторов эклогитов Салмы с толеитами срединно-океанических хребтов отмечено всеми исследователями БЭП [2, 3]. В работе [3] прямо говорится, что протолитами эклогитов Салмы были базальты СОХ. Эклогиты г. Куропачья обладают плоскими спектрами с концентрациями РЗЭ ниже, чем у толеитов СОХ, и феноменально стабильными их содержаниями, полностью потерявшие первичный минеральный парагенезис амфиболиты в зоне эндоконтакта эклогитов с гнейсами сохранили первичные геохимические характеристики, это означает, что пост-эклогитовая и пост-гранулитовая амфиболизация протекала в изохимических условиях без существенного привноса–выноса, исключая водный флюид.

Из слабоизменённых эклогитов была выделена монофракция циркона, 21 зерно цирконов были запечатаны в шайбу и предварительно изучены под оптическим 3D микроскопом [5], SEM BSE/SE и истинной катодолюминесценцией (EPMA-CL (tc)), методика описана в [6]. Цирконы характеризуются черными в EPMA-CL (tc) трещиноватыми ядрами и яркими оболочками. Методом LA-ICP-MS цирконы были продатированы в университете Йоханнесбурга, ЮАР, аналитик Марлина Элбург, методика описана в [7]. Результаты представлены на рис. 1а. Аналогичным образом были выделены и изучены цирконы Fe-Ti эклогитов, датирование проводилось методом LA-ICP-MS в ГИН РАН, результаты представлены на рис. 1б. Изученные цирконы разделяются на популяции – магматические, пористые (в обеих отсутствует катодолюминесценция) и оболочки (яркая катодолюминесценция). Возраст магматических составляет 2845±39 млн лет, пористых - 790±120. Концентрации радиоактивных U и Th в оболочках цирконов очень низкие, это влечет большую погрешность определения возраста (нижние пересечения дискордий) в интервале 1450–1140 млн лет. Результаты датирования пока-



Рис. 1. Диаграммы с конкордией цирконов из эклогитов (а) и Fe-Ti эклогитов (б)

зывают, что в (Fe-Ti) эклогитах г. Куропачьей не фиксируется событие в районе 1.9 млрд лет, которое ряд исследователей БЭП связывают с временем метаморфизма в *P*–*T*-условиях эклогитовой фации.

Методом спектроскопии комбинационного рассеяния (КР) изучены физические свойства цирконов из Fe-Ti эклогитов. Установлено, что прозрачные краевые зоны цирконов и центральные магматические и пористые, насыщенные включениями, части зерен обладают систематически различным характером КР спектров. Краевые части проявляют хорошо выраженные колебания, свойственные циркону с практически линейной формой фона. Центральные части зерен магматических цирконов имеют значительно более низкую интенсивность линий циркона вплоть до полного их исчезновения и имеют тенденцию к проявлению люминесценции в диапазоне 200–1000 см⁻¹. В ядрах пористых цирконов наиболее распространены бесцветные прозрачные включения, которые не проявляют отдельных колебаний на КР спектрах. Среди немногочисленных непрозрачных включений в цирконах, расположенных под поверхностью, получены достоверные спектры, которые характеризуются набором колебаний большой ширины в диапазоне 1400–3000 см⁻¹. Такого рода спектры, вероятно, указывают на присутствие углеводородных соединений. В одном зерне (№2-17) получены три КР спектра с линиями с максимумами 540-544 и 1320-1324 см⁻¹ (рис. 2), которые не относятся к спектрам собственно циркона. Из рисунка следует, что эти линии не могут соответствовать только одной фазе. Учитывая углеродный состав (данные микрозондового EDS анализа), наиболее вероятным кандидатом является алмаз (1332 см⁻¹). Учитывая нетипичную частоту характеристической линии КР спектра алмаза, можно утверждать, что



Рис. 2. (а) BSE имидж циркона с пористым ядром, зерно 2-17; (б) катодолюминесцентный паттерн; (в) спектры комбинационного рассеяния от включений в цирконе в сравнении со спектрами циркона, коэсита и алмаза из базы данных RRUFF

такие включения не могут быть результатом засорения поверхности техногенной природы, подобное смещение обнаружено в алмазах – включениях в цирконах Джек Хиллз [8]. Линия 540–544 см⁻¹, возможно, относится к коэситу, но для обоснования данного предположения необходимы дополнительные исследования.

Находки структур распада в омфаците, включений алмаза и коэсита(?) в цирконе позволяет проинтерпретировать необычную трещиноватость цирконов из Fe-Ti эклогитов и низкую интенсивность линий КР спектров в их ядрах. Трещины начинаются от ядра и проникают к поверхности (рис. 2a). В ядрах зерен трещиноватость отсутствует (в отличие от цирконов из эклогитов). Возможно, эти особенности связаны с полиморфным превращением плотной фазы (например, рейдита) в фазу с меньшей плотностью (циркон). Из литературы хорошо известно на примере перехода коэсит-кварц, что, как правило, это сопровождается аморфизацией вещества, т.е. ухудшением качества спектров комбинационного рассеяния.

Литература

1. *Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N.* The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 561–584.

2. *Мельник А.Е.* Эклогиты Северо-Западной части Беломорского подвижного пояса. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геоголо-минералогических наук. 2015. 196 с.

3. Imayama T., Oh C.-W., Baltybaev S.K. et al. Paleoproterozoic highpressure metamorphic history of the Salma eclogite on the Kola Peninsula, Russia // Lithosphere. 2017. V. 9. N. 6. P.855–873.

4. *Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., et al.* Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 years after the discovery of Coesite and Diamond / Dobrzhinetskaya L., Faryad S. W., Wallis S., Cuthbert S. (eds.). Elsevier, 2011. Chapter 19. P. 635–682.

5. Конилов А.Н., Пожиленко В.И., Ван К.В. и др. Исследование эклогитов Беломорской провинции современными аналитическими методами // Аналитика. 2018. № 4. С. 243–254.

6. Конилов А., Голованова Т., Понкратов К. Алюмосиликатное стекло старше 1.9 млрд лет и его свойства // Аналитика. 2016. №4. С. 214–122.

7. Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Elburg M. et al. P–T Conditions, Mechanism and Timing of the Localized Melting of Metapelites from the Petronella Shear Zone and Relationships with Granite Intrusions in the Southern Marginal Zone of the Limpopo Belt, South Africa // J. Petrol. 2018. V. 59. N. 4. P. 695–734.

8. *Menneken M., Nemchin A.A., Geisler T. et al.* Hadean diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia // Nature. 2007. V. 448. P. 917–920.

Бассейны Предкавказья как перикратонные структуры и влияние их контуров на позднемезозойско-кайнозойскую седиментацию и орогенный структурный рисунок Большого Кавказа

Тектоническая принадлежность впадин Предкавказья. Цепь впадин Предкавказья (Азово-Кубанской и Терско-Каспийской) издавна связывается с развитием Большого Кавказа, а для кайнозойского этапа – еще более определенно рассматривается в качестве передового прогиба [1, 9 и др.]. Между тем такая ее квалификация требует уточнения.

Прежде всего, все более очевиден весьма молодой – поздненеогенчетвертичный – возраст Большекавказского орогена, и это следует из возраста моласс: в наиболее полном молассовом разрезе Большого Кавказа – в Карталинской и Среднекуринской впадинах – грубые молассы впервые появляются в разрезе только на уровне чокрака-карагана (средний миоцен), но наибольшей мощности достигают лишь в верхнем миоцене – квартере (ширакская и алазанская конгломератовые толщи). На пологом же северном склоне Большого Кавказа неоген до верхов сармата представлен мелководными морскими осадками Понто-Каспия. Это подтверждается и появлением в разрезе Большого Кавказа обращенных к северу клиноформ только в сармате, тогда как по майкопской толще олигоцена – нижнего миоцена аналогичные данные указывают на снос со Скифской плиты к югу – т.е., напротив, к современному Большому Кавказу [2, 8].

Далее, вряд ли убедительны ссылки на большую (3–4 км) мощность глин майкопа и присутствие в нем горизонтов песчаников – как на доказательство «предгорной» природы рассматриваемых впадин: на этих основаниях, майкоп считают «нижней молассой» Кавказа [9]. Палинспастические реконструкции, основанные на развертывании батиметрической зональности Большекавказского трога, с использованием олистостромов и клиноформ как индикаторов увеличения крутизны подводных склонов, обращают внимание на уменьшение мощностей как всей майкопской серии, так и песчаниковых пачек к осевой зоне Большекавказского трога: это указывает на некомпенсированный характер его проседания и заставляет подозревать его относительно глубоководный характер еще перед складкообразованием [7, 11, 13]. Более ранние свидетельства относительной глубоководности глин майкопской серии

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; mlkopp@mail.ru

приводились и раньше [4]. Использования операции бэкстриппинга для Азово-Кубанского бассейна установило, что, в отличие от низов палеогена, большая мощность майкопа в существенной мере вызвана изостатическим продавливанием ложа трога под весом осадков, а не его тектоническим прогибанием [5]).

Логично считать, что это справедливо не только для Предкавказья, но и для всех участков распространения данной толщи в пределах реликтового полузамкнутого моря Паратетис, принимавшего осадки как с воздымавшейся тогда Восточно-Европейской платформы, так и с орогенов Понта и Малого Кавказа, а также карбонатных платформ внутри Черноморско-Большекавказского бассейна [1]. Палеогеографические реконструкции Паратетиса убедительно показали особое, не связанное с орогенезом, происхождение не только самой майкопской толщи, но и остальных глинистых формаций палеогена – нижнего миоцена [11]: все они накапливались в одной системе сильно изолированных бассейнов, возникших на южном краю Евразийского континента в результате некомпенсированного проседания. Присущие для майкопского уровня мощные линзы кварцевых песков полностью вытесняют к северу вмещающие их глины, свидетельствуя о сносе обломков севера – с обнаженных тогда пород кристаллического фундамента Украинского щита и Воронежского массива. При этом ничего не известно о линзах кварцевых песков майкопа, утолщающихся в сторону современного Большого Кавказа

Для Азово-Кубанской впадины преимущественно южное направление сноса обломочного материала в палеогене заметно и по осуществленным автором и А.А. Колесниченко мезоструктурным замерам конседиментационных индикаторов направления и крутизны подводных склонов: подводнооползневых складок и косой слоистости. Оказалось, что осевые поверхности подводнооползневых складок чаще всего наклонены к CB, но с систематическим запрокидыванием их шарниров к ЮЮЗ – четко указывая на наклон дна от Скифской плиты к Кавказу. Развитое реже косое напластование демонстрирует гораздо больший разброс результатов, однако и здесь преобладают наклоны к ЮЗ. Кроме того, делались попытки определить и характер напряженного состояния при отложении осадков – по ориентации конседиментационных трещин отрыва. По этим данным, обнаруживается растяжение дна бассейна, ориентированное в направлении ЮЮЗ–ССВ – перпендикулярно простиранию Азово-Кубанской впадины на период седиментации.

Для впадин Предкавказья известны и следы допалеогеновых перикратонных обрушений, связанных с проявлениями рифтогенеза: среднетриасовые базальты в Западно- и Восточно-Кубанской впадинах и альб-сеноманские вулканиты в Крыму и Предкавказье. Первые, вероятно, связаны с заложением океана Тетис, а вторые – с происходившими на востоке Черного моря и в Южно-Каспийском бассейне [1, 8] рифтогенными перестройками в строении зоны субдукции, сопутствующими заложению Большекавказского задугового трога

Итак, рассматриваемые впадины Предкавказья формировались со среднего триаса и до раннего миоцена – времени, заведомо выходящего за рамки орогенного этапа Большого Кавказа. При этом их объединяла общая принадлежность к южному краю Евразийского (до палеоцена – Лавразийского) континента и связь с процессами обрушения этого края в результате тех или иных перестроек литосферных плит. Соответственно, впадины Предкавказья следует считать перикратонными – возникшими при деструкции этого края континента. Все они имеют очертания округлых ячеистых выемок в южном краю Скифской плиты, а их северные борта сопровождаются дугообразными системами разломов.

Отражение неровного («ячеистого») контура континентального склона в седиментации позднего мезозоя – палеогена и в орогенном структурном рисунке Большого Кавказа. На указанных основаниях, этот контур представляется в виде ячеистой гирлянды округлых выемок - своего рода «бухт», образованных длительно развивавшимися перикратонными впадинами, разделявшимися заостренными «мысами», продолжающими к югу платформенные своды – такие, как Ставропольский и Симферопольский. Наиболее крупные выемки представлены Азово-Кубанской и Терско-Каспийской впадинами, разобщенными Ставропольским сводом – «мысом». В свою очередь, Азово-Кубанская впадина - «бухта» на западе, в Крыму, отделена от широко выступающей к северу округлой Каламитской впадины - «бухты» Симферопольским сводом – «мысом», который, как и Ставропольский, на большей части позднего мезозоя и раннего кайнозоя развивался как устойчиво воздымавшаяся антеклиза [1, 3]. Закругленный на севере Терско-Каспийский вогнутый участок неровного края континента на востоке был замкнут Дербентским выступом-«мысом», нечетко отделяющим его от впадины Среднего Каспия. В настоящее время он погребен под молассами Кусарского предгорного прогиба, но его присутствие сказывается в особенностях палеогеографии и коллизионного структурообразования.

Гипотетическое влияние геометрии контура континентального северного континентального склона иллюстрируется рисунком, А. Присутствие Симферопольского «мыса» сказалось, во-первых, в формировании выступающего к югу позднеюрского континентального палеосклона, бровка которого маркирует границу Яйлинской верхнеюрской карбонатной платформы на севере (Скифская плита) и области флишевых комплексов Восточно-Черноморского и Большекавказского бассейнов на юге. Там соответствующее очертание границы лучше всего выражено в Горном Крыму, где она разделяет яйлинские известняки и флиш верхней юры, представленный в Судакском и Форосском синклинориях. В плане эта граница образует угол, огибающий с юга Яйлинский известняковый массив конформно южному обрамлению Симферопольского свода. [3]. Последний в таком аспекте выглядит как выступающий к находящемуся южнее бассейну полуостров, только вероятное острие которого срезано современным берегом Черного моря. Вовторых, можно предположить, что именно с его южным краем связаны такие широко обсуждаемые явления, как накопление линзы валунных конгломератов горы Демерджи и, там же, формирование сопровождаемых олистостромами покровов и срывов (неясного, но несомненно послеюрского возраста и происхождения), но также являющихся по сути элементом строения данной карбонатной платформы. Заметим, что к северу эти участки проявления повышенного позднемезозойской тектонической активности трассируются прямо на центр Симферопольского свода. В Азово-Кубанской впадине следы бровки позднеюрского континентального склона отсутствуют, но при этом сильно отодвигаются к северу границы как верхнего, так и нижнего, глубокого шельфа, сложенного мергельно-глинистыми отложениями [1].

Влияние Старопольского свода и одноименного «мыса» континентального склона на позднемезозойскую седиментацию Кавказа широко известно и в нашем аспекте проявлено возвращением на северный склон Большекавказского бассейна широкого известнякового шельфа в поздней юре, а также к формированию срывов типа Лагонакского покрова (особенно в поздней юре), олистостромообразованию, опять же приуроченному к крутому участку континентального склона напротив Ставропольского свода. Олистостромообразование продолжалось здесь и в палеогене, причем, как убедительно показано в ряде работ, его активность направленно увеличивалась вдоль северного склона Азово-Кубанской впадины на восток к Ставрополю, Наконец, влияние самого восточного Дербентского свода – «мыса» проявилось отодвиганием к югу контура карбонатного шельфа по сравнению с его положением в известняковом Дагестане, а также интенсивным неокомским олистстромообразованием в районе современного Шахдагского хребта.

К концу раннего миоцена все элементы южного континентального склона Евразии – как впадины–«бухты», так и поднятия–«мысы», ощущались уже как структурные неоднородности в процессе коллизионного сжатия (см. рисунок, Б). «Мысы» стали вести себя как локальные инденторы, перед которыми сжатие и орогеническое воздымание Кавказа возрастали. Особенно выделялся Ставропольский «мыс» – сам по себе достаточно внушительный и, кроме того, оказавшийся на линии наибольшего давления Аравийской плиты в районе Кавказа. Он опре-



Рисунок. Неровный («ячеистый») южный край Евразийской (Лавразийской) плиты в зоне современного Предкавказья и его влияние на особенности палеогеографии Крымско-Кавказских бассейнов (А) и структурный

рисунок позднеальпийского орогена Большого Кавказа (Б). А: 1 – внешний (северный) контур округлых перикратонных впадин–«бухт», 2 – то же, предполагаемый, 3 – Кахетино-Вандамская сутура, 4, 5 – разрывы, исказившие конфигурацию позднемезозойских и палеогеновых палеографических зон: 4 – надвиги и покровы, 5 – сдвиги, 6–8 – элементы палеогеографии поздней юры: 6 – участки карбонатных платформ, 7 – области накопления флиша, 8 – граница этих зон; 9 – участки формирования олистостромов и олистоплак раннего мела, 10 – олистостромы палеогена – раннего миоцена в бортах Большекавказского бассейна. Б: 1 – выходы домезозойского фундамента в ядре Большого Кавказа, 2 – структурные линии, 3 – моноклинали, 4 – участки кульминации орогена, 5 – межгорные впадины делил местоположение высоко поднятого в рельефе Центрально-Кавказского кристаллического ядра мегантиклинория, а также «обтекающих» это ядро синтаксисов (деформационных шеек): Западно-Кавказского на западе и Казбекского на востоке, разделяющего Центрально- и Восточно-Кавказский сегменты орогена системами сдвигов [6]. Повышенное воздымание на коллизионном этапе испытал и Симферопольский «мыс», отделенный от Большого Кавказа Керченско-Таманской депрессионной зоной напротив Азово-Кубанской перикратонной впадины. Хотя Горный Крым неотектонически поднят гораздо ниже Большого Кавказа, здесь также мобилизован фундамент (позднекиммерийский), образующий складки основания (Южнобережный антиклинории, Судакский синклинорий и др.). При этом большинство этих позднеальпийских мегаскладок имеют линейные очертания в плане, а особенности их расположения и кулисности намечают крупные сдвиговые зоны разного знака [12], образующие здесь коленчатый изгиб «задерживающего» типа, как можно предположить, вызванный огибанием с боков Горно-Крымского свода – «мыса» (действующего как жесткое включение) и ограниченного двумя сдвигами разного знака: на западе – Форосско-Евпаторийским правым, северо-западного простирания, а на востоке – Алуштинско-Казантипским левым, северовосточного простирания. Наконец, самый восточный из «мысов» – Дербентский – предопределил Шахдагский пережим Юго-Восточного Кавказа, опять-таки с поднятым и повторно мобилизованным фундаментом Скифской платформы (позднекиммерийским). Здесь также сближаются структурные линии в виде синтаксиса и присутствует один из наиболее высоко и быстро воздымавшихся хребтов Большого Кавказа – Шахдагский, где на высоту порядка 2.5 км подняты сарматские (верхнемиоценовые) известняки.

