

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

ТЕКТОНИКА СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ И ИХ ОКРАИН

**Материалы XLIX Тектонического совещания,
посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского**

Том 2

Москва
ГЕОС
2017

УДК 549.903.55 (1)
ББК 26.323
Т 67

Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Том 2. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. 319 с.

ISBN 978-5-89118-731-3

Ответственный редактор
К.Е. Дегтярев

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ),
проект № 17-05-20030

На 1-ой стр. обложки: Научно-исследовательское судно "Академик Николай Страхов", на котором под руководством академика Ю.М. Пушаровского проводились работы по изучению строения дна океанов в 1985-2013 гг. (фото С.Ю. Соколова)

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2017
© ГЕОС, 2017

Глубинные разломы Северного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным

Северный Сихотэ-Алинь входит в состав Сихотэ-Алинского орогенного пояса (САОП), расположенного в области перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту. САОП протягивается в северо-восточном направлении почти на 1500 км от южного побережья Приморья до северной оконечности о. Сахалин. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [1]. Формирование пояса началось в неокоме и продолжалось вплоть до позднего альба в обстановке трансформной окраины при крупномасштабных левосторонних перемещениях по системе окраинно-континентальных сдвигов.

Развитие восточной окраины Азии в мезозое–кайнозое в условиях сдвигового геодинамического режима, как следствие латерального смещения Азиатского континента и (или) Тихоокеанской океанической плиты, сформировало в зоне их сочленения Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [8, 9].

Схемы тектонических нарушений изучаемой территории составлялись разными авторами, большинство из которых сходятся во мнении о стержневом положении для ВАГСЗ глубинных разломов, прежде всего, Тан-Лу и Центрального Сихотэ-Алинского (ЦСАР), которые, ориентируясь в ССВ направлении 25–30°, являются крупнейшими на окраине Азии левыми сдвигами. К этой системе сдвигов относятся все континентальные разломы САОП вплоть до Прибрежного сдвига, проходящего по дну Японского моря вдоль континентальной окраины.

Превалирует мнение, что ЦСАР прослеживается более чем на 1300 км от залива Петра Великого на юге Приморья до побережья Охотского моря и уходит далее под его воды [9]. Однако для Северного Сихотэ-Алиня мнения расходятся. Сложность заключается в том, что значительная его часть перекрыта осадочно-вулканогенными образованиями, под которыми расположение большинства разломов вообще не прослеживается или остается дискуссионным [1, 7]. Часть неопределенностей призвана решить данная работа.

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия; kaplun@itig.as.khb.ru, ymanilov@itig.as.khb.ru

Комплексный анализ геофизической информации в сопоставлении с геологическими данными позволяет проследить расположение дизъюнктива на закрытой части площади и частично выяснить распространение его на глубину. Для выделения и отслеживания на глубину крупных тектонических нарушений опорной являлась имеющаяся сейсмическая информация и данные МТЗ. Учитывалась проявленность дизъюнктивов на картах трансформированного (с разными радиусами осреднения) поля Δg и картах его остаточных локальных аномалий. Основным инструментом обработки информации геопотенциальных полей являлась компьютерная технология «КОСКАД 3D», предназначенная для анализа трехмерной цифровой геоинформации методами вероятностно-статистического подхода [5].

Для исследований взяты результаты глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) по профилю Литовко-Иннокентьевский [6], магнитотеллурических зондирований по профилю Лидога – Ванино [3] и три плотностных разреза, полученных в результате 3D моделирования гравитационного поля. Все профили исследований проходят вкрест простирания САОП и расположены параллельно друг другу примерно через 50 км. За основу современного положения глубинных разломов взята карта разломов территории Дальнего Востока России [2], составленная по материалам изданных и подготовленных к изданию листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:1000 000 (3-е изд.).

По результатам МТЗ земная кора имеет высокое электрическое сопротивление свыше 1000 Ом·м. Глубинные разломы характеризуются узкими субвертикальными зонами низкого сопротивления 10–100 Ом·м, секущими земную кору и уходящими в верхнюю мантию. Они разделяют блоки земной коры с различными характеристиками: электрическим сопротивлением, мощностью, сложностью строения.

По данным ГСЗ глубинные разломы имеют субвертикальное падение, секут земную кору и уходят своими корнями в верхнюю мантию. Они являются границами блоков с различной мощностью, скоростью сейсмических волн и сложностью строения. На границах блоков происходит смещение положения подошвы и кровли слоев с близкими скоростными характеристиками.