Что же касается поведения «бухт» на коллизионном этапе, то на их простирании коллизионное сжатие снижалось, при этом рассредотачиваясь на площади путем образования широких пакетов малоамплитудных складок покрова, сорванных по фундаменту. В итоге, за счет деформации чехлов впадин, ширина орогена на таких участках увеличивалась, но зато упаковка складок и надвигов оказывалась не столь плотной и создавались условия для возникновения частного растяжения. Наиболее полно такие условия реализовались в ограниченном с боков сдвигами разного знака Дагестанском «клину» между Ставропольским и Дербентским «мысами»: его складки и надвиги выгибаются в Терско-Каспийскую впадину. В итоге Большекавказский ороген здесь сильно расширяется, а между выдвинувшимся к северу Дагестанским клином и южновергентными надвигами и складками южного склона Большого Кавказа возникла несвойственная для орогенов крупная структура растяжения, к тому же расположенная не поперек, а вдоль Кавказа, го есть параллельно его надвигам – Алазанская межгорная впадина.

Такое же положение занимает и выгибающаяся к северу, в Азово-Кубанскую впадину, Керченско-Таманская зона малоамплитудных складок покрова между Ставропольским и Горнокрымским «мысами». Здесь также присутствуют попутные изгибу фланговые левые и правые сдвиги.

Литература

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

2. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС. 2007. 368 с.

3. Геологическая карта Горного Крыма. Объяснительная записка / Отв. ред. Пивоваров С.В. Киев: Наукова думка, 1985. 123 с.

4. Жижченко Б.П. Методы стратиграфических исследований в нефтегазоносных областях. М.: Недра, 1969. 295 с.

5. *Клавдиева Н.В.* Тектоническое погружение предкавказских краевых прогбов в кайнозое. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук М.: МГУ, 2007. 24 с.

6. Копп М.Л. Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона / Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. С. 285–315.

7. Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеогене // Геотектоника.1998. № 2. С. 29–50.

8. Консолидированная кора Каспийского региона: опыт районирования / Отв. ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2010. 63 с. (Тр. ГИН; Вып. 593).

9. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

10. Милеев В.С., Розанов С.Б., и др. Об аллохтонном строении Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 3. С. 27–33.

11. Палеогеография и биогеография бассейнов Паратетиса / Отв. ред. Л.А. Невесская, С.В. Попов. М.: Научный Мир, 2009. 228 с.

12. Расцветаев Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 109–112.

13. Щерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития Альпийской области. М.: Наука, 1993. 228 с.

Дугообразные структуры растяжения как индикатор кинематики латеральных тектонических перемещений

Постановка проблемы и терминология. Структурно-геологические исследования любой территории прежде всего нацелены на реконструкцию динамики деформации – типа поля напряжений (сжатие, растяжение, сдвиг и т.п.). Однако, в связи с влиянием тех или иных неоднородностей деформируемой среды или самого нагружения, в одном и том же поле напряжений могут развиваться согласованные латеральные перемещения самого разного ранга и направления, без учета которых представление о суммарной деформации будет неполным. Соответственно, существует задача реконструкции кинематики (или геокинематики) согласованных перемещений блоков, возникших уже при разрушении материала. Наблюдения такого рода проводятся путем изучения структурных рисунков или иных парагенезов структур, а их результаты иллюстрируются картами векторов латеральных перемещений относительно более крупных структур или независимых координат. Известно, что в ряде случаев полезную информацию в данном направлении предоставляет и учет геометрии линий разрывов: например, дугообразные очертания сдвига используются для установления вращательной компоненты движения блока.

Автор настоящего доклада уже публиковал результаты геокинематического анализа латеральных перемещений применительно к деформациям в сдвиговом стресс-режиме («структуры латерального выжимания») [2, 3], а также в надвиговом – где анализировалось структурное выражение обстановок надвигания или, напротив, пододвигания блока [5]. В последние же годы, в связи с поступлением авторского материала структурных наблюдений в Восточно-Европейской платформе, выяснилась необходимость проведения геокинематического анализа и для обстановки горизонтального растяжения [6, 7]. В новейшее время эта платформа претерпела активизацию, вызванную коллизионными событиями в Альпийско-Гималайском поясе [4, 12], но воздействие коллизии на деформацию платформы в существенной мере регулировалось ее неоднородной структурой: сжатие концентрировалось в узких авлакогенах, с образованием складчатости, сдвигов и надвигов, тогда как обширные пространства антеклиз и синеклиз разрушались в режиме растяжения [8], с образованием многочисленных мелких сбросов, флексур

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; mlkopp@mail.ru

и выраженных в рельефе линеаментов растяжения. При этом многие из этих структур в плане дугообразны.

Точки зрения на причины формирования дугообразного изгиба. То, что структуры растяжения в плане часто имеют дугообразные очертания, известно давно, однако анализ литературы показал, что имеющиеся концепции касаются лишь отдельных граней проблемы. Так, ведущая роль в формировании дуг часто приписывается присутствию на их флангах диагональных сдвигов разного знака, облегчающих выдвигание блока изнутри дуги [13]. Другие же авторы, используя как тектонофизические модели [1], так и непосредственные полевые наблюдения, категорически это отрицают. Ставилась даже специальная задача по проверке сдвигов, для чего на западе США, в бассейне р. Колорадо, был выбран участок развития дугообразных четвертичных каньонов. Сдвиги там найдены не были, а дугообразная форма каньонов объяснена оползанием массы берега в сторону долины [11]. В некоторых работах подмечалось значение свободного пространства по латерали [4, 10] - однако применительно только к наклонным сбросам, тогда как субвертикальные сбросы и раздвиги оставались вне внимания.

К тому же, известные модели не объясняли саму правильную (дугообразную, в точном смысле этого слова) форму разрывов такого рода, и, к тому же, короткую длину дуги, не достигающую полуокружности. И, наконец, не было объяснено, возможно, и самое главное: устойчивая взаимная изоляция дугообразных и прямолинейных структур растяжения (даже если те и другие возникли в общем поле напряжений и имеют одинаковое простирание). А ведь, с точки зрения физики, такая устойчивая сегрегация – несомненный признак принципиальных отличий условий возникновения объектов.

Кинематическая асимметрия растяжения как универсальный фактор дугообразного изгиба. Таким образом, необходимо найти более общее объяснение, не противоречащее уже найденным частным факторам изгиба. В качестве такой причины мы полагаем меньшее сопротивление для движения с соответствующей стороны – как каждого отдельного разрыва, так и зоны растяжения в целом. В реальной же обстановке такая более свободная сторона бывает обеспечена самыми разными причинами: соседством глубокой впадины, включающим гравитационный фактор, динамической поляризацией напряженного состояния: присутствием на пути блока более легкого участка для движения (например, менее сжатого или даже растянутого), а также кинематическим фактором (влиянием более мощного тектонического потока, диктующего свое собственное направление движения), соседством более податливых пород, и т.п.



Рис. 1. Геометрическая модель формирования дугообразного изгиба разрыва растяжения. А – кинематическая симметрия (разрыв прямолинеен); Б, В – кинематическая асимметрия (разрыв – короткая правильная дуга): Б – полное растяжение (без участия сдвига), В – участие сдвига (короткая, но более круто изогнутая дуга); Г – длинная дуга разрыва (невозможный вариант): превышение дугой длины полуокружности вызывает возрастание сжатия – что блокирует как сдвиг, так и само растяжение. *I* – растягиваемый блок, 2 – условно гладкая поверхность разрыва растяжения, 3 – растяжение, 4 – локальное сжатие, 5 – локальный сдвиг, 6 – виртуальная окруж-

ность, в которую вписывается дуга разрыва. Более длинная стрелка знака растяжения (A–B) – вектор предпочтительного смещения, направленного от вогнутой стороны дуги разрыва

В теоретически наиболее полном варианте, отделение блока от основного массива и его движение к стороне с пониженным сопротивлением аппроксимируется образованием сферической или цилиндрической поверхности, вдоль которой напряжения будут распределяться в соответствии с правилом Дж. Андерсона относительно кинематики разноориентированных сколов (рис. 1). В плане эта сферическая поверхность будет выглядеть дугой, в вершине которой концентрируется растяжение, а на флангах возможно образование сдвигов. При этом, в случае главенства режима растяжения, такая дуга должна остаться короткой: ибо, если она превысит длину полуокружности, сдвиговые смещения будут уже затруднены, а растяжение вообще целиком уступит место сжатию.

В итоге отделяемый от основного массива блок со всей своей тыловой стороны будет окружен облегчающей его отделение сферической или цилиндрической выемкой (в плане – дугообразной), с вогнутостью по направлению движения.

Как видно, данное объяснение применимо к любым видам структур растяжения: к сбросам (причем не только наклонным, но и вертикальным), раздвигам, отрывам и пр. Обязательность возникновения сдвигов отсутствует, но их наличие будет лишь способствовать ускоренному выдвижению блока из дугообразной выемки. Однако геометрический диапазон существования сдвигов невелик: с одной стороны, для их наилучшего развития необходимо достижение полной (45°) диагональности к главным нормальным осям напряжений, с другой же, – напомним, что преодоление угла 45° сразу же притормозит растяжение.

Ситуацию, при которой условия для движения противоположных крыльев разрыва неравны, автор именует *кинематической асимметрией* напряженного состояния.

структуры Восточно-Европейской Дугообразные новейшие платформы как инструмент реконструкции ее внутренней кинематики: проблема гравитационного коллапса антеклиз. На данной платформе известны новейшие структуры растяжения самого разного вида: сбросы, грабены, флексуры, а также линеаменты, по мезоструктурным данным, образовавшиеся при растяжении. При этом как геологические структуры, так и морфоструктуры – линеаменты – бывают как прямолинейными, так и дугообразными в плане. Но подробнее всего остановимся на дугообразных эрозионно-тектонических уступах, которых здесь очень много, и они давно служат предметом бурных дискуссий (рис. 2). Мы их именуем геоморфологическими амфитеатрами, так как они напоминают амфитеатры цирковых оползней, с экспозицией по погружению рельефа. Однако, учитывая колоссальную (десятки и сотни км) протяженность, экзогенный вариант их происхождения полностью исключен, в работах автора приведены и другие убедительные доказательства их тектонического происхождения [6, 7]. Важно подчеркнуть также, что они повсюду встречаются совместно с геологическими структурами дугообразных очертаний – признак несомненной парагенетичности (но при этом они изолированы от геоморфологических уступов прямолинейных очертаний).

Массовые замеры зеркал скольжения и других мезоструктур в зонах некоторых геоморфологических уступов показали, что они возникли при поперечном к ним растяжении [4, 6, 8]. При этом, как показало изучение одного из амфитеатров – широко известного Ергенинского, кру-



Рис. 2. Выраженный во взаимном расположении геоморфологических амфитеатров латеральный поток («тектонический глетчер») транстензионного типа, спускающийся к Прикаспийской синеклизе по Кантемировскому прогибу (DEM). ВКМ – Воронежский массив, ПС – Прикаспийская синеклиза, КП – Кантемировский прогиб, ДСС – Донбасс, АЧ – Арчединско-Чирская новейшая котловина.

 1 – геоморфологические амфитеатры; 2 – векторы движения тектонических глетчеров; 3 – новейшие котловины в «устьях» тектонических глетчеров

тизна его изгиба зависит от степени участия сдвиговой деформации. На его главной трассе (на юге), где он выражен очень длинной и пологой дугой, он возник при почти полном растяжении – тогда как на севере, где он осложнен небольшими, но зато очень глубокими выемками, усиливается роль сдвига: на разных флангах этих выемок концентрируются сдвиговые зеркала скольжения противоположного знака [4, 8], свидетельствующие о латеральном выдвижении по латерали блока изнутри дуги.

Необходимо отметить, что многие из этих особенностей были замечены уже давно, но, однако, тектоническая позиция и природа как самих геоморфологических амфитеатров, так и остальных дугообразных структур растяжения долго оставались неясны – до тех пор, как все эти структуры и морфоструктуры не были сопоставлены с контурами древних структур платформы. Сравнение обнаружило чрезвычайно интерес-



Рис. 3. Структурная позиция геоморфологических амфитеатров и образуемых ими тектонических глетчеров по отношению к Прикаспийской синеклизе.

1-4 — морфоструктурные индикаторы кинематики движений: 1 — тектонические глетчеры транстензионного типа и векторы их движения — по направлению вогнутости геоморфологических амфитеатров, 2 — геоморфологические амфитеатры (штрихи — по их экспозиции), 3 — направление сдвига на флангах амфитеатров, по кулисности отрезков речных долин, 4 — новейшие котловины в устьях тектонических глетчеров; 5-16 — новейшая динамическая обстановка в бортах синеклизы: 5-7 — новейшие разрывы: 5 — сбросы, 6 — сдвиги, 7 — надвиги, 8 — оси валов и складок; 9, 10 — генерализованная ориентация главных нормальных напряжений, по кинематике разрывов: 9 — сжатие, 10 — растяжение; 11 — сдвиги, по кулисности структур, 12 — левосдвиговое смещение Прикаспийского неотектонического блока, сопровождаемое поворотом по часовой стрелке [4]; 13-16 — типы стресс-режима и ориентация напряжений, по мезоструктурным данным: 13 — сжатие, 14 — растяжение, 15 — горизонтальный сдвиг, 16 — вертикальный сдвиг; 17, 18 — элементы районирования: 17 — активизированные на новейшем этапе орогены Урала и Донбасса, 18 — Прикаспийского ская синеклиза

ную особенность: все эти дугообразные структуры приурочены к границам антеклиз и синеклиз, причем с вогнутостью в сторону последних – что, согласно нашей модели, должно указывать на латеральное перемещение материала от антеклиз к синеклизам. Особенно активные движения фиксируются около наиболее глубокой Прикаспийской синеклизы (рис. 3): геоморфологические амфитеатры образуют у ее краев эшелонированные латеральные потоки («тектонические глетчеры»), возникшие при сфокусированном в узкой полосе растяжении со сдвигом (обстановка транстензии). По своей морфологии они напоминают оползни-оплывины, но в отличие от последних, стекают не по эрозионным ложбинам, а по второстепенным тектоническим прогибам типа седловин.

Перемещение материала к синеклизам независимо установлено и по мезоструктурным данным [7, 8]: по ориентации и наклону оси растяжения в сторону синеклиз, а также по преимущественной реализации и транстензионной природе левых сдвигов в зоне сочленения Прикаспийской синеклизы с Воронежским массивом, северо-восточное-широтное простирание которых обеспечивает кратчайший путь материала от массива к этой синеклизе.

В методическом плане, результаты геокинематического анализа, проводимого разными способами, убедительно подтверждают справедливость предлагаемой нами модели образования дугообразного изгиба структур растяжения и возможность ее применения для геокинематических реконструкций. В региональном же (и теоретическом) плане, ее использование для территории Русской плиты позволило обнаружить здесь неизвестное прежде явление: гравитационно-тектоническое перемещение материала от антеклиз к синеклизам, происходившее – судя по возрасту структур, морфоструктур и отложений, участвующих в деформации – в конце новейшего времени (поздний миоцен – квартер), то есть одновременно с возникновением Большого Кавказа.

Все это, включая тот факт, что движение масс шло по уклону тектонического рельефа, позволяет предложить гипотезу, что указанное перемещение связано с постколлизионным гравитационым коллапсом платформы, активизированной при коллизии плит. При этом установленная нами концентрация дугообразных структур растяжения любого типа на флангах антеклиз, где утоняются и выклиниваются образующие их линзы утолщенной континентальной коры, дает основание предположить, что коллапс происходил путем гравитационного растекания и уплощения этих линз по модели «эффекта клина» А.В. Лукьянова [9].

Дугообразные структуры растяжения в более широком контексте: некоторые иллюстрации. В данной части доклада будет очень бегло, по литературным данным, отмечено проявление кинематически асимметричного растяжения для других обстановок растяжения.

В частности, будет отмечена устойчивая дугообразная геометрия сбросов и грабенов в Байкальской рифтовой области, причем с противоположным направлением их вогнутости для разных периодов: к СЗ – в позднем мезозое (предполагаемое движение масс к западу) и ВЮВ – в позднем кайнозое (движение к востоку). В первом случае это может быть связано с динамической поляризацией: сжатием субдукционного орогена андского типа на Дальнем Востоке, с одновременным рифтингом на западе Сибири, а во втором – напротив, с коллизионным сжатием на западе (орогенез в Центральной Азии), а на востоке – с проходившей при участии растяжения субдукцией на западе Тихого океана. Кроме того, будет обращено внимание на особенности геометрии разновозрастных авлакогенов Восточно-Европейской платформы: рифейских, девонских, а также новейших грабенообразных прогибов Балтики. При этом для каждого из этих этапов отмечается, во-первых, группировка авлакогенов около океанов соответствующего времени, а вовторых, если они обладают дугообразным изгибом, то его вогнутость всегда обращена к соседнему океану. Далее, на основе геометрии в плане новейшего разлома к северу от Алазанской межгорной впадины Кавказа реконструирована кинематика ее формирования.

Наконец, с использованием известных представлений о существенной роли деформации растяжения при образовании островных дуг запада Тихого океана [14 и др.] будет высказано предположение о связи их вогнутого к западу изгиба с кинематически асимметричной модой этого растяжения, вызванной механизмом отката слэба к океану: это открывало путь для предпочтительного движения масс именно к западу.

Выводы. 1) Универсальная причина правильного дугообразного изгиба линейной структуры растяжения – кинематическая асимметрия последнего: когда ускорение получает лишь то из обоих крыльев этой структуры, которое встречает меньшее сопротивление для движения; туда же обращена и вогнутая сторона дуги.

2. Учет этого правила позволяет использовать дугообразные структуры растяжения в качестве индикатора движения горных масс по латерали и использовать полученные данные для геокинематических реконструкций. Работоспособность этого методического приема подтверждена детальными структурными наблюдениями на Русской плите; в более же широком плане, проявления кинематически асимметричного растяжения найдены и для ряда других регионов.

3. Применение данного методического приема (совместно с результатами мезоструктурных наблюдений) позволило обнаружить на Русской плите яркие свидетельства латерального перемещения масс от ан-
теклиз к соседним синеклизам (что трактуется нами как результат гравитационного коллапса неотектонически активизированной платформы).

4. Известную геометрию островных дуг запада Тихого океана можно объяснить участием горизонтального растяжения (указываемым рядом авторов), но при этом – в его кинематически асимметричной моде, в связи с откатом субдуцируемой плиты к океану, освобождающим пространство в направлении Евразии.

Благодарности. Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Осадочные бассейны Восточно-Европейской платформы как элементы геодинамических систем: строение, эволюция и ресурсный потенциал» (госзадание № 01201253182) Лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов Геологического института РАН, при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. Гзовский М.В., Черткова Е.И. Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1953. № 6. С. 482–499.

2. Копп М.Л. О происхождении поперечных складчатых зон в эпигеосинклинальных складчатых поясах // Геотектоника. 1979. № 2. С. 84–106.

3. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).

4. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

5. Копп М.Л. Позднеальпийская коллизионная структура Кавказского региона / Отв. ред. Ю.Г. Леонов // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 285–315.

6. Копп М.Л. Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.

7. *Копп М.Л.* Дугообразные структуры растяжения в кинематике региональных и глобальных тектонических обстановок // Геотектоника. 2017. № 6. С. 18–36.

8. Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Мострюков А.О., Иоффе А.И. Новейшее поле напряжений востока Русской плиты и Урала (по макро- и мезоструктурным данным) // Геотектоника. 2014. № 4. С. 23–43.

9. Лукьянов А.В. Эксперимент в тектонике // Экспериментальная тектоника: методы, результаты и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 9–30.

10. *Cloos H*. Uber antitetische Bewegungen // Geol. Rdsch. 1928. Bd.19. h.3. P. 246–251.

11. *McGill E., Stromquist A.W.* Grabens of Canyonlands national park, Utah: Geometry, mechanics, and kinematics // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. N. B9. P. 4547–4563.

12. Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformation: influence of the Tethyan collisional belt on the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan // Compte rendue Academic Science. 1999. V. 329 (IIa). P. 49–57.

13. *Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to east Africa // Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci. 1987. V. 15. P. 445–503.

14. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B 3. P. 1049–1062.

<u>А.М. Корженков¹</u>, А.Н. Овсюченко, А.С. Ларьков, А.В. Мараханов, Е.А. Рогожин

Археосейсмологические исследования в пещерном городе Мангуп-Кале, Крым

Археосейсмологические исследования в Крыму ведутся уже на протяжении полувека. Однако многие из этих исследований носили качественный, а зачастую и «эмоциональный» характер. Любые руины сразу же объявлялись результатом сильного сейсмического воздействия, что находило справедливую критику специалистов занимавшихся исторической сейсмологией. Последние справедливо указывали на то, что если произошло сильное землетрясение, то его описание или хотя бы упоминание также должно сохраниться в исторических записях.

Наши полевые исследования в ноябре и декабре 2015 г. носили систематический поиск и детальное описание кинематических индикаторов сейсмических воздействий в руинах древних сооружений Крыма. Нашей главной задачей было собрать доказательства сейсмической природы разрушений и повреждений. Если таковые были выявлены, проводилась оценка местной (локальной) сейсмической интенсивности по шкале МСК-64. Затем по специфическим параметрам сейсмических деформаций предпринимались попытки определить направление максимального суммарного сейсмического воздействия на строительные

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; amkor61@yandex.ru

конструкции. Наконец, при консультациях местных археологов и по опубликованным литературным и архивным данным, мы пытались определить возраст сейсмического события.

Комплекс крепости и пещерного города Мангуп-Кале (III-XVIII вв. н.э.) расположен в ЮЗ части предгорья Крымских гор, на плато и склонах одноименной горы-останца. Общая площадь плато – около 90 га, абс. высота 584 м над у.м. С трех сторон плато окружено вертикальными обрывами высотой до 60 м, северный склон прорезан тремя ущельями. Заселение плато Мангуп-Кале началось около 5 тыс. лет назад – в медном веке. Позднее здесь существовали временные стоянкиубежища бронзового и раннего железного веков. Первое оседлое население появляется на плато во второй половине III в. н.э. в ходе переселения в ЮЗ часть крымского полуострова части готских и аланских племен. С этого времени здесь начинает формироваться политическое образование «Крымская Готия», находившееся в сопернических отношениях с Византийской империей. В VI в. на плато возводится городкрепость Дорос, ставший административным центром «Крымской Готии». На рубеже VIII-IX вв. крепость в течении короткого периода находится под контролем хазар. В Х в. город приходит в упадок и возрождается лишь в XIV в., как столица независимого княжества Феодоро, просуществовавшего до конца XV в. и сыгравшего важную роль в средневековой истории региона. В 1475 г. после продолжительной осады город был захвачен турецкими войсками и становится центром кадылыка – административно-территориальной единицы Османской империи. Последние жители Мангуп-Кале – караимская община – покидает город в 1792 г. На плато Мангуп-Кале сохранились руины оборонительных стен Главной и Второй линий обороны, комплекс Цитадели, Дворец князей Феодоро, наземные и пещерные культовые сооружения, остатки средневековой городской застройки.

Нами было проведено археосейсмологическое обследование древнего города, в результате чего был выявлен обширный комплекс деформаций в строительных конструкциях:

 Наклоны стен (например, в Базилике широтные стены наклонились на юг), что возможно говорит о приходе максимальных сейсмических колебаний с южного направления.

– Вращения элементов строительных конструкций вокруг вертикальной оси (рис. 1).

– Значительные субвертикальные межблоковые трещины в крепостной стене, а также башнях, зачастую на всю высоту стен. Эти трещины не являются просадочными, так как они расширяются кверху: раскрытие трещин произошло при колебаниях стены. Чем выше по стене – тем больше амплитуда колебаний.



Рис. 1. Вращения элементов строительных конструкций в крепости Мангуп-Кале. (а) Систематические развороты 6 строительных блоков подряд против часовой стрелки в среднем ряду каменной кладки в крепостной стене СВ простирания близ Главных ворот крепости и современного официального входа в археологический комплекс. (б) Поворот по часовой стрелке нижней части СЗ стены Кенасы (XV–XVIII вв.) на 10°. Штриховая линия показывает контакт повернутой и непотревоженной части



Рис. 2. Разрушения церкви Св. Константина в Мангуп-Кале. Частично уцелели лишь стены ССВ простирания. Описание в тексте

– Лучшая сохранность стен здания одной ориентировки, по сравнению с перпендикулярными стенами. Такие разрушения мы обнаружили в церкви Св. Константина XV–XVII вв. Храм находится в центральной части Мангуп-Кале, в верховьях балки Гамам-Дере. Он имеет странное для христианских церквей простирание стен. Алтарная и входовая стены имеют ЮЗ (вместо меридионального) простирание! Эти стены в настоящее время полностью утрачены. Частично сохранились лишь перпендикулярные стены (рис. 2) СВ простирания (аз. прост. 55–60°). Подобный стиль разрушений свидетельствует, скорее всего, о его сейсмогенной причине: максимальные сейсмические колебания были направлены параллельно этим стенам.

– Сквозные трещины в стенах пробивающие несколько строительных блоков подряд. Подобные трещины (joints) являются свидетельством местного высвобождения значительного количества энергии. Подобные трещины наблюдались нами в стенах крепости и цитадели Мангуп-Кале.

 Трещины, разбивающие входовые ступени и балки перекрытия над окнами или входами. Такие повреждения мы наблюдали в цитадели и храмовых сооружениях Мангуп-Кале.



Рис. 3. Выкалывание и выбивание к востоку фрагмента меридиональной стены в Базилике VI–XV вв. в Мангуп-Кале. Подобные деформации могут возникнуть при приложении сжимающих усилий вдоль стены

– Выкалывание и выбивание фрагментов стен по паре сопряженных сдвиговых трещин – сколов (рис. 3). Ось горизонтального сжатия – вдоль простирания стены. О горизонтальности оси говорит отсутствие вертикальной компоненты смещения. Т.о., трещины возникли в результате прохода волн сжатия при землетрясении. Подобный тип деформации выявлен нами впервые в мировой практике археосейсмологических исследований.

– Деформации арочных конструкций. Подобные деформации наблюдались нами повсеместно в окнах и входах цитадели Мангуп-Кале (рис. 4).

Комплекс вышеописанных деформаций указывает на сейсмический характер повреждений в постройках крепости Мангуп-Кале. Местная сейсмическая интенсивность могла достигать (VIII) ≤ Io ≤ IX баллов. Ось максимальных сейсмических колебаний распространялась по оси ССВ-ЮЮЗ. Точный возраст исторического землетрясения(й) еще предстоит выяснить с помощью археологов.



Рис. 4. ЮВ стена башни цитадели в Мангуп-Кале. Видна деформация арочных и перекрывающих конструкций: провисание каменных блоков над окном слева и утрата арочного камня над входом справа. Подобные деформации указывают на распространение максимальных сейсмических колебаний вдоль оси СЗ-ЮВ

А.А. Никонов¹, <u>А.О. Королева</u>^{1, 2}

Северо-Анатолийский разлом в Мраморном море: диспозиция, кинематика, концентрация напряжений и сейсмическая опасность

<u>О геодинамике и сейсмичности региона и Мрамороморского бассейна.</u> Тенденция и характеристики правостороннего смещения огромного Анатолийского массива в Северной Турции, вдоль широтной зоны Северо-Анатолийского разлома (САР), и миграция возникающих на нем

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия; nikonov@ifz.ru

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ), Москва, Россия; koroleva.alyaska@yandex.ru

очагов сильных землетрясений была выявлена к концу XX в., но без акцента на западный фланг – Мрамороморский бассейн [1, 2 и др.]. К началу XXI в. эта закономерность нашла полное подтверждение измерениями в сети GPS. Определены и постоянно подтверждаются перемещения к западу южного крыла относительно северного со скоростью 2–2.5 см/год [3].

Ввиду особой геоструктурной позиции бассейна в Средиземноморье под дном Мраморного моря возникла бифуркация САР, разделение с В на 3 на несколько субпараллельных, широтного, в общем, протяжения, ветвей, из них две главные: северная NBF и южная SAF (рисунок). При этом считающаяся северной ветвь тянется на широте Измитского залива к западу от него, в 20-30 км южнее северного побережья Мраморного моря и г. Стамбула. К концу XX в. установлена последовательная миграция очагов сильных землетрясений вдоль САР с В на 3 в течение столетий [2, 4]. Последний цикл начался на крайнем востоке Анатолии землетрясением 26.XII.1939 г. с М=8 и на самом западе стволового САР, у берега Мраморного моря, закончился в 1999 г. сильнейшими землетрясениями с M=7.4 и 7.6 [5]. Так, САР активизировался на континенте на протяжении 750 км в течение 60 лет, и к началу XXI в. фронт миграции подошел к глубоководной впадине Мраморного моря, т.е. к г. Стамбулу, где прежде сильные землетрясения возникали многократно, в том числе в 1766, 1719 и 1509 гг. [4].

Нами дополнительно определяются две ветви разломов в этой ближайшей к г. Стамбулу части бассейна, как составляющие общей системы (см. рисунок). Корректировка и дополнения опубликованных карт разломов и кинематики смещений проведена по северной, ближайшей к Стамбулу, части бассейна Мраморного моря.

1. Дополнительно учтены вскрывшийся при землетрясении 17. VIII. 1894 г., М=6.8, отсутствующий на зарубежных картах, разлом и само землетрясение у СВ побережья с характерными признаками правостороннего смещения [6, 7], хотя само землетрясение значится в каталоге [8]. 2. В северо-западной части Мраморное море, между городами Саливри и Чорлу, двойной разлом, также остававшийся без внимания, сечет побережье с СЗ на ЮВ и в море соединяется с северной ветвью САР широтного простирания. Это типичная для сдвигов хвостовая часть – боковые отрывы прошлых сильных местных землетрясений. 3. Снимается помещавшееся вблизи от Стамбула, южнее его, землетрясение 18. IX. 1963 г. с М=6.2, давно перелокализованное в южную часть акватории Мраморного моря. Так, вводятся в рассмотрение два самых северных, ближайших к г. Стамбул, активных разлома и подтверждается, что в течение XX в. северная часть акватории была от землетрясени



Рисунок. Карта активных разломов по комплексу данных и смещений по измерениям GPS в бассейне Мраморного моря (по [10]) с дополнениями авторов.

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен-плиоценовые отложения; 3 – домиоценовые породы; 4 – кристаллические породы; 5 – пункты GPS и векторы смещений
 (20 мм/год); 6 – пост-миоценовые разломы; 7 – нефтяные скважины в акватории; 8 – дополнительно определяемые разломы; 9 – области ожидаемых очагов крупных землетрясений (по авторам)

ний свободна. Остальное пространство севера акватории Мраморного моря западнее г. Стамбул сильным местным землетрясениям не подвергалось с 1766 г.

<u>Особенности развития крупных сейсмических событий в бассейне</u> <u>Мраморного моря в прошлом.</u> Резкое возрастание напряжений в земной коре именно в северо-восточной части бассейна Мраморного моря, отчетливо обнаруживаемое по распределению во времени и в пространстве сильнейших землетрясений в пределах Измитского залива за много столетий, не может быть случайным. Нами оно объясняться тем, что только здесь осадочные толщи прорваны вертикальными интрузивными телами (выходящими на поверхность в виде группы Принцевых остро-

вов и, отдельно, западнее, - нескольких тел в южной части пролива Босфор. Тела внедрения этих изверженных пород (глубинные лакколиты) неизбежно меняют распределение региональных напряжений на указанном участке, сдерживают правостороннее сдвигание по прибрежной ветви САР в Стамбул-Принцевском секторе и тем самым предопределяют концентрацию здесь напряжений. К тому же такие лакколиты более энергоемки, т.е. способны дольше выдерживать высокие напряжения, что ведет к неравномерности (в пределах линейной системы разломов) разрядки их во времени. С учетом этой, исключительной в бассейне Мраморного моря структурно-геологической особенности, становится понятным нарушение общего западного тренда миграции очагов сильных землетрясений у восточного края впадины Мраморного моря на участке залива Измит и Принцевых островов, реверсия в последовательности сильных событий: после землетрясения 1894 г. М=6.8, с очагом от Принцевых островов до Стамбула, вспоролся не более западный участок, а восточный, причем даже двумя сильными землетрясениями в 1999 г. [5]. Сходная «аномалия» известна и в истории средневековых событий в Мраморном море. Зная об этой особенности, мы с большим основанием можем полагать, что следующее, ожидаемое разными группами специалистов, событие поразит участок от Стамбула к 3. Рассмотрение материалов об исторических землетрясениях именно вдоль северного побережья к западу от Стамбула, где зарубежные авторы не видят разломов и не ожидают предстоящего события, обнаруживает два мощных события за 500 лет: 22.V. 1766 г., I=IX, и 10.IX.1509 г., I=IX [8]. Интервал между ними 257 лет. Со времени позднего из них прошло 253 г. Так, проясняется сейсмический потенциал северной полосы Мрамороморского бассейна и возможный интервал повторения мощных событий в этом очаге вблизи г. Стамбул. В том, что опасность близка, сходятся все исследователи [9]. Ожидание срыва в очаге будущего мощного, М≥7, землетрясения на северной, главной ветви САР, как это принимается большинством последователей, имеет основания уже по значимости разлома и вероятности отнесения к нему (к ЮВ от Стамбула) крупного события 1766 г. Но доказать такой вариант сценария невозможно из-за протяжения разлома целиком в акватории, где отсутствуют пункты GPS. Другое слабое место такого прогностического ожидания состоит в полном оставлении без внимания северной, прибрежной полосы, на шельфе и частью на суше, разломов и очагов исторических мощных землетрясений. Это знание, а также учет снятия напряжений в этой полосе на востоке Мраморного моря событием 1894 г., М=6.8, заставляет вполне вероятным считать возникновение будущего сильного события к 3 от Стамбула, вблизи побережья. Поэтому в разработках авторов вероятными рассматриваются два варианта (или двойной вариант – событие и мощный афтершок).

Литература

1. *Barka A.A., Kadinsky-Cade K.* Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity // Tectonics. 1988. N 7. P. 663–684.

2. *Никонов А.А.* Катастрофа в Турции: неожиданность? // Наука в России. 2000. № 1. С. 100–104.

3. *Flerit F., Armijo R., King G.C.P. et al.* Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors // Geophys. J. Int. 2003. N 154. P. 1–7.

4. *Ambraseys N.N.* Seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years // Bull. Seismol. Soc. of America. 2002. N 92. P. 1–18.

5. *Barka A*. The 17 August 1999 Izmit Earthquake // Science. 1999. N 285. P. 1858–1859.

6. Королёва А.О., Никонов А.А. Малоизвестное разрушительное землетрясение в Мраморном море 10.VII.1894 г.: уточнение параметров по макросейсмическим данным // XVIII Всерос. Науч.-практ. конф. Нерюнгри. 2017. С. 173–176.

7. Никонов А.А., Королёва А.О. Разрушительное землетрясение 10.07.1894 г. в Мраморном море: параметризация, вопросы сейсмотектоники, механизм очага и опасности мегаполиса Стамбул // Современная тектонофизика. Материалы 5-й молодежной школы-семинара. М., 2017. С. 290– 297.

8. Soysal H., Sipahioglu S., Kolcak D., Altinik Y. Turkiy ev eçevresin intarihsel deprem kataloğu. İstambul, 1981. 124 p.

9. *Никонов А.А.* Сейсмическая угроза мегаполису Стамбул: возможны варианты // Природа. 2018. № 10. С. 46–57.

10. Okay A.I., Kashlar-Ozcan A., Imren C., Boztepe-Guney A., Demirbag E., Kuscu I. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study // Tectonophysics. 2000.

V. 321. P. 189-218.

Петро-палеомагнитные исследования отложений островов Белого моря

Острова Белого моря являются уникальными объектами для выявления взаимоотношения эндогенных и экзогенных факторов рельефообразования и осадконакопления. Общепринято, что в четвертичный период в полярных и приполярных областях Восточно-Европейской платформы доминировали резкие климатические изменения и, как следствие, смены двух направлений гипергенеза: ледового (ледникового) и умеренно-гумидного (межледникового) [3, 6, 8]. Считается, что на островах Белого моря все осадки представлены первично флювиогляциальными и ледниковыми отложениями [1, 2, 7]. Существует и альтернативная гипотеза генезиса четвертичных отложений этого региона – все осадки являются морскими, образовавшимися в результате перемыва моренных отложений [1, 4].

Нами предпринята попытка установить генезис четвертичных отложений островов Белого моря с помощью комплексных петропалеомагнитных исследований – петромагнитного анализа их магнитной фракции, а также изучения магнитной текстуры этих отложений на основании анизотропии магнитной восприимчивости (AMS). Для установления возможной реактивизации разломов и наследования четвертичными отложениями древнего структурного плана, данные AMS по рыхлым отложениям сопоставлялись с таковыми по кристаллическим породам Беломорского подвижного пояса, опробованных в Кандалакшском и Онежском заливах Белого моря.

Для проведения петро-палеомагнитных исследований в 2015 и 2018 гг. была отобрана представительная коллекция рыхлых четвертичных отложений (120 кубических контейнеров) и докембрийских комплексов на островах Кандалакшского залива Белого моря вдоль Карельского берега между заливом Чупа и Ругозерской губой (60 штуфов и 200 выпиленных блоков), а также докембрийских комплексов на островах Онежского залива вдоль Поморского берега от г. Онега до г. Беломорск (365 ориентированных кернов).

Основные лабораторные петро-палеомагнитные исследования проводились в петромагнитной лаборатории геологического факультета

¹ Геологический факультет, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва; nkosevich@gmail.com, natalia.lubnina@gmail.com, lebedev232@ya.ru, tanya.bagdasaryan@yandex.ru, zf12@rambler.ru

МГУ имени М.В. Ломоносова. Для контроля возможного вторичного подмагничивания в ходе лабораторных экспериментов дубли образцов измерялись в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН.

В результате термомагнитного анализа установлено, что основными минералами-носителями намагниченности в рыхлых отложениях являются минералы магнетит-маггемитовой ассоциации. В зависимости от процентного соотношения магнетита и маггемита в образцах, величина магнитной восприимчивости варьирует от $50*10^{-6}$ ед. СИ до $1325*10^{-6}$ ед. СИ. Показано, что наибольшее количество магнетита содержится в рыхлых отложениях центральной толщи на Большом Половом острове, наименьшее – в центральной части разреза рыхлых отложений на о. Иванчиниха. Вместе с тем, установить какую-либо пространственную закономерность в распределении магнетит-маггемитовой ассоциации не удалось.

В результате изучения анизотропии магнитной восприимчивости рыхлых четвертичных отложений (165 ориентированных образцов) установлена первично осадочная магнитная текстура – максимальная и промежуточная оси эллипсоида AMS равномерно распределены в практически горизонтальной плоскости, а минимальная кучно группируется в вертикальной плоскости. Степень анизотропии не превышает 5-7% и преобладает плоскостной (иногда изотропный) тип эллипсоида AMS. При этом в пределах исследуемого участка меняется пространственное положение источника сноса магнитных минералов с запад-северозападного на о. Высокий и Великий на северо-восточное для островов Кемьлудского архипелага (Асафий и Большой Кемьлудский). Полученные данные свидетельствуют в пользу преобладания переотложенных моренных комплексов в морских условиях, однако более высокие значения величины анизотропии AMS (до 7%) в северной части Кандалакшского залива не позволяют полностью исключить влияние ледника на формирование магнитной текстуры рыхлых четвертичных отложений в этой части Белого моря.

Изучение архейских-палеопротерозойских комплексов, отобранных на островах Кандалакшского залива, показало, что распределение главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости совпадает со сланцеватостью и полосчатостью в гнейсах на о. Великий, при этом максимальная ось эллипсоида совпадает с запад-северо-западным простиранием регионального разлома. Для образцов гнейсов этой части острова характерен преимущественно линейный тип анизотропии, при этом степень анизотропии достигает 45–57%. Эллипсоид AMS трехосный, что характерно для пород с новообразованными вторичными магнитными минералами. Подобный тип анизотропии магнитной восприимчивости, возможно, связан с реактивизацией древних разломов.

В Онежской губе были детально опробованы габбронориты комплекса лерцолитов-габброноритов (возраст пород ~2.45 млрд лет), а также прорывающие их дайки коронитовых метагаббро возраста ~ 2.1 млрд лет. Дайки коронитовых метагаббро интенсивно деформированы, местами смяты в складки совместно с метагабброноритами. Породы даек не сохраняют ни первичных минералов, ни реликтов магматических структур.

Образцы даек коронитовых метагаббро характеризуются величинами магнитной восприимчивости от 477 до 1190×10⁻⁶ ед. СИ. Отмечается отрицательная корреляция между величиной магнитной восприимчивости и степенью анизотропии Р, что свидетельствует о новообразовании новых магнитных минералов, а также высокая степень анизотропии магнитной восприимчивости (24-57%). Форма магнитной анизотропии характеризуется плоскостным типом, который обусловлен одноосным сжатием, параметр Т варьирует от 0.530 до 0.810. Анализ направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости показывает ориентировку максимальных осей большинства образцов в плоскости простирания дайкового тела коронитовых метагаббро, а минимальных – в перпендикулярной. При одноосном сжатии значение магнитной восприимчивости уменьшается за счет возникновения в магнитных кристаллах микродефектов и смещением к ним доменных границ. При подобных напряжениях ось легкого намагничивания смещается в сторону наименьшего воздействия давления [5], в данном случае – в плоскости, параллельной плоскости контакта дайки с вмещающими архейскопалеопротерозойскими комплексами.

В образцах оливиновых габброноритов величина магнитной восприимчивости изменяется от 459 до 976×10⁻⁶ ед. СИ. Степень анизотропии магнитной восприимчивости варьирует в пределах 13–24 %. Отмечается отрицательная корреляция между величиной магнитной восприимчивости и степенью анизотропии. Форма магнитной анизотропии у большей части образцов имеет линейный тип, проявление которого связано со вторичным прорастанием тонкого (однодоменного) магнетита. Ориентировка главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости оливиновых габброноритов выдержана по всему разрезу: максимальная ось лежит практически в плоскости простирания дайки габброноритов, минимальная и промежуточная – в плоскости, перпендикулярной плоскости контакта дайкового тела. Образование такого типа анизотропии можно объяснить следующим механизмом. Магнитные минералы, сформировавшиеся при более высоких температурах, располагались

338

своими уплощенными сторонами параллельно плоскости контакта, а более удлиненными – по направлению направления распространения вторичных флюидов.

В результате проведенных исследований установлен характерный для каждого сегмента (северного и центрального) Беломорского подвижного пояса свой тип анизотропии магнитной восприимчивости. Показано, что образование таких типов AMS в палеопротерозойских дайковых комплексах связаны со вторичными преобразованиями магнитной фракции под воздействием гидротермальных флюидов в ходе коллизионных процессов в палеопротерозое. Изучение четвертичных рыхлых отложений в Кандалакшском заливе Белого моря свидетельствуют о переотложении моренных комплексов в морских условиях. Характер анизотропии и распределение главных осей эллипсоида AMS в этих отложениях не наследуют структуры древнего (докембрийского) плана.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00666.

Литература

1. Миллер Ю.В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14–25.

2. Романенко Ф.А., Шилова О.С. Послеледниковое поднятие Карельского берега Белого моря по данным радиоуглеродного и диатомового анализов озерно-болотных отложений п-ова Киндо // ДАН. 2012. Т. 442, № 4. С. 544–548.

3. Система Белого моря. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря / Отв. ред. академик РАН А. П. Лисицын. М.: Научный мир, 2010. 480 с.

4. Соболев В.М., Алешинская З.В., Полякова Е.И. Новые данные о палеогеографии Белого моря в позднем плейстоцене – голоцене // Корреляция палеогеографических событий: континент-шельф-океан. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. С. 120–129.

5. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.

6. Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne III. S., Mangerud J., Svendsen J.I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. V. 45. P. 1–45. DOI: 10.1111/bor.12142. ISSN 0300-9483.

7. *Ekman I., Iljin V.* Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // Glacial deposits in North-east Europe. Balkama. Rotterdam, 1995. P. 195–209.

8. Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in nothwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // Boreas. 2006. V. 35. P. 425–433.

Особенности глубинного строения верхней мантии под Срединно-Атлантическим хребтом

Срединно-Атлантический хребет имеет значительную протяженность (более 18 тыс. км), от архипелага Шпицберген на севере до острова Буве на юге. Осевая часть хребта рассекается многочисленными трансформными разломами, вдоль которых происходит смещение оси рифтовой долины на большие расстояния, иногда до 1000 км [2].

Для выяснения особенностей процессов магматизма срединноокеанических хребтов и их связи с геодинамикой верхней мантии существенную помощь может оказать сейсмотомография. С этой целью горизонтальные сечения сейсмических неоднородностей были выполнены для расположеного в Северном полушарии фрагмента Срединно-Атлантического хребта, который характеризуется высокой частотой опробования вулканических пород рифтовой долины и трансформных разломов и детальной изученностью проявлений современной гидротермальной активности. В этой части хребта на полигонах Сьерра-Леоне, Вима, 15°20', в морских экспедициях авторами собрана обширная коллекция пород и накоплен значительный объем оригинальных данных о физико-химических условиях магматических процессов в Центральной Атлантике [1, 3–6].

Гипоцентры землетрясений локализованы в узкой полосе, включающую гребневую часть хребта и активную область трасформных разломов, они образуют цепочки точек, фиксирующих общую конфигурацию осевой области океанского рифтогенеза. Большинство сейсмических событий представлено мелкофокусными (глубиной до 20–30 км) и относительно слабыми землетрясениями с магнитудой не более 3.0–4.0. Трехмерные сейсмические неоднородности аномалий скоростей Р-волн в верхней мантии в интервале глубин 100–400 км под Срединно-Атлантическим хребтом были выявлены методом сейсмической томографии на основе оригинальной инверсной телесейсмической схемы [8].

¹ Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева. СО РАН, Новосибирск, Россия; kotlyarov@igm.nsc.ru

² Казанский федеральный университет, Казань, Россия

³ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

На всех горизонтальных сечениях самого северного участка Срединно-Атлантического хребта в интервале от 70° до 50° с.ш. отчетливо выделяется низкоскоростная аномалия, приуроченная к Исландской «горячей точке». С глубиной эта аномалия смещается на северо-запад в направлении острова Гренландия. На участке от южного побережья острова Исландия к западному окончанию разлома Чарли Гиббса в интервале от 64° до 53° с.ш. выделяется протяженная высокоскоростная аномалия, расположенная под осевой зоной хребта. Особенно отчетливо эта аномалия видна на горизонтальных сечениях 200 км и 300 км.

К югу от разлома Чарли Гиббса осевая часть хребта имеет очень сложную конфигурацию. В диапазоне от 53° с.ш. до 35° с.ш. хребет представляет собой дугу, обращенную выпуклой частью на восток, далее от Азорских островов к экватору начинается грандиозная по своим масштабам дуга, обращенная выпуклой частью на запад (рис. 1).

Верхняя мантия под участком Срединно-Атлантического хребта от разлома Чарли Гиббса и до Азорских островов на горизонтальном сечении 100 км представлена обширной низкоскоростной аномалией. Начиная с глубины 200 км, под Срединно-Атлантическим хребтом происходит резкое изменение скоростных характеристик верхней мантии и наблюдается высокоскоростной очаг, практически симметричный осевой части рифта.

Вокруг плотного облака гипоцентров землетрясений в районе вулканической цепи Азорских островов на всех сечениях выделяется яркая низкоскоростная аномалия. В отличие от Исландского региона Азорская «горячая точка» находится не на оси хребта. Согласно общепринятым представлениям эти районы являются примером магматизма связанным с развитием глубинных мантийных плюмов [7].

К югу от Азорских островов на региональных томографических моделях верхняя мантия на глубине 100 км под осевой частью рифта характеризуется в целом низкими сейсмическими скоростями и при этом очень неоднородна. Особенно хорошо это просматривается под фрагментом Срединно-Атлантического хребта между 5° и 40° с.ш. (рис. 1а). Здесь сейсмические неоднородности наблюдаются в виде чередования низкоскоростных и высокоскоростных аномалий и в большинстве своём пространственно ограничены крупными трансформными разломами с амплитудой смещения рифтовой долины на 100 км и более (Хайес, Атлантис, Кейн, 15°20', Меркурий, Сан-Паулу). На глубинных уровнях (300–400 км) как правило на всем протяжении наблюдаются аномалии с высокими сейсмическими скоростями (рис. 1б).

Сопоставление региональных томографических моделей с вариациями химического состава базальтового вулканизма и распределением участков активной гидротермальной деятельности для фрагмента осе-







Рис. 2. Аномалии скоростей Р-волн на вертикальном сечении вкрест простирания Срединно-Атлантического хребта (САХ) на широте трансформного разлома 15°20′

вой зоны Срединно-Атлантического хребта между 5° и 40° с.ш. как правило показывает пространственную связь базальтов и крупных проявлений сульфидной минерализации с низкоскоростными сейсмическими аномалиями. С большинством из них связан магматизм с широким спектром состава вулканических пород от толеитов типа N-MORB до обогащенных базальтов типа E-MORB.

Примером такой крупной и ярко выраженной верхнемантийной низкоскоростной сейсмической аномалии служит район разлома $15^{\circ}20'$ в геологической литературе известный как «геохимическая аномалия $14^{\circ}45'$ » или «аномалия Буго» [6]. В пределах данной сейсмической аномалии отмечается высокая концентрация рудных полей с активной гидротермальной деятельностью («Логачев», «Ашадзе» и др.). На разрезе, построенном вкрест простирания Срединно-Атлантического хребта вдоль разлома $15^{\circ}20'$, корни этой аномалии в верхней мантии прослеживаются до глубины 250–300 км, под ними на глубинах 300–400 км формируется высокоскоростная аномалия (рис. 2).

Построение томографических моделей на дивергентной границе литосферных плит позволило выявить некоторые специфические закономерности в сейсмических аномалиях, имеющих общий характер для верхней мантии всего Атлантического бассейна. Выявленные нами устойчивые низкоскоростные аномалии, приуроченные к острову Исландия и архипелагу Азорских островов, подтверждают связь магматизма «горячих точек» с глубинными мантийными процессами.

В осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, практически на всем его протяжении на глубинах до 200 км в верхней мантии выделяются низкоскоростные аномалии, занимающие секущее положение как относительно оси хребта, так и долинам трансформных разломов. Большинство этих аномалий связаны с проявлениями базальтового магматизма типа E-MORB и активной гидротермальной деятельностью с образованием значительных скоплений сульфидных руд.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН и Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14.У26.31.0029.

Литература

1. Колобов В.Ю., Симонов В.А., Ковязин С.В. Геохимические особенности высокожелезистых магматических систем в зонах трансформных разломов Центральной Атлантики // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Томск: ЦНТИ, 2005. Т. II. С. 252–255.

2. Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с.

3. Симонов В.А., Колобов В.Ю. Предварительные результаты геологопетрологических исследований 1992 года в Центральной Атлантике // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 153–157.

4. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.

5. Симонов В.А., Милоснов А.А. Физико-химические условия гидротермальных процессов в Срединно-Атлантическом хребте (зона трансформного разлома 15°20') // Геохимия. 1996. № 8. С. 760–766.

6. Соболев А.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П., Симонов В.А., Сколотнев С.Г., Базылев Б.А. О структуре и происхождении геохимической аномалии в базальтах Срединно-Атлантического хребта между 12 и 18° с.ш. // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 3. С. 541–546.

7. Anderson D.L., Schramm K.A. Global hotspot maps / Foulder G.R., Natland J.H., Prensall D.C., Anderson D.L. (eds.). Plates, plumes, and paradigms // Geological Society of America Special Paper. 2005. V. 388. P. 19–29.

8. *Koulakov I.Yu.* 3D tomographic structure of the upper mantle beneath the central part of Eurasian continent // Geophys. Journ. Int. 1998. V. 133. \mathbb{N}_2 . P. 467–489.

Влияние термических аномалий на строение спрединговых хребтов южной части Индийского океана

Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ) протягивается с югозапада на северо-восток на 7700 км от тройного соединения (ТС) Буве (0°40′ в.д.) до ТС Родригес (70° в.д.). Хребет классифицируется как ультрамедленный, скорость спрединга на хребте убывает с запада на восток и изменяется от 1.6 до 1.27 см/год [5]. Юго-Восточный Индийский хребет (ЮВИХ) протягивается в субширотном направлении далее к востоку до ТС Маккуори (162° в.д.) примерно на 8000 км. Для хребта характерны практически постоянные скорости спрединга порядка 6.5–7 см/год [7].

Рассматриваемые хребты находятся под влиянием мантийных термических аномалий, как с повышенной, так и с пониженной температурой мантии, что прослеживается в данных сейсмической томографии и геохимии базальтов. С запада на восток вдоль простирания ЮЗИХ располагаются горячие точки Буве, Марион и Крозе. Вблизи ТС Родригес и на участке от ТР Шона до ТР Дю-Тойт для ЮЗИХ характерна пониженная температура мантии. В средней части ЮВИХ находится под влиянием горячей точки Амстердам – Сент-Поль, и, вероятно, под опосредованным влиянием горячей точки Кергелен [6]. В крайней восточной его части располагается аномально холодная зона мантии Австрало-Антарктического дискорданта [4]. Таким образом, при относительно постоянной для хребтов скорости спрединга, вдоль их простирания неоднократно изменяется температура мантии, что позволяет проследить эффект колебаний температуры мантии на строение хребтов и их эволюцию.

На Юго-Западном Индийском хребте выделяется три типа морфоструктурной сегментации [2, 3]. Первый тип – это участки, расположенные в зонах влияния «холодных» термических аномалий. Сегментация здесь сформирована тремя типами структур: осевыми вулканическими хребтами и амагматическими сегментами. Участки этого типа полностью лишены трансформных разломов. Спрединг на участках амагматических сегментов сильно косой, что приводит к низким эффективным скоростям спрединга, порядка 0.8–1.16 см/год. Для амагматических сегментов характерны минимальная мощность коры и максимальная

¹ ООО «Сварог», Москва, Россия; kkkkk1987@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru

мощность ее хрупкого слоя, а также минимальные проявления магматизма, приуроченные не к оси спрединга, а к бортам рифтовой долины. Дно в створе этих сегментов практически полностью сложено серпентинизированными перидотитами, а на флангах широко развиты так называемые валообразные поднятия, представляющие собой крупные блоки серпентизированных перидотитов, субпараллельные простиранию сегментов. Для участков этого типа характерны максимальные осевые глубины до 5.5 км и широкие рифтовые долины с пологими бортами. Величина показателя Na8 драгированных на этих участках базальтов составляет в среднем около 3.4–3.5 %, что свидетельствует о значительной глубине плавления и большой мощности литосферы. Второй тип - это участки, расположенные в зонах влияния «горячих» термических аномалий. Сегментация здесь сформирована осевыми вулканическими хребтами и небольшими нетрансформными смешениями и трансформными разломами. Спрединг здесь субортогонален. Для участков этого типа характерны аномальные мощности коры, достигающие 8-10 км под наиболее крупными вулканическими постройками. Под отдельными крупнейшими постройками предполагается наличие осевых магматических камер в средней-нижней частях коры. Рифтовая зона располагается в редуцированных рифтовых долинах с минимальными для хребта глубинами 1.5-3.5 км. На флангах представлены асимметричные блоковые поднятия, характерные для медленноспрединговых хребтов. Серпентизированные перидотиты встречаются в небольшом количестве в створе смещений и разломов. Участки, расположенные между двумя типами сегментации и, вероятно, подверженные изменению температуры подстилающей мантии от повышенной к пониженной обладают переходным строением и сочетают как редуцированные амагматические сегменты с набором характерных признаков, так и участки, интенсивно расчлененные трансформными разломами.

На Юго-Восточном Индийском хребте также выделяется три типа морфоструктурной сегментации [1]. Первый тип – это участки, расположенные в зонах влияния «холодных» термических аномалий. Для них характерна рифтовая долина с максимальными глубинами до 4.9 км. Долина сегментирована трансформными разломами и смещениями с высокой амплитудой. Во внеосевой морфологии прослеживается преобладание тектонических процессов, формирующих преимущественно тектоногенные формы рельефа: коровые комплексы и погребенные коровые комплексы, по поверхности которых перемещались маломощные разбитые разломами блоки верхнего базальтового слоя океанической коры. Величины содержания натрия здесь составляют 3.2–3.5 %. Второй тип – это участки, расположенные вблизи горячей точки Амстердам – Сент-Поль. Для них характерны осевые поднятия с глубинами в риф-

товой зоне до 2.5 км. Рифтовая зона сегментирована перекрытиями центров спрединга. Амплитуды смещений трансформных разломов небольшие. В рельефе дна полностью преобладают вулканогенные формы рельефа – асимметричные блоковые поднятия, вулканические постройки и лавовые поля с бугристым микрорельефом. Величины содержания натрия здесь составляют 2.2-2.4 %. Под рифтовой зоной практически повсеместно прослеживается осевая магматическая камера в средней части коры. Между участками двух типов строение рифтовой зоны обладает переходными характеристиками: от сегмента к сегменту в зависимости от стадии его развития, глубины залегания магматической камеры и интенсивности магматизма сочетаются рифтовые долины и осевые поднятия различной степени выраженности. В целом, на участке от о. Амстердам - Сент-Поль до Австрало-Антарктического дискорданта строение рифтовой зоны хребта соотносится с возрастанием мощности хрупкого слоя коры, глубины поступления расплава (по величинам показателя Na8 базальтов рифтовой зоны), уменьшением мощности коры (по сейсмическим данным).

По результатам проведенного анализа были выявлены аномальные участки в строении ЮЗИХ и ЮВИХ. Отличительной чертой в их строении является принципиальное сходство аномалий строения рифтовых зон в условиях значительно отличающихся скоростей спрединга (1.27–1.6 см/год на ЮЗИХ и 6.5–7 см/год на ЮВИХ). В условиях воздействия «холодной» аномалии резко сокращается интенсивность магматизма, увеличивается мощность хрупкого слоя, сокращается мощность коры.

В результате строение рифтовой зоны сформировано преимущественно тектоногенными структурами. В условиях минимальных скоростей спрединга ЮЗИХ формируются уникальные по строению амагматические сегменты. В условиях воздействия «горячей» аномалии интенсивность магматизма возрастает, возрастает мощность коры и сокращается мощность ее хрупкого слоя. В результате строение рифтовой зоны сформировано преимущественно вулканогенными структурами. Изменения в строении переходных участков между двумя типами термических аномалий связаны с возрастанием роли «горячей» или «холодной» аномалии и соответствующим понижением/повышением степени прогрева мантии. При этом, из-за различий в скорости спрединга, интенсивность проявления особенностей, связанных с «горячей» аномалией выше на ЮВИХ, где широко проявляются структуры характерные для быстрого спрединга, а с «холодной» аномалией – на ЮЗИХ, где наблюдаются уникальные амагматические сегменты и протяженные участки, на которых отсутствуют трансформные разломы. Области с повышенной температурой мантии характеризуются особенностями свойственными медленно-спрединговым хребтам.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10139).

Литература

1. Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Грохольский А.Л., Кохан А.В., Сущевская Н.М. «Горячие» и «холодные» зоны Юго-восточного Индийского хребта и их влияние на особенности строения и магматизма (численное и физическое моделирование) // Геотектоника. 2017. № 3. С. 3–27.

2. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. №3. С. 3–30.

3. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Сущевская Н.М. Строение и эволюция восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта // Геотектоника. 2019. № 4. С. 3–24.

4. *Christie D., West B., Pyle D., Hannan B.* Chaotic topography, mantle flow and mantle migration in the Australian–Antarctic discordance // Nature. 1998. V. 394. P. 637–644.

5. *Sauter D., Cannat M.* The ultraslow spreading Southwest Indian ridge // Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. Geophysical Monograph Series AGU. 188. 2010. 153–173.

6. Scheirer D., Forsyth D., Conder J., Eberle M., Hung S.-H., Johnson K., Graham D. Anomalous seafloor spreading of the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St.Paul Plateau // J. Geophys. Res. 2000. V. 10. P. 8243–8262.

7. Sempéré J.-C., Cochran J.R., SEIR scientific team The Southeast Indian Ridge between 88°E and 118°E: Variations in crustal accretion at constant spreading rate // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 15489–15505.

Венд востока Лено-Анабарского прогиба (северо-восток Сибирской платформы): новые изотопно-геохимические и геохронологические данные, возраст и корреляция

Вендские отложения, вскрытые в 90-х гг. ХХ века глубокими скважинами Бурская-341-0, Хастахская-930, Чарчикская-1 и Усть-Оленекская-237-0 к северо-западу от Оленекского поднятия, представляют значительный интерес как в плане прогнозирования ресурсов углеводородного сырья, так и в свете проблемы определения северной (в современных координатах) границы докембрийского эпикратонного осадочного бассейна и собственно Сибирского кратона. Несмотря на крайне скудный керновый материал по всем скважинам, разрез Бурской скв. 341-0 является близким аналогом разреза Оленекского поднятия [2, 6]. Разрезы скв. Чарчикской и Усть-Оленекской не вскрыли основание венда, хотя и важны для корреляции поздневендско-кембрийского интервала [2]. Наиболее дискуссионно расчленение разреза Хастахской скв. 930, где венд выделяется в интервале 2310-2720 м. Выше по разрезу залегают терригенные отложения аналогов верхней части кессюсинской свиты (серии), содержащие мелкораковинные окаменелости (SSF) томмотского возраста [6]. Венд подстилается терригенно-карбонатными отложениями верхнего рифея (тония), возраст которых установлен по комплексу органостенных микроостатков [6]. В составе венда здесь предложено выделять (снизу вверх) доломитовую туркутскую (2600-2720 м) и преимущественно тонкотерригенную оппокунскую (2310-2600 м) свиты, возраст которых согласно находкам SSF определен как поздневендский (немакит-далдынский) [6].

Нами изучен изотопный состав углерода, кислорода и стронция в образцах карбонатных пород из керна туркутской и оппокунской свит (рисунок). Изотопные исследования проведены в ГИН РАН и ИГГД РАН по методикам, приведенным в [1, 3]. В известковистых алевроли-

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; antonbor9@mail.ru

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия; pokrov@ginras.ru

⁵ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия; vladislav.powerman@gmail.com

тах средней части оппокунской свиты (инт. 2419–2430 м) значения δ^{13} C варьируют от -4.9 до 0.5‰ (3 обр.). Ниже, в глинистых известняках в инт. 2477.6-2487.6 м они возрастают до +5...+7‰, а минимальные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составляют 0.7079. При этом, в одновозрастной кессюсинской свите на Оленекском поднятии максимальные значения δ^{13} C до +5.4‰ отмечаются лишь в ее верхней, томмотской части, а минимальные значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr существенно выше и составляют 0.70815 [5]. Картину усложняют находки в аргиллитах оппокунской свиты (инт. 2477.6-487.6; 2560.5-2572.4 м) разнообразных сложно орнаментированных микрофоссилий, ряд форм которых (с учетом последующих ревизий) считаются типовыми для нижнего венда [2]. Из песчаников оппокунской свиты с гл. 2420 м методом LA-ICP-MS в КФУ (Казань) изучены обломочные цирконы (n=82), самые молодые из которых группируются в крупный кластер с минимальными возрастами около 600 млн лет, а спектр распределения весьма сходен с изученным в маастахской свите нижнего венда Оленекского поднятия (обр. 0903ms, puc.) [7] и, таким образом, позволяют датировать отложения лишь как «не древнее венда». В доломитах «туркутской» свиты скв. Хастахской-930 значения δ^{13} С составляют +4.9...+7.4‰; минимальные отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в ее нижней части (инт. 2702–2708 м) составляет от 0.7072 до 0.7076. Такие изотопно-геохимические характеристики, особенно в нижней части, принципиально отличаются от известных для доломитов туркутской свиты в типовых разрезах Оленекского поднятия $(\delta^{13}C = -2...+1)$; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr > 0.7083) [7 и ссылки в работе], так и от полученных нами для скв. Б-341-0.

Сочетание «ранневендских» (микрофоссилии, значения $\delta^{13}C > +5\%$ и отношения 87 Sr/ 86 Sr < 0.7080) и «немакит-далдынских» (SSF и высокое положение в разрезе) свидетельств о возрасте отложений, относимых к венду в скв. Хастахской скв. 930 может иметь несколько возможных объяснений. Во-первых, осадочные карбонаты с высокими (до +5.4‰) значениями δ^{13} С и сравнительно низкими (около 0.7082) отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr могут встречаться вблизи подошвы томмотского яруса [5]. Однако эти экскурсы δ^{13} С достаточно непродолжительны, и, согласно литологической корреляции, должны находиться выше по разрезу. Другим возможным объяснением может являться ранневендский возраст отложений большей части оппокунской и туркутской свит, однако до сих пор SSF родов Chancelloria, Anabarites и Cambrotubulus не были известны на этом уровне. Более древний, чем предполагалось, ранневендский или даже позднерифейский возраст может иметь лишь нижняя часть «туркутской» свиты мощностью около 40 м, не содержащая SSF и характеризующаяся отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_{мин}=0.7072. Еще одним объяснением аномальных для терминального венда изотопно-



Рисунок. Корреляция вендских отложений скважин востока Лено-Анабарского прогиба и разреза Оленекского поднятия. Пунктиром показана корреляция по изотопно-геохимическим данным; сплошной линией – с учетом находок SSF.

1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – мергели; 4 – доломиты; 5 – глинистые доломиты; 6 – доломитовые мергели; 7 – биоламинитовые и оолитовые доломиты;
8 – брекчированные доломиты; 9 – песчаники; 10 – алевролиты; 11 – аргиллиты;
12 – туфобрекчии; ископаемые остатки: 13 – мелкораковинная фауна (SSF); 14 – эдиакарская биота; 15 – ихнофоссилии; 16 – акантоморфные органостенные микрофоссилии; 17 – трилобиты; 18 – гастроподы; 19 – пробы на обломочные цирконы [7 и наст. раб.]; 20 – U-Pb возрасты вулканических пеплов [5 и ссылки в работе].
ГК – гамма-каротаж. Мт – маттайская свита, ег – еркекетская свита; аt – атдабанский ярус; томм. – томмотский ярус; форт. – фортунский ярус. На врезках – карта распо-

ложения разрезов и скважин; график распределения относительной вероятности возрастов обломочных цирконов из песчаников оппокунской свиты, скв. Хастахская-930, гл. 2420 м геохимических характеристик отложений может быть изолированный характер бассейна. В частности, с этим может быть связано локальное появление либо усиленное влияние глобальных эпизодов аноксии, приводящих к осаждению карбонатов, обогащенных ¹³С. Понижение отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr относительно вод открытого моря было, может быть связано с преобладанием в областях денудации пород с изотопно-легким составом стронция. Это могли быть карбонатные отложения раннего и среднего рифея, широко распространенные на находящихся к югу, востоку и западу поднятиях (Анабарское, Уджинское, Оленек-ское), характеризующиеся значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr не выше 0.7050...0.7055 [1]. Схожие осадочные бассейны, имеющие аномальную изотопную характеристику отложений, реконструированы для терминального эдиакария кратона Sao-Francisco Южной Америки [4] а также на некоторых других кратонах.

Таким образом, венд в разрезе скв. Хастахская-930, скорее всего, представлен лишь верхней частью в объеме немакит-далдынского регионального горизонта. При этом, нижняя часть выделяемой здесь туркутской свиты имеет более древний возраст. Морфологически сложные органостенные микрофоссилии, характерные для раннего венда, могут быть встречены и в более молодых отложениях, однако таксономический состав найденных ранее остатков нуждается в дальнейшей ревизии. Изолированный характер поздневендского бассейна, приведший к нехарактерным изотопно-геохимическим характеристикам карбонатных пород, мог быть обусловлен неким барьером, отделявшими его от открытого моря, на севере (в современных координатах). То есть, осадочный бассейн целиком находился на континенте, окраина которого в это время располагалась за пределами современной северной границы Сибирского кратона.

Исследования скоординированы с тематикой базовых проектов НИР ИНГГ СО РАН, ИГГД РАН и ГИН РАН. Изучение изотопного состава углерода выполнено при помощи гранта РФФИ № 19-05-00427. Изотопный состав стронция изучен при поддержке гранта РНФ № 18-17-00247. Датирование обломочных цирконов и обобщение данных проведено при поддержке грантов РФФИ № 17-05-00418 и 18-05-70110.

Литература

1. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. и др. Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, δ¹³C, δ¹⁸O) систематика и стратиграфические следствия // ДАН. 2018. Т. 482. № 4. С. 434–438.

2. Граусман В.В., Рудавская В.А., Васильева Н.И. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленекского поднятия // Отечественная геология. 1996. № 8. С. 30–35. 3. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 505–530.

4. *Caetano-Filho S., Paula-Santos G.M., Guacaneme C. et al.* Sequence stratigraphy and chemostratigraphy of an Ediacaran-Cambrian foreland-related carbonate ramp (Bambui Group, Brasil) // Precambrian Research. 2019. V. 331. 105365.

5. *Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Isokh O.P. et al.* Quo vadis, Tommotian? // Geological Magazine. 2019 DOI: 10.1017.S0016756819001286 (in press).

6. *Nagovitsin K.E., Rogov V.I., Marusin V.V. et al.* Revised Neoproterozoic and Terrenuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and noth-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // Precambrian Research. 2015. V. 270. P. 226–245.

7. Vishnevskaya I.A., Letnikova E.F., Vetrova N.I. et al. Chemostratigraphy and zircon geochronology of the Neoproterozoic Khorbusuonka Group, Olenek Uplift, Norhteastern Siberian platform // Gondwana Research. 2017. V. 51. P. 255–271.

А.М. Кузин¹

Флюидная зональность океанической земной коры

Фундаментальное значение в изучение глубинного строения имело открытие тонкой структуры в расслоености земной коры и верхней мантии (по методу общей глубинной точки МОГТ). Это открытие позволило пересмотреть прежние представления о внутренней структуре консолидированной коры. Оказалось, что реально не существует даже весьма незначительных по отношению к длине сейсмической волны объемов пространства в консолидированной коре без трещиноватости и соответственно присутствия флюида. Это означает, что на всех глубинных уровнях земной коры может находиться флюид в жидком и/или газообразном агрегатном состоянии. В отличие от ГСЗ, где скорость служит основной характеристикой геологического строения и является метрологически обеспеченным сейсмическим параметром, в МОГТ скорость носит эффективный характер, главным параметром служат динамические характеристики волнового поля. Присутствие на временных разрезах, полученных в разные годы и разных системах обработки (и разными исполнителями), областей интенсивной и слабо интенсив-

¹ Институт проблем нефти газа РАН, Москва, Россия; amkouzin@yandex.ru

ной (прозрачной) записи свидетельствует об объективном характере распределения интенсивности отраженных волн. В работах [4, 5] было показано, что газовая фаза флюида увеличивает рассеяние, а жидкая фаза флюида его уменьшает. Отсюда динамически интенсивные отражения формируются с участием воды, бледная сейсмическая запись с участием газа. В океанической и погруженной в океан континентальной коре, как и в континентальной коре [4, 5] присутствует флюидная зональность. В отличие от наземных сейсмических исследований МОГТ данные морских наблюдений МОГТ характеризуются стабильными условиями возбуждения и приема сейсмического сигнала, поэтому данные сейсмических наблюдений на море, как правило, по качеству выше, чем наземные. В сейсмическом поле четко прослеживается закономерность в корреляции жесткой (относительно высокоскоростной) неоднородности с вертикальной областью интенсивной сейсмической записи. Также, как и для континентальной коры в нижней части океанической коры фиксируется область интенсивной сейсмической записи (зона рефлективити), а в верхней части область бледной или прозрачной записи. При этом флюидная зональность прослеживается из погруженной в океан континентальной коры в океаническую кору, несмотря на их структурные, вещественные отличия и мощность.

Флюидная горизонтальная зональность согласуется с зональностью обобщенной сейсмической моделью консолидированной коры мирового океана [2]. Бледной сейсмической записью характеризуется II – толща (мощность 4–9 км, То = 1–3 сек, наличие коротких отражающих площадок), резким спадом интенсивности отраженных волн. Считается [2], что на этих глубинах (1-5 км под дном) зона прозрачности или слабо интенсивной записи на временных разрезах в рифтовой зоне образовалась за счет интрузий, а за её пределами – вертикальными склонами на бортах ущелья, вертикальной трещиноватостью. В III толще интенсивность отраженных волн возрастает. Толща III (4-7 км) отражает структуру средней и нижней частей третьего геофизического слоя. В зонах поднятий дна, как правило, увеличивается мощность толщ I и II, в то время как мощность толщи III меняется незначительно. Регистрация отражений толщи IV начинается на временах 3-4 сек после отражений от дна. Отражения интенсивные, низкочастотные (5–12 Гц), пролеживаются на удалениях до 15 км, в интервале 9-10 сек. Толща IV соответствует кровле верхней мантии. Наличие под толщей IV зоны прозрачной записи объясняется образованием здесь магматической камеры и подходом астеносферного вещества [2].

В обобщенной сейсмической модели океанической коры, как и для континентальной коры главной причиной присутствия слабо интенсивной или прозрачной сейсмической записи на временном разрезе счита-

ется наличие интрузивного нерасслоенного массива. Однако морфология и размеры областей прозрачной записи значительно лучше объясняются сейсмическими свойствами флюида. Возникновение зон повышенного содержания флюида уже само по себе заложено в существовании тектонической и реологической расслоиности земной коры

Тектоническим расслаиванием в верхней мантии осевой части срединно-океанических хребтов обусловлена серпентинизация ультрабазитов, которая приводит к формированию специфических гидротермальных систем, являющихся источником крупных метановых аномалий и скоплений углеводородов в пределах тектонически расслоенных зон [6]. В коре океанов флюиды, являющиеся носителями энергии, условно подразделяются на две группы [3]. Первая, это локальные аномалии в морской воде, связаны с действующими высокотемпературными (400° С) гидротермальными источниками, которые содержат повышенные содержания ³Не и отношения марганца к метану Mn/CH₄ ≈ 0.2 нмоль/л, указывающие на реакцию просачивающейся воды с базальтами. Содержание метана в этих источниках составляет 2.5-3.6 нмоль/кг. Они широко распространены в пределах срединно-океанических хребтов и задуговых центров спрединга. Образование в них метана связывают с неорганическим синтезом или дегазацией. Источники этого типа относятся к осевой гидротермальной циркуляционной системе [1]. Вторая группа источников водорода и метана характеризуется интенсивными аномалиями метана (до 50 нмоль/кг) с повышенным содержанием водорода, с очень низкими отношениями Mn/CH₄ ~ 0.005 нмоль/л и выходам мантийных ультрамафитов в осевой части Средино-Атлантического хребта (САХ). Эта группа источников относится к глубинной циркуляционной гидротермальной системе.

Расчеты показывают, что при серпентинизации мантийных ультрамафитов может генерироваться огромное количество водорода и метана, из 1 км³ гарцбургита может образоваться $5 \cdot 10^5$ тонн водорода и 2.5 $\cdot 10^5$ тонн метана [3]. Кроме того, в открытой рифтовой зоне САХ, где низкая продуктивность мантийного магматизма могло продуцироваться за 150 млн лет формирования литосферы ~ $4.5 \cdot 10^{13}$ тонн водорода и 2.25 $\cdot 10^{13}$ тонн метана. При этом общий баланс выхода водорода и метана с учетом дополнительной серпентинизации за пределами осевой зоны должен быть удвоен [3]. Источники водорода и метана второй группы относятся к сигментам САХ, где в условиях медленного спрединга и слабо развитого базальтового магматизма образуется кора с широким распространением остаточных мантийных ультрамафитов – так называемая кора «хессовского типа». Эти сигменты характеризуются развитием «сухого» спрединга, реализующегося в основном за счет тектонических перемещений по пологим срывам, проникающим в мантию, с выводом глубинных масс в верхние горизонты коры. В этих областях находятся активные гидротермальные поля и водород-метановые плюмы, связанные с ультрамфитами [6]. Таким образом, в океанической коре не существует проблемы источников флюидов.

Область прозрачной записи под границей Мохоровичича подстилается областью динамически интенсивной записи, которая, как и граница Мохоровичича, вероятно, служит экраном для жидкой фазы флюида. В какой-то мере тут просматривается аналогия с границей между породами осадочного чехла и фундамента. Породы осадочного чехла могут накапливать и удерживать существенно больше воды, чем магматические и метаморфические породы. Здесь резко меняется проницаемость, происходит накопление газов. Породы кровли океанической и осадочных пород коры обычно динамически интенсивны, они водонасыщены, поэтому область бледной записи в отличии от континентальной коры расположена глубже.

На границе верхней мантии в разрезе встречается ни одна, а две границы Мохоровичича. Это может интерпретироваться как смена типа проницаемости, когда меняются условия накопления и удержания воды, вызванные тектоническими движениями, соответственно физикохимическими и реологическими изменениями пород.

В целом, для океанической коры зона интенсивной сейсмической записи обладает меньшей видимой мощностью по сравнению с зоной интенсивной записи в континентальной коре. Это может быть связано с меньшей общей мощностью океанической коры (в сравнении с континентальной) и меньшим геологическим возрастом (меньшим временем её серпентинизации).

В то же время, относительно молодой возраст океанической коры и малая её мощность, по-видимому, определяют высокий по интенсивности восходящий флюидный поток и как следствие образование областей прозрачной сейсмической записи, формирующих горизонтальную зональность. По интенсивности верхний и нижний интервалы прозрачной сейсмической записи близки между собой. При этом подобие между картиной флюидной зоны прозрачной записи океанической коры и картиной прозрачной записи докембрийских платформ выражена на временных разрезах несколько лучше, по сравнению с палеозойскими платформами.

Заключение. Флюидная зональность наблюдается в континентальной, погруженной континентальной в океан и океанической земной коре. Основные породы намного сильнее взаимодействуют с водой по сравнению с кислыми породами. Отсюда динамически интенсивная запись в нижней части консолидированной океанической коры может служить доказательством того, что зона «рефлективити» в континентальной коре связана с преимущественным развитием в основных по составу породах. Присутствие горизонтальной флюидной зональности во всех типах земной коры свидетельствует о глобальном процессе дегазации Земли.

Литература

1. Богданов Ю.А. Термальные рудопроявления Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.

2. Бяков Ю.А., Глумов И.Ф., Коган Л.И. и др. Широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование дна акваторий. В 2 ч. Ч. П. Внутренняя структура океанской земной коры по данным многоканального глубинного сейсмического профилирования. М.: Наука, 2001. 293 с.

3. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Борисов М.В. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 511–519.

4. *Кузин А.М.* О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Ч. 1. Континентальная кора (водосодержание) // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1. № 24. https://doi.org/10.29222/ipng.2078- 5712.2019-24.art3

5. *Кузин А.М.* О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ. Ч. 2. Континентальная кора (водосодержание) // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1. №24. https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art3.

6. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004, 270 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 560).

<u>Н.Б. Кузнецов^{1, 2},</u> А.С. Балуев¹, Е.Н. Терехов¹, Е.С. Пржиялговский¹, Т.В. Романюк³, А.С. Дубенский^{1, 4}, В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹

Ограничения возраста терской свиты (Терский берег Белого моря) и возможные источники сноса обломочного материала

На Терском берегу Белого моря и в нижних частях долин рек и ручьев, впадающих в Белое море со стороны Терского берега, распространены терригенные красноцветы. Эти красноцветы участвуют в выпол-

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

нении Кандалакшского, Керецкого и Чапомского грабенов, элементов строения палеорифтовой системы Белого моря [Ошибка! Источник ссылки не найден.]. Они традиционно выделяются как терская свита (мощностью от 3 до 8 км), возраст которой до сих пор остается дискуссионным, и по разным данным колеблется от 1300 до 670 млн лет.

Проба К18-501 для U/Pb-изотопного датирования детритовых цирконов (dZr) из песчаников терской свиты отобрана на правом берегу ручья Кашкаранский (66°21'45.82"с.ш. и 35°54'55.63"в.д.), примерно в 100 м выше моста через этот ручей на автодороге «Умба – Варзуга». Здесь русло ручья прижато к высокому скальному правому берегу, в котором обнажен фрагмент пологозалегающего разреза терской свиты. Это в основном красноцветные песчаники с переменным количеством мажущегося железисто-глинистого и мергелистого цемента, слагающие довольно мощные слои (до 15-20 см) массивного внутреннего строения. Они расслоены тонкими (до 1 мм) прослоями красно-вишневых алевролитов и алевро-аргиллитов. Часто по красноцветным песчаникам развиты зоны и участки осветления – оглеивания. Эти участки в сечении имеют в основном округлые (Ø до 10 см) или неправильные со скругленными краями очертания. В отдельных случаях на поверхностях слоистости песчаников видны донные знаки: рябь не ясного происхождения (рябь течения, волнения моря или волно-прибойная). Изредка на поверхностях, несущих донные знаки, видны округлые обособления Ø до 1-1.5 см, сходные по своему внешнему облику со слепками «прикрепительных дисков» вендских «седентарных» организмов.

Микроскопическое изучение песчаников пробы К18-501 показало, что обломочный материал в целом плохо окатан и представлен в основном зернами кварца и микрокварцитов. Цемент базального и пленочного типа, железисто-глинистого состава. Акцессорные минералы – циркон и оксиды железа (магнетит и гематит).

Проба измельчена до размерного класса «-0.25 мм». Измельченный материал отмучен в проточной водопроводной воде и после просушивания разделен в тяжёлой (~2.95 г/куб.см) жидкости ГПС-В. Полученная фракция тяжелых минералов была подвергнута магнитной сепарации и из ее немагнитной части вручную (под бинокуляром) случайным образом выбраны dZr, имплантированы в эпоксидную шашку и приполированы до половины размеров зерен. В dZr выбраны участки, свободные от трещин, включений и нарушений.

U/Pb-изотопные анализы (LA-ICP-MS) dZr выполнены в ЛАХИ ГИН РАН В.С.Шешуковым и А.С.Дубенским на установке, состоящей из системы лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнито-секторным масс-спектрометром высокого разрешения



Рисунок. Гистограмма и график плотности вероятности (красная линия), иллюстрирующие характер распределения U/Pb-изотопных возрастов обломочных цирконов из пробы K18-501 (0410)

Element2 (Thermo Scientific Inc.) по методике, описанной в [Ошибка! Источник ссылки не найден.]. Первичная обработка U/Pb-изотопных анализов выполнена в программе GLITTER, дальнейшая обработка результатов датирования – с помощью модуля Isoplot [0].

Всего изучено 122 dZr. Из них для 6 зерен (#6, 7, 9, 68, 93, 105) получен (некачественный) плохой сигнал, возможно из-за того, что в кратер абляции попали инородные включения. Еще 33 анализа показали либо сильную дискордантность >10%, либо поправку на общий Рb или точность > 50 млн лет. (Может быть в такой редакции: ...либо были отбракованы по причине неприемлемо высокой (более 50 млн лет) погрешности измерения). Остальные 83 датировки использованы для построения гистограммы и графика плотности вероятности. Полученные возрасты неравномерно распределились в интервале от конца среднего рифея Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) России или, что одно и то же – конца мезопротерозоя Международной стратиграфической шкалы (ISCh) до середины позднего архея ОСШ (середины мезоархея ISCh) (рисунок). Яркие пики, поддержанные более чем 5 измерениями: 1883, 2456 и 2768 млн лет. Средневзвешенный возраст двух наиболее молодых датировок – 1135±28 млн лет.

Самые молодые датировки (в млн лет) – 1128±19 (D=0%), 1141±22 (D=-3.9%), 1179±18 (D=0.6%) и 1182±20 (D=3.1%), а самые древние – 2866±12 (D=2.3%), %), 2882±11 (D=0.8%), 2938±18 (D=0.8) и 3060±14 (D=0.2%). Это означает, что толща, из которой взята проба, не может быть древнее конца среднего рифея ОСШ (конца мезопротерозоя ISCh). Это находится в целом в хорошем соответствии с современными представлениями о средне-позднерифейском возрасте терской свиты [Ошибка! Источник ссылки не найден., 0]. В то же время эти данные корреспондируют с возрастом даек флюидизатов, расположенных в юго-западном борту Онежского грабена Онежско-Кандалакшского палеорифта. Возраст этих пород определён по цирконам вторичной генерации из цементирующей массы 207 Pb/²⁰⁶Pb термоэмиссионным методом как 1.10–1.12 млрд лет.

Из специфических особенностей характера распределения возрастов обломочных цирконов отметим следующее. В наборах обломочных цирконов из позднедокембрийских и фанерозойских толщ большинства других регионов мира на возрастной интервал от 2.5 до 2.2 млрд лет приходится «провал». Обычно это интерпретируют как факт того, что в течение этого возрастного интервала на Земле в целом проявлена «глобальная тектоно-магматическая пауза» – пауза в образовании гранитоидов и проявлений регионального метаморфизма [0]. В противоположность этому, в полученном возрастном наборе зафиксирован слабый пик ~2.27 и яркий пик ~2.46 млрд лет. Они соответствуют раннепалеопротерозойской магматической и метаморфической активности, проявленной в пределах структур, представленных в современном строении Балтийского щита. Это проявления мантийного базитовового магматизма [0, 0 и др.] и высокотемпературные метаморфические преобразования в высокобарическом комплексе района сел. Гридно, наложенные на эклогиты и рассекающие их базитовые дайки [0].

Сравнительное сопоставление с помощью теста Колмогорова-Смирнова наборов полученных нами возрастов dZr с аналогичными данными из позднедокембрийских толщ северо-востока Восточно-Европейской платформы (ВЕП), а также с возрастами кристаллических комплексов Балтийского щита и раннедокембрийского фундамента других районов ВЕП оказалось крайне неожиданным и свидетельствует о том, что бассейн, реликты выполнения которого представлены изученной толщей терской свиты, в позднем докембрии располагался вдали от крупных речных систем или их устьевых частей и заполнялся преимущественно за счет локальных и близких источников материала.
Работа выполняется в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН, при финансовой поддержке проекта № 0135-2018-0040 «Структурно-морфологические, геолого-геофизические, седиментологические и литолого-геохимические индикаторы внутриплитного тектогенеза Восточно-Европейской платформы» в рамках Программы президиума РАН № 8, а также гранта РФФИ № 18-05-00485 (рук. С.Ю. Колодяжный).

Литература

1. Балуев А.С., Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Лебедев В.А., Серов П.А. Проблемы времени заложения и тектонической эволюции Онежско-Кандалакшского палеорифта в свете данных изотопной геохронологии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018. № 5. С 5–11.

2. Государственная геологическая карта-1000 (третье поколение). Лист Апатиты. Объяснительная записка. С-Пб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2009.

3. Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В. и др., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А. Беломорская эклогитовая провинция: последовательность событий и возраст формирования магматических и метаморфических пород ассоциации Гридино // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1335–1373.

4. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrone®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. №1. С.1–37.

5. Степанова А.В., Ларионов А. Н., Ларионова Ю.О. Силлы 2.2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U-Pb геохронология циркона и геохимия габбро-долеритов района Большозера // Труды Карельского научного центра РАН. № 11. 2018. С. 3–16.

6. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции // ДАН. 2017. Т. 472. №2. С. 185–191.

7. Condie K. C., O'Neill C., Aster R.C. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 282. N. 1–4. P. 294–298. doi: 10.1016/j.epsl.2009.03.033.

8. Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow) // 10th Int. Conference of the Analysis of Geological and Environmental Materials. Book of Abstracts. Sydney. 2018. P. 63.

<u>H.Б. Кузнецов^{1, 2, 3},</u> А.А. Колесникова¹, В.В. Марусин^{4, 5}, Б.Б. Кочнев^{4, 5}, Т.В. Романюк⁶, Б.Г. Покровский¹, А.С. Дубенский^{1, 7}, В.С. Шешуков¹, С.М. Ляпунов¹, Д.В. Московский^{1, 7}

Возраст и источники сноса обломочного материала иркутской свиты мотской серии (Иркутское Присаянье)

В утесе Шаман на р. Иркут (Иркутское Присаянье; 52°05'08"; 103°51'30") вскрыт фрагмент разреза мотской серии [5]. В нижней и средней частях склона утеса обнажены красноцветные косослоистые разнозернистые аллювиальные и прибрежно-морские песчаники шаманской свиты (160 м). В верхней части склона утеса обнажены низы разреза (48 м) иркутской свиты – светлые доломиты (с кристаллами ангидрита) и надстраивающая их пачка бурых доломизированных песчанистых известняков. Ранее здесь для нижней части иркутской свиты получены данные о вариациях δ^{13} С в карбонатах (0.5...3.1‰, VPDB) и структуре ископаемых ихносообществ (высокое разнообразие горизонтальных нор перемещения организмов в субстрате, включая индекстаксон основания кембрия в Международной стратиграфической шкале Treptichnus pedum, и сравнительно редкие вертикальные норы) [3]. Это позволило предположить, что накопление иркутской свиты происходило не ранее немакит-далдынского века (фортунский век кембрия МСШ). Положение же нижней границы кембрия био- и хемостратиграфические данные определяют весьма условно, поскольку подстилающие иркутскую свиту красноцветные косослоистые песчаники шаманской свиты неблагоприятны для проведения изотопно-геохимических исследований и поиска ископаемых следов.

Одна из крупных тонких плиток (весом ~1.5 кг) бурых доломизированных песчанистых известняков с обильными ихнофоссилиями использована нами для выделения детритовых цирконов (dZr). Эта плитка (проба K18-106) измельчена до размера обломков \emptyset ~1 см и обработана 5% HCl. Нерастворимый остаток отмыт в воде, высушен и разделен в

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский Университет (НИУ) Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

⁵ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁶ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), Москва, Россия

⁷ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия



Рис. 1. Диаграммы с конкордией. (А) – для всех U/Pb-изотопных анализов dZr из пробы K18-106, (Б) – увеличенный фрагмент для интервала 400–700 млн лет, (В) – увеличенный фрагмент для 5-ти анализов, по которым вычислен средний конкордантный возраст

жидкости ГПС-В (2.95 г/см³). Тяжелая фракция подвергнута магнитной сепарации. Из немагнитной части тяжелой фракции случайным образом было выбрано и имплантировано в эпоксидную шашку ~200 dZr. После полировки шашки для каждого dZr было сделано по 5–6 микрофотографий с разной глубиной фокусировки. Для датирования были отобраны dZr, в которых при анализе микрофотографий были выявлены области ($\emptyset \le 40$ мк), лишенные трещин, метамиктных зон и включений. U/Pb-изотопное датирование (LA-ISP-MS) dZr проведено в ЛАХИ ГИН РАН. Аппаратура, технология измерений, методические приемы и константы, используемые при проведении анализов, описаны в [4]. Обработка измерений выполнена с помощью ПО «GLITTER» [10] и Isoplot [11] Методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в работе [6].



Рис. 2. Результаты изучения U/Pb-изотопной системы dZr из пробы K18-106, удовлетворяющих критерию (-5%<D<5%). (A) – гистограмма и кривая плотности вероятности возрастов. (Б) – увеличенный фрагмент для интервала от 400 до 800 млн лет. (B) – диаграмма Th/U отношений в зависимости от возраста

U/Pb-изотопная система изучена в 149 dZr из пробы K18-106 (рис. 1А, Б). Датировки 56 dZr высоко дискордантны и исключены из рассмотрения. Остальные 93 датировки (-5%<D<5%) использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) (рис. 2A). Возрасты самого молодого и самого древнего dZr 522±7 (D=3.1%) и 3237±13 млн лет (D=0.1%). Все датировки можно разделить на три группы. В первую, самую многочисленную («доминирующую» по [8]) группу Z1 из 82 датировок, что составляет 88.2% (здесь и далее – доля от общего числа рассматриваемых датировок), попадают dZr с возрастами раннего кембрия и позднего неопротерозоя в интервале от 522±6 (D=3.1%) до 663±12 млн лет (D=2.6%). Кроме того, в эту группу отнесены два единичных dZr с возрастами 702±8 (D=3.0%) и 771±8 млн лет (D=0.5%). Датировки группы Z1 на КПВ формируют яркий двугорбый пик с максимумами 537 и 550 млн лет (рис. 2Б). Вторую (Z2) и третью (Z3) малочисленные («примесные» по [8]) группы образуют 4 dZr (4.3%) с возрастами позднего палеопротерозоя от 1809±18 (D=-2.0%) до 1974±14 млн лет (D=-3.2%) и 5 dZr (5.4%) с архейскими возрастами от 2741±14 (D=1.1%) до 3237±13 млн лет (D=0.1%).

Датировки наиболее молодых dZr позволяют существенно уточнить оценку возраста низов иркутской свиты, полученную на основе хемо- и биостратиграфических данных. В пробе К18-106 всего 23 dZr показали раннекембрийские ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрасты, из которых 17 dZr фортунские (541–530 млн лет), а 6 самых молодых dZr образовались во втором веке кембрия МСШ (томмотском веке Российской шкалы) [9]. ²⁰⁶Pb/²³⁸U возрасты 5 самых молодых dZr (№ 1-31, 1-16, 2-19, 1-64 и 3-19), показавшие согласующиеся в пределах 1s возрастные оценки по разным изотопным отношениям, использованы для вычисления среднего конкордантного возраста (рис. 1В), составившего 528.1±2.6 млн лет. Это значение и надежные возрасты 527±6 млн лет для цирконов № 2-19 и № 1-64 позволяют заключить, что формирование иркутской свиты началось не ранее томмотского века кембрия (Cambrian Age 2), что не противоречит полученным био- и хемостратиграфическим данным. Отсутствие же в нижней части иркутской свиты характерных для томмотского яруса ихнотаксонов может, как отражать тафономически-неблагоприятные условия для сохранности нор, так и свидетельствовать о более поздней колонизации типичными томмотскими эндобентосными сообществами условий крайнего мелководья в кембрии.

Анализ величин Th/U для dZr пробы K18-106 показал, что для палеопротерозойских (**Z2**, за исключением одного зерна) и архейских (**Z3**) dZr эти величины варьируют от 0.2 до 1.0 и типичны для цирконов магматического происхождения (см. краткий обзор в [6] и ссылки там). Их источником наиболее вероятно были магматиты нормальной или пони-

женной кремнекислотности, входящие в состав фундамента юга Сибирского кратона [2]. Однако в dZr группы Z1 зафиксированы нетипичные для магматических цирконов из гранитоидов значения Th/U: примерно в половине анализов величины Th/U>1.0, а у 4 цирконов – Th/U<0.2. Это означает, что среди первичных источников dZr группы Z1 с повышенными Th/U значительную долю могли составлять комплексы, в которых широким распространением пользовались мафические породы (например, офиолитовые ассоциации, базитовые интрузии и т.п.) и/или породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму (например, гранулитовые комплексы). Активное воздействие метаморфизма на цирконы подтверждается также большой долей среди изученных dZr, зерен с нарушениями U/Pb-изотопной системы (рис. 1А). Представительная неопротерозойская популяция dZr описана в качергатской и ушаковской свитах позднего венда южного Прибайкалья [1], в качестве основного источника для которой предполагаются террейны и разделяющие их фрагменты океанической литосферы в пределах ЦАСП, граничащие в настоящее время с южной окраиной Сибирского кратона. Четыре dZr с пониженными Th/U могли иметь своими первичными источниками «экзотические» комплексы, например, (ультра)высокобарические комплексы (эклогиты) или, напротив, ультранизкотемпературные гранитоидные комплексы с возрастом около 531-535 млн лет. Такие поздненеопротерозойские высокобарические комплексы участвуют, например, в строении примыкающего с востока Байкало-Муйского пояca [7].

Исследования выполнены в соответствии с гос.заданием ГИН РАН и ИФЗ РАН, поддержаны РФФИ (гранты 17-05-00852 и 18-05-00495 – биостратиграфия, 19-05-00427 – хемостратиграфия и 19-05-00794 – обработка проб и U/Pb-изотопный анализ dZr), а также Правительством РФ грант № 2019-220-07-1880 (ИЗК СО РАН) – обработка первичных аналитических данных и интерпретация результатов U/Pb-изотопного датирования dZr).

Литература

1. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М. и др. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ICP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 54. № 10. С. 1472–1490.

2. Донская Т.В. Раннепротерозойский гранитоидный магматизм Сибирского кратона // Диссертация на соискание уч. ст. доктора геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СОРАН, 2019. 410 с.

3. Марусин В.В., Колесникова А.А., Кочнев Б.Б., Кузнецов Н.Б., Покровский Б.Г., Романюк Т.В., Рудько С.В., Шацилло А.В. Переходный интервал эдиакария и кембрия Иркутского Присаянья: тихое эхо кембрийского взрыва // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания (15–18 октября 2019 г., г. Иркутск). Иркутск, 2019. С. 163–165.

4. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник МГУ. 2020. №1.

5. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Часть 1 (верхний докембрий, нижний палеозой). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 215 с.

6. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrone®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.

7. Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В., Аносова М.О., Орлова А.В. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. №4. С. 44–66.

8. *Andersen T*. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation // Chemical Geology. 2005. V. 216. P. 249–270.

9. Grazhdankin D.V., Marusin V.V., Izokh O.P., Karlova G.A., Kochnev B.B. et al. Quo vadis, Tommotian? // Geological Magazine. 2019. DOI: 10.1017/S0016756819001286

10. *Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // Mineral. Assoc. Canada. Sh. Course. 2008. V. 40. P. 308–311.

11. *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2012. N 5. 75 p.

Геохронология вулканизма при формировании Алтайской активной окраины (Рудный и Западный Горный Алтай)

Герцинская активная окраина Сибирского континента формировалась двумя геодинамическими режимами: рифтогенным и конвергентным [1–4 и др.]. Первый проявился внутри террейно-орогенного обрамления континента, второй был обусловлен взаимодействием литосферы Сибирского континента и Иртыш-Зайсанского палеоокеана, и имел взаимосвязь с внутриконтинентальными процессами. Главной особенностью была пространственно-временная миграция вулканического фронта от континента к океану [5].

Предметом рассмотрения являются две контрастные и дискордантные по отношению друг к другу вулкано-плутонические системы: Алтае-Минусинская (D₁₋₂) и Алтае-Салаирская (D₂-C₁) [5]. Изотопногеохронологические исследования выявили два главных этапа магматизма на начальной стадии развития Алтайской активной окраины: ранний (локхов-эмс) и поздний (эйфель-живет). В Горном Алтае раннедевонский магматизм начался с трещинных извержений и последующего формирования дифференцированной серии от андезибазальтов до дацитов ергольского и коргонского комплексов (416-410 млн лет [6]), бимодальным вулканизмом в обрамлении Юстыдского прогиба (405-402 млн лет [2, 3, 5]), внедрением синдеформационных риолитов коргонского комплекса (413-403 млн лет [7]), и ряда габбро-гранитных интрузий (413-399 млн лет [8, 9]). Синхронность и близкую геологическую позицию имеют гранитоидные батолиты на сопредельных территориях Китайского и Монгольского Алтая (416-400 млн лет [10]). Непосредственно в Коргонской и Холзунской зонах Горного Алтая характерной особенностью дифференцированной серии, в целом напоминающей известково-щелочную островодужную, являлось появление ниобий-обогащенных разновидностей с геохимическими характеристиками вулканических пород задуговых бассейнов [6].

Поздний этап (эйфель-живет) в геологической истории Алтайской окраины известен началом субдукции Иртыш-Зайсанской океанической плиты под окраину Сибирского континента, в представлениях [5, 11, 12]. Однако в Рудном Алтае достоверно не установлены островодужные ассоциации, напротив здесь произошло формирование контрастной би-

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия;

maxkub@igm.nsc.ru

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

модальной ассоциации с резким преобладанием кислых эффузивов над основными (9:1) [13]. Возраст инициальных субвулканических риолитов мельнично-сосновского комплекса имеет значения ~390-380 млн лет [14]. Подробное рассмотрение показало в них переходные геохимические характеристики между таковыми в островодужных и внутриплитных кислых магмах. Собственно, базальты из бимодальной ассоциации (давыдовско-каменевский вулканический комплекс), сформированные во время так называемого «живет-франского уровня», показали геохимическое родство с толеитовыми базальтами островных дуг, но с обогащением внутриплитного компонента относительно субдукционного, подобно базальтам окраинно-континентальных задуговых бассейнов [6]. Таким образом, во всех изученных девонских вулканических ассоциациях окраины Сибирского континента обнаруживаются явные признаки их формирования в обстановках растяжения. Согласно мнению [1, 4, 15], первопричиной, сыгравшей ведущую роль в формировании Алтае-Саянской рифтовой области, являлись плюм-тектонические факторы, приведшие к мощной деструкции каледонской окраины Сибирского континента. С другой стороны, обнаруживается сходство с обстановками синсдвигового растяжения и субдукции в Западной Пацифике, изначально связанных с Индо-Евразийской коллизией и развивавшихся в последовательности от континента к океану – т.е. от раскрытия задугового бассейна к субдукции [16].

Авторы благодарны сотрудникам Центральной лаборатории и Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург) за участие в исследованиях. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Проект № 16–05–01021) и Министерства образования и науки Российской Федерации (Проект № 14.У26.31.0018).

Литература

1. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

2. Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Гертнер И.Ф. Состав и изотопная эволюция калиевых вулканитов, ЮВ Горного Алтая // ДАН. 2007. Т. 416. № 3. С. 364–369.

3. *Крупчатников В.И.* Петрология калиевых магматических комплексов юго-восточной части Горного Алтая: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2010. 17 с.

4. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические, изотопные Sr-Nd характеристики пород и магматические источники // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 9. С. 1283–1313.

5. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, 2000. 185 с.

6. *Куйбида М. Л.* Базальтовый вулканизм системы островная дугазадуговый бассейн (Алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. 108–120.

7. Руднев С.Н., Крук Н.Н., Гусев А.И., Шокальский С.П., Котов А.Б., Сальникова, Е.Б., Левченков О.А. Природа Алтае-Минусинского вулканоплутонического пояса (по данным геохимических и U-Pb геохронологических исследований) // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири. Материалы научно-практической конференции. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 231–242.

8. *Гусев А.И., Гусев Н.И., Красова А.С., Табакаева Е.М.* Золотогенеирирующие гранитоиды Топольнинского ареала Горного Алтая: возраст, петрология и геохимия // Современные наукоемкие технологии. 2012. № 1. С. 8–12.

9. *Yuan C., Sun M., Xiao W. et al.* Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: Insights from Paleozoic granitoids // Chemical Geology. 2007. V. 242. P. 22–39.

10. Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.

11. Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8-28.

12. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Серия Алтайская, лист М-44-Х (Горняк). Объяснительная записка. Мурзин О.В. СПб., 2001. 219 с.

13. *Куйбида М.Л., Тимкин В.И., Кривчиков В.И. и др.* Среднепалеозойские риолиты Горного и Рудного Алтая: возраст и особенности состава // ДАН. 2019. Т. 487. № 5. С. 532–537.

14. *Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.* Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // Earth-Science Reviews. 2010. V. 102. P. 29–59.

15. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 340–345.

Тектоника докембрийских ураноносных бассейнов

Протерозойские внутрикратонные осадочные бассейны можно условно разделить на рифтогенные прогибы, обусловленные континентальным рифтогенезом, и пологие депрессии и впадины. Оба типа этих бассейнов принадлежат к структурам, которые тесно связаны друг с другом как в пространстве, так и во времени, фиксируя начальные этапы крупных геотектонических циклов от появления долгоживущих областей растяжений до формирования осадочных бассейнов – прообразов синеклиз. Исследование протерозойских осадочных бассейнов имеет важное прикладное значение, поскольку с ними связаны месторождения урана, которые характеризуются исключительным качеством руды и высокой рентабельностью. Такие месторождения приурочены к зонам структурно-стратиграфических несогласий (ССН) между осадочным чехлом и фундаментом и обнаруживают тесную связь с эволюцией осадочного бассейна на ранних этапах его становления, что определяет необходимость их детального изучения для выявления геологических предпосылок формирования месторождений.

Рассматриваемые бассейны располагались на зрелой континентальной коре, консолидация которой завершилась к 1.8–2.0 млрд лет, и были частично или полностью окружены выступами кристаллического фундамента, что свидетельствует об их внутрикратонной природе. Расположение в тектонически спокойных и устойчивых внутренних частях континента определяет основные черты их геологического строения – полого залегающие недеформированные отложения трансгрессивного цикла, границы которых не контролируются разрывными нарушениями [5].

Материалом для заполнения этих бассейнов служили размывающиеся источники различного генезиса и степени удаленности. Так, для Североамериканских бассейнов вверх по разрезу, по мере перехода от рифтогенных отложений серий Бэйкер Лейк к пострифтовым сериям Барренслейк и Атабаска, фиксируется смена продуктов размыва местных источников на отложения более удаленных [5, 9]. В Восточно-Анабарском бассейне накопление мукунской серии происходило за счет смешения локальных и удаленных источников сноса, местные поднятия не играли роли единственной питающей провинции, а обломочные частицы переносились на значительные расстояния протяженными речными системами.

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; alina-kuptsova@yandex.ru, a.khudoley@spbu.ru

Несмотря на сходное расположение внутри континента, бассейны Атабаска, Телон и Восточно-Анабарский сформировались в несколько различных тектонических условиях. Наиболее полный цикл развития, состоящий из хорошо выраженных рифтовой, переходной и пострифтовой стадий, демонстрируют бассейны Атабаска и Телон Северной Америки. Рифтовым и переходным фациям в бассейне Телон отвечают две разделенные несогласиями серии – Бэйкер Лейк и Вартон, которые имеют вулканогенно-терригенный состав и различное площадное распространение, отражающее последовательное смещение бассейна осадконакопления в западном направлении. Самая верхняя в разрезе серия Барренслейк является типичным пострифтовым пологозалегающим комплексом потоковых и мелководно-морских отложений, которые собственно и выполняют бассейн Телон [5, 9].

Бассейн Атабаска имеет такое же структурное положение, как и бассейн Телон. Его формированию предшествовало накопление рифтогенных осадков бассейна Мартин, возрасты урановых руд которого (~1.78 млрд лет) указывают на единое время образования отложений формации Мартин и Бэйкер Лейк около 1.8 млрд лет назад. При этом накопление осадков серии Атабаска и серии Барренслейк также происходило в одно и то же время – от 1750–1720 млн лет до примерно 1540 млн лет [5, 7–10].

Тектоническая природа раннерифейского Восточно-Анабарского бассейна более дискуссионна. Несмотря на черты сходства с внутриконтинентальными бассейнами, в карбонатах билляхской серии значения δ^{13} С и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr характерны для морских карбонатных отложений первой половины мезопротерозоя, что позволяет предполагать их накопление на шельфе пассивной окраины [1]. Отложения мукунской серии по своим структурным характеристикам могут считаться аналогами формации Манитоу Фоллс впадины Атабаска. Тектонические аналоги рифтогенных структур бассейна Мартин и Бейкер Лейк в обрамлении Анабарского щита пока не известны. Однако присутствие в составе мукунской серии продуктов размыва эффузивов кислого состава с возрастом 1720–1750 млн лет, близких по возрасту к породам Билякчано-Улканского вулканоплутонического комплекса [2, 6] может косвенно указывать на то, что формированию рифейского чехла на севере Сибирской платформы предшествовал рифтогенез.

Проявления магматизма отличаются в разных бассейнах своей спецификой, что отражает разные стадии их тектонической эволюции. На рифтовой стадии эволюции Североамериканских бассейнов широко развиты магматические комплексы щелочного, кислого и основного состава, тогда как на пострифтовой стадии лишь в наиболее верхней части разреза серии Барренслейк установлен единичный поток шошонитов [8]. В Восточно-Анабарском бассейне, как и в бассейне Атабаска, синхронный осадконакоплению магматизм отсутствует, что также подчеркивает их принадлежность к пострифтовой стадии тектонического развития.

Терригенные отложения формации Манитоу Фоллс и мукунской серии накапливались в схожих обстановках обширных аллювиальных равнин. Хотя тенденция к увеличению степени зрелости осадков вверх по разрезу с одновременной сменой континентальных (селевых, флювиальных, эоловых) обстановок осадконакопления на обстановки прибрежных равнин и прибрежно-морские прослеживается во всех рассмотренных бассейнах, прямая связь тектоники и состава песчаников не наблюдается. Так, в частности, в бассейне Телон даже собственно рифтогенные комплексы серий Бэйкер Лейк сложены зрелыми преимущественно кварцевыми песчаниками. Наиболее зрелые, практически чистые кварцевые песчаники доминируют в разрезе серии Атабаска. В бассейне Телон незрелые песчаники присутствуют только вблизи поверхностей несогласия [5, 8, 9]. В то же время как в Восточно-Анабарском бассейне присутствуют толщи и кварц-полевошпатового и чисто кварцевого состава.

В бассейне Телон происхождение толщ песчаников кварц-аренитового состава связывается с эоловой деятельностью [7]. В Восточно-Анабарском бассейне появление кварц-аренитовых толщ в базальных частях разреза с хорошо окатанным обломками и зернами глауконита, по-видимому, определяется их накоплением в зоне верхней сублиторали под влиянием волноприбойных процессов. Отдельные кварцевые толщи, по аналогии с Западно-Анабарским бассейном [3], могут иметь эоловое происхождение. В бассейне Атабаска арениты относятся к типу так называемых «диагенетических аренитов» (diagenetic arenites), формирование которых произошло в результате некоего метасоматического события, повлекшего за собой растворение неустойчивых зерен полевых шпатов и формирование инфильтрационных глинистых минералов в межзеренном пространстве [4]. Хотя, не исключается, что песчаники формации Манитоу Фоллс бассейна Атабаска изначально были высоко зрелыми.

Литература

1. Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В. и др. Pb-Pb возраст доломитов билляхской серии (Анабарское поднятие, Северная Сибирь) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижно-го пояса (от океана к континенту). 2018. С. 69–70.

2. *Ларин А*.М. Граниты раппакиви и ассоциирующий породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

3. Петров П.Ю. Мукунский бассейн: обстановки, параметры палеосреды и факторы континентальной терригенной седиментации раннего мезопротерозоя (нижний рифей Анабарского поднятия Сибири) // Литология и полезные ископаемые. 2014. №1. С. 60–88.

4. *Hiatt E.E., Kyser, K., Fayek M. et al.* Early quartz cements and evolution of paleohydraulic properties of basal sandstones in three Paleoproterozoic continental basins: evidence from in situ δ^{18} O analyses of quartz cements // Chemical Geology. 2007. V. 238. P. 19–37.

5. Jefferson C.W., Thomas D.J., Gandhi S.S. et al. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta / Jefferson C.W., Delaney G. (eds.). EXTECH IV: Geology and uranium exploration technology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta // Geological Survey of Canada Bulletin. 2007. V. 588. P. 23–67.

6. *Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V. et al.* Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precambrian Research. 2015. V. 259. P. 78–94.

7. *Palmer S.E., Kyser T.K., Hiatt E.E.* Provenance of the Proterozoic Thelon Basin, Nunavut, Canada, from detrital zircon geochronology and detrital quartz oxygen isotopes // Precambrian Research. 2004. № 129. P. 115–140.

8. *Rainbird R.H., Hadlari T., Aspler L.B. et al.* Sequence stratigraphy and evolution of the Paleoproterozoic intracontinental Baker Lake and Thelon basins, western Churchill Province, Nunavut, Canada // Precambrian Research. 2003. V. 125. P. 21–53.

9. *Rainbird R.H., Davis W.J.* U-Pb detrital zircon geochronology and provenance of the late Paleoproterozoic Dubawnt Supergrpup: linking sedimentation with tectonic reworking of the Western Churchill Province, Canada // GSA Bull. 2007. V. 119. №3/4. P. 314–328.

10. *Rayner N.M., Stern R.A., Rainbird R.H.* SHRIMP U-Pb detrital zircon geochronology of Athabasca Group sandstones, northern Saskatchewan and Alberta // Geological Survey of Canada, Current Res. № 2003-F2. 20 p.

Раннемезозойский гранитоидный магматизм Северного Таймыра

Таймыро-Североземельская складчатая область образует полуостров Таймыр и примыкающий к нему архипелаг Северная Земля, а также соседние шельфовые акватории Карского моря и моря Лаптевых. Рассматриваемая область подразделяется на три тектонические зоны: Южно-, Центрально- и Северо-Таймырскую [1]. В пределах Северо-Таймырской тектонической зоны описаны гранитные интрузии различного возраста [1–3]. Триасовые интрузии гранитодов известны на малых островах вдоль западного побережья полуострова Таймыр [2], а также в центральной части Северного Таймыра [3].

Исследованные интрузии располагаются вдоль западного побережья полуострова Таймыр и на нескольких островах в акватории Карского моря. Интрузии представлены крупно- среднекристаллическими сиенитам, кварцевыми сиенитами, а также гранодиоритами и гранитами. Исследованные гранитоиды относятся к магнезиальным; щелочным, щелочно-известковым, известково-щелочным; мета- и пералюминиевым образованиям [8]. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr варьирует от 0.7042 до 0.7056. В то же время значения єNd(0) изменяется от -4.00 до 1.03.

Возраст кристаллизации цирконов в изученных интрузиях соответствует раннему-позднему триасу. Ar-Ar возрасты, полученные по слюдам и амфиболу, варьируют от ранне- до позднетриасового. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), а также методом LA-ICPMS в университете Техаса (г. Остин). Датирование тех же самых интрузий Ar-Ar методом выполнялось в ИГМ СО РАН. Методика измерений подробно описана в работе [4].

Изученные раннетриасовые гранитоиды имеют петро-геохимические характеристики присущие как гранитам А-типа, так и І-типа [5, 6]. Средне-позднетрисовые гранитоиды имеют переходную характеристику І-S-типа [7]. Раннетриасовые гранитоиды, вероятно, являются результатом внедрения плюма [2]. В свою очередь, характеристика изу-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; mikhail.kurapov@gmail.com, ershovavictoria@gmail.com, akhudoley@gmail.com

² Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция, Ломоносов, Россия; sever@polarex.spb.ru

ченных средне-позднетриасовых гранитоидов указывает на их формирование из другого источника.

Исследование поддержано грантом РФФИ № 19-35-90006.

Литература

1. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Н.: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.

2. Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // ДАН. 2001. Т. 380. № 1. С. 87–93.

3. Проскунина М.А., Проскурнин В.Ф, Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н. Кольцевые интрузивы Беспамятнинского ареала: проявление шошонитлатитового магматизма на Северном Таймыре // Региональная геология и металлогения. 2019. №79. С. 5–22.

4. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

5. *Bonin B.* A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. // Lithos. 2007. V. 97. Issues 1–2. P. 1–29.

6. *Collins W.J., Huang H., Bowden P., Kemp A.I.S.* Repeated S–I–A-type granite trilogy in the Lachlan Orogen and geochemical contrasts with A-type granites in Nigeria: implications for petrogenesis and tectonic discrimination // Geological Society London. Special Publications. 2019. V. 491.

7. *Ghani A.A., Searle M., Robb L., Chung S-L.* Transitional I-S type characteristics in the Main Range Granite, Peninsular Malaysia // J. of Asian Earth Sciences. 2013.

8. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.

СОДЕРЖАНИЕ

Агаян А.С., Косевич Н.И. Структурно-геоморфологическое	
дешифрирование Карельского кратона по данным	
дистанционного зондирования	.3
Агибалов А.О., Полетаев А.И. Выделение проявляющих	
новейшую геодинамическую активность докембрийских	
структур Северного Приладожья по комплексу геолого-	
геоморфологических признаков	.5
Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Макушкина А.И.	
Физическое моделирование условий образования	
микроконтинента Ян-Майен	.8
Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрэйн С.Э. Два уровня	
накопления протерозойских кварцитов в Северном Тянь-Шане	
(по результатам датирования обломочных цирконов)	.13
Аронов Г.А. Неотектоника и геодинамика Припятского прогиба	17
Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Беккер А.Ю. Первые данные	
об эоархейских (3.95 млрд лет) породах в фундаменте	
Приазовского блока Украинского щита	20
Артюшков Е.В., Колька В.В., Чехович П.А. Существование слоя	
пониженной вязкости в земной коре древних кратонов как	
причина сильно дифференцированных постгляциальных	
поднятий	. 27
Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В., Гусева И.С. Анализ	
вариаций активности сейсмофокальных зон в южной части	
Тихоокеанского пояса	. 31
Астафьев Д.А. Взаимосвязи движений и флюидодинамики ядра,	
мантийных и внутрикоровых процессов – суть объёмной	
геодинамики Земли	36
Аухатов Я.Г. Надвиговые движения и нефтеносность	
доманиковых отложений	.41
Бабарина И.И., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Инверсионная	
тектоника в породах фундамента Лапландско-Кольского	
коллизионного орогена	. 45
Бабешко В.А., Евдокимова О.В., Бабешко О.М. Об одном	
механическом подходе моделирования подготовки	
землетрясений в океане и прибрежной субдукционной зоне	47

Багдасарян Т.Э., Веселовский Р.В., Мышенкова М.С., Зайцев В.А.,
Томсон С., Латышев А.В., Захаров В.С. Модели термальной
эволюция Гулинского интрузивного массива (север Сибирской
платформы) по результатам трекового датирования апатита и
компьютерного моделирования
Баскакова Г.В., Кулюкина Н.А., Андреева Т.А., Верешагина М.И.,
Покатилов В.Н., Никишин А.М. Развитие глубоковолной
системы осалконакопления в северо-восточной части Черного
моря в олигоцене-неогене 55
Баталева Е.А., Рыбин А.К. Региональные особенности
в распределении глубинной электропроволности
Иентрального Тянь-Шаня 60
Белобородов Л.Е. Тверитинова Т.Ю. Структурное положение
грязевых вулканов междериклинальной Керченско-Таманской
грязевых вулканов межнериклинальной керченско-таманской
Белошей В Э. Тушкоед М.И. Обстановки осалконакопления
р перонское и каменнолгон ное время на Анярмаутском
в девонское и каменноутольное время на Алярмаутском
и Куульском поднятиях западной чукотки
области 72
$F_{\text{Deleter}} = H \int A_{\text{ETV}} + H \int $
<i>Тожко П.А.</i> Актуальные вопросы суперконтинентальной
Борисенко А.А., Тевелев Ал.В., Ерохина М.И., Кошелева И.А.,
<i>Гатовскии Ю.А.</i> Кинематика Первомайской зоны транс-
прессии и ее роль в формировании покровно-складчатои
структуры известняков зилимской серии (Южный Урал)85
Бочкарев В.С. Геодинамика Урало-Монгольского и Арктического
складчатых поясов в недрах Западной Сибири
Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Монастырев Б.В., Нестеров И.И.
(мл.), Огнев Д.А. Особенности тектоники Западно-Сибирского
бассейна и их влияние на этаж нефтегазоносности
Бродникова Е.А. Состав и возраст пород источников сноса венд-
ских терригенных отложений жалтауской свиты улутауской
серии Улутауского массива (Центральный Казахстан) 96
Булдыгеров В.В. Концепция плюмов – альтернатива плейт-
тектонике
Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. Мафические
включения во внутриплитных гранитоидах Западного Забай-
калья, как индикатор мантийно-корового взаимодействия104

Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б., Аветисян А.М., Казарян К.С.
Особенности пространственного распределения земле-
трясений Кавказа
Буслов М.М. Строение и эволюция Центрально-Азиатского
горного пояса в кайнозое: эффект дальнего тектонического
воздействия от Индо-Евразийской коллизии
Бяков А.С., Бонд Л.П.Г., Харви Л., Брынько И.В., Ведерников
И.Л., Филимонова Т.В. Минимальные значения отношения
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr в биогенных карбонатах перми Омолонского массива
(Северо-Восток России): значение лля палеотектонических
реконструкций 115
Васильев Н.Ю. Мострюков А.О. Петров В.А. Тверитинова
Т.Ю. Тверитинов А.Ю. Параметры прямой связи межлу
процессами эндогенного рудообразования и объёмного
процессиям эндогенного рудоооризования и оовемного
скими леформациями взбросового типа (по реконструкциям
полей напряжений регионального и покального рангов) 118
Rampuuruu $E B$ Thurong $M M$ Coronog $C \Pi$ Participation B
возрастов детритовых ширконов в рерунеюрско-нижнемело-
возрастов детритовых цирконов в верхнеюрско-нижнемело-
для интерпретации геодинамических обстановок
Bacanoacumu PR Cancouros AR Cimensuloga AR Cantinucoga
E E Angauge A A Econoge C B Enodege a K C
Е.Б., прзимисцев п.п., Есорови С.Б., Ерофееви К.Г., Стифалад M В. Папаомагнатизм наодругайских
(2.68 млрд цет) дек Мирианского кратона (2.68 млрд цет) дек млрд ц
(2.00 mJpd) $(1) data MypMatcholo Kpatotta 129Rampos F R da Engro \check{M} Wuuyzaa \check{\Phi} \check{M} Ramposa H \check{M}$
Dempos L.D., be I publy II., \mathcal{M} umynes Ψ .II., Demposu II.II., Ψ upanog C.B. Haumanpana C. Bau Pauam C. Epoputrou II.
жигилов С.Б., Пичтергиле С., Вин Гинст I. Гранитонды приобакала комплакая Колцоран. Томакой акториотой рони :
приобского комплекса колывань-томской складчатой зоны.
ОГ ФОРМИРОВАНИЯ ДО ВЫВОДА НА ПОВЕРХНОСТЬ
Боновозов Б.Ю., Леиченков Г.Л., Михальский Е.М., Егоров М.С., Гоноворов Н.А. Вороби со П.М. Саначае И.А. Поносморнориотион
<i>Тонжуров П.А., Борообев Д.М., Каменев И.А.</i> Палеоманненизм
мезопротерозойских гаооро-долеритов оазиса вангера
восточной Антарктиды. первые результаты и возможные
<i>Войнова И.П.</i> Присуодукционные вулканиты Сихогэ-Алинского
<i>Болков А.Б., Сиооров А.А., I алямов А.Л.</i> Тектонические и
геодинамические аспекты металлогении Тихоокеанского
рудного пояса

Володина Е.А. Этапы активизации сноса материала при
формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-
Сылвенской впадины
Гайдаленок О.В., Соколов С.А. Керченско-Таманская складчатая
структура и ее обрамление
Гаспарян Г.С., Оганесян А.О., Саргсян Р.С., Авдалян А.Г.
Некоторые особенности структуры и геодинамики земной
коры территории Армении (по геофизическим данным)159
Герцева М.В., Сысоев И.В. Этапы формирования Главного
Колымского плутонического пояса
Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. Разрывные структуры
складчатой системы Большого Кавказа
Акинин В.В., <u>Глухов А.Н</u> ., Котов А.Б., Альшевский А.В.,
Прийменко В.В., Ползуненков Г.О. Новые данные о возрасте
Кедонского вулканического пояса Омолонского массива
(Северо-Восток Азии)
Голионко Б.Г., Рязанцев А.В. Деформации и мезоструктурные
парагенезы Талдыкского блока Восточно- Мугоджарской зоны
(Северный Казахстан)
Голозубов В.В. Террейны Северо-Восточного Китая и
прилегающих районов Российского Дальнего Востока182
Гонгальский Б.И., Сафонов Ю.Г., Криволуцкая Н.А., Тимашков
А.Н. Особенности строения юго-западной краевой части
Алданского щита
Гордиенко И.В. Природа Монголо-Охотского складчатого пояса
(по тектоническим, петролого-геохимическим, биостратигра-
фическим и палеомагнитным данным)
Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Тектоническое строение и
нефтегазоносные комплексы зоны сочленения Соль-Илецко-
го свода и Предуральского прогиба
Данилов Я.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Физическое
моделирование особенностей структурообразования в
спрединговых хребтах Индийского океана, подверженных
влиянию термических аномалий 199
Демина Л.И., Захаров В.С., Промыслова М.Ю. Становские
офиолиты Фаддеевского блока Северо-Восточного Таймыра:
обдукция или интродукция?
Добрецов Н.Л., Василевский А.Н. Глобальные структуры и
глобальные поля напряжений по данным спутниковых
моделей гравитационного поля Земли

<i>Дронов А.В.</i> Отражение каледонских тектонических событий
в чехле Сибирской платформы
Дундо О.П. Геология и тектоника Арктики в свете новой
тектонической концепции
Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К., Курапов М.А. Девон-
пермская геодинамика Западной Арктики
Жимулев Ф.И., Каргополов С.А., Травин А.В., Прошенкин А.И.,
Летникова Е.Ф., Степанов А.С., Новиков И.С., Ветров Е.В.,
Докашенко С.А., Гиллеспи Дж. История геологического
развития Салаирской складчатой зоны, новые данные
о метаморфизме и возрасте магматической активности 219
Жиров Д.В. Тектоника фоидолитового комплекса Хибин и
потенциал открытия новых апатитовых месторождений 223
Жуков Н.Н., Никишин А.М., Петров В.И. Рифтовые системы
Восточно-Сибирской континентальной окраины
Загоровский Ю.А. Интенсивность новейших тектонических
движений как индикатор фазового состояния углеводородов
в разных частях нефтегазоносных бассейнов
Зайцев В.А., Панина Л.В., Мануилова Е.А. Неотектоника Северо-
Западного и Центрального Кавказа
Захаров В.Г. Гляциотектоника крупных шельфовых ледников
Антарктиды в ХХ столетии 241
Бачманов Д.М., Трифонов В.Г., Кожурин А.И., <u>Зеленин Е.А.</u>
База данных активных разломов Евразии: структура
и тектоническое применение
Злобина Т.М., Петров В.А., Лексин А.Б. Влияние избыточного
давления флюидов на образование структурных парагенезов
гидротермальных месторождений в мезотермальном
диапазоне глубин
Зыков Д.С., Полещук А.В., Колодяжный С.Ю. Морфоструктур-
ные проявления взаимодействия геодинамических систем
в районе Кандалакшского залива (Балтийский щит) 254
Ибламинов Р.Г. Минерагеодинамическая история
нефтегазоносных бассейнов
Иванов А.В. Кембрийские грубозернистые отложения между-
речья реки Терегтиг-Саир и реки Тес-Хем (юго-восточная
часть Тувы): состав и возраст пород источников сноса
Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С. Сейсмотектоническая
активизация новейших структур Хараулахского сектора
Верхоянской складчатой системы

Кадильников П.И., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю.
Кинематическая модель эволюции юго-западной окраины
Сибирского палеоконтинента на эдиакарско-кембрийском
этапе: геолого-структурные и палеомагнитные данные 270
Казаниева Т.Т. Аспекты эволюшии геолинамических режимов
в современной теории формирования земной коры 274
Карякин Ю.В. Травин А.В. О новых ланных возраста магматизма
архипелага Земля Франца-Иосифа (по материалам 51-го Тек-
тонического совешания «Проблемы тектоники континентов
и океанов» Москва 2019 г.) 278
Кириллова Г.Л. Юрский этап мезозойской селиментации вдоль
Монголо-Охотской складчатой системы 286
Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н.
Формирование неопротерозойской континентальной коры в
структурах Центральной Азии
Козаков И.К., Аносова М.О., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В.
Возраст и источники метатерригенных пород Южно-
Хангайского метаморфического пояса: результаты U-Pb
LA-ICP-MS геохронологических исследований детритовых
цирконов
Коковкин А.А. Импульсный сдвиг в сложноорганизованной
системе Бурейского оползня – индикатор активности
голоценовой тектоники
Колодяжный С.Ю., Варенцов И.М., Иванов П.В. Тектоно-
геодинамические узлы Восточно-Европейской платформы301
Конилов А.Н., Шешуков В.С., Щербаков В.Д., Пожиленко В.И.,
Бондаренко Г.В., Ван К.В., Голованова Т.И. Физические
свойства и изотопный возраст цирконов из эклогитов
Беломорской провинция на северо-востоке Балтийского щита 305
Копп М.Л. Бассейны Предкавказья как перикратонные
структуры и влияние их контуров на позднемезозойско-
кайнозойскую седиментацию и орогенный структурный
рисунок Большого Кавказа
<i>Копп М.Л.</i> Дугообразные структуры растяжения как индикатор
кинематики латеральных тектонических перемещений 317
Корженков А.М., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С., Мараханов А.В.,
Рогожин Е.А. Археосейсмологические исследования
в пещерном городе Мангуп-Кале, Крым

Никонов А.А., <u>Королева А.О.</u> Северо-Анатолийский разлом
в Мраморном море: диспозиция, кинематика, концентрация
напряжений и сейсмическая опасность
Косевич Н.И., Лубнина Н.В., Лебедев И.Е., Багдасарян Т.Э.,
Мышенкова М.С. Петро-палеомагнитные исследования
отложений островов Белого моря
Котляров А.В., В.Ю. Колобов, Симонов В.А., Яковлев А.В.
Особенности глубинного строения верхней мантии под
Срединно-Атлантическим хребтом
Кохан А.В., Дубинин Е.П. Влияние термических аномалий на
строение спрединговых хребтов южной части Индийского
океана
Кочнев Б.Б., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г., Паверман В.И.
Венд востока Лено-Анабарского прогиба (северо-восток
Сибирской платформы): новые изотопно-геохимические
и геохронологи-ческие данные, возраст и корреляция 349
Кузин А.М. Флюидная зональность океанической земной коры 353
Кузнецов Н.Б., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.,
Романюк Т.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М.
Ограничения возраста терской свиты (Терский берег Белого
моря) и возможные источники сноса обломочного материала 357
Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Марусин В.В., Кочнев Б.Б.,
Романюк Т.В., Покровский Б.Г., Дубенский А.С., Шешуков
В.С., Ляпунов С.М., Московский Д.В. Возраст и источники
сноса обломочного материала иркутской свиты мотской
серии (Иркутское Присаянье)
Куйбида М.Л. Геохронология вулканизма при формировании
Алтайской активной окраины (Рудный и Западный Горный
Алтай)
Купцова А.В., Худолей А.К. Тектоника докембрийских
ураноносных бассейнов 371
Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Худолей А.К., Макарьев А.А.,
Макарьева Е.А. Раннемезозойский гранитоидный магматизм
Северного Таймыра

Научное издание

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

Материалы LII Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 10.01.2020 Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 24,0 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.