В аномальном гравитационном поле и на плотностных разрезах тектонические нарушения выделялись по апробированной методике [4] по узким зонам повышенных градиентов Δg , так называемым гравитационным ступеням или по резкому изменению простираний и торцевым сочленениям разнородных аномалий, имеющим разную интенсивность. Хорошо выделяются в плотностных моделях основные тектонические объекты изучаемой территории (рисунок). Наиболее контрастные гра-

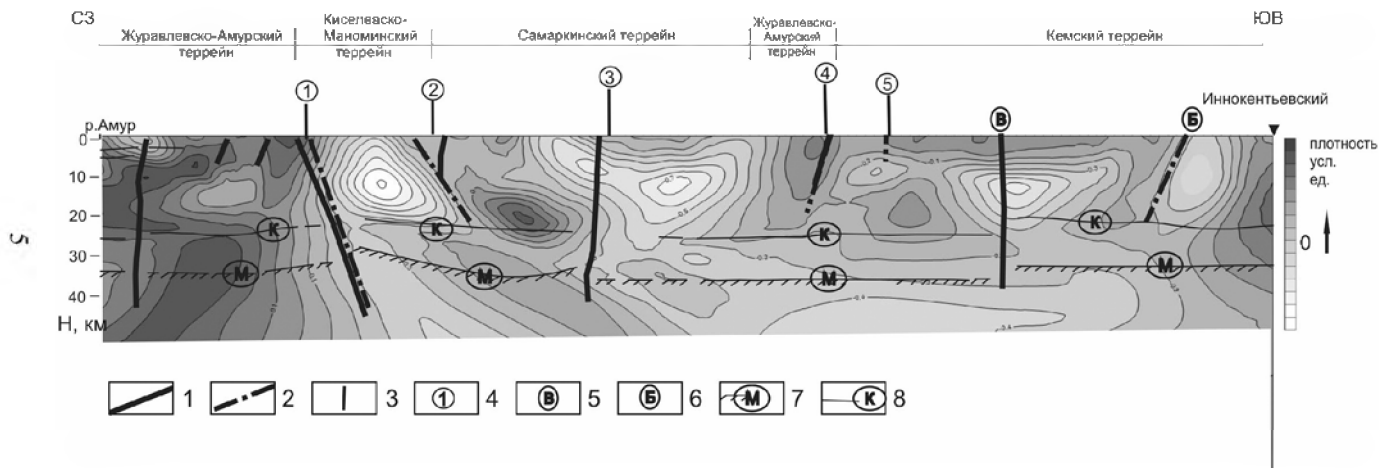


Рисунок. Основные разломы вдоль профиля ГСЗ Литовко-Иннокентьевский в плотностной модели. Выделенные разломы: 1 – по данным ГСЗ; 2 – по гравиметрическим данным; 3 – по геологическим данным; 4 – номера разломов: 1 – Маноминский, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеануйский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 6 – Восточный, 7 – Береговой. Глубинные границы по данным ГСЗ [Потапьев и др., 1979]: 5 – Конрада, 6 – Мохо

ницы между высокоплотными частями Журавлевско-Амурского террейна и менее плотными Киселевско-Маноминским и Самаркинским террейнами.

В результате проведенных исследований выявилась определенная несогласованность геологической и геофизической информации. Согласно данным МТЗ и ГСЗ как глубинные выделяются Маноминский, Кабули-Хорский, Верхнеанюйский по [2] и Восточный по [8] разломы. Выделяемый всеми Центральный Сихотэ-Алинский разлом в пределах района исследований не имеет глубокого заложения (см. рисунок), несмотря на свои огромные латеральные размеры. По всем геофизическим данным его максимальная глубина не превышает и 20 км, а по данным ГСЗ [6] не превышает и 10 км. Плохо отражен на геологических картах Восточный разлом, который хорошо диагностируется в сейсмической информации и данных МТЗ. Также нет информации о Береговом разломе, который хорошо выражен в гравитационном поле и проявлен в плотностных моделях (см. рисунок).

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН 15-I-2-068 и РФФ 16-17-00015.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.М. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
3. *Каплун В.Б.* Глубинное строение северной части Сихотэ-Алинского складчатого пояса по данным магнитотеллурических зондирований профиля с. Лидога – п. Ванино // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI Тектонического совещания, 28 января – 1 февраля 2015 г. Москва, 2015. Т. 1. С. 192–196.
4. *Мальшев Ю.Ф., Манилов Ю.Ф., Гурьянов В.А.* Глубинное строение восточной части Северо-Азиатского кратона по результатам интерпретации данных геопотенциальных полей // Литосфера. 2014. №2. С. 144–151.
5. *Никитин А.А., Петров А.В.* Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие, 2-е издание. М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2010. 114 с.
6. *Потатьев С.В., Спирина Е.Е., Мараханов В.И., Петров А.В.* Результаты глубинного сейсмозондирования в Хабаровском крае // Советская геология. 1979. №3. С. 84–97.
7. *Салун С.А.* Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской складчатой системы. М.: Недра, 1978. 183 с.
8. *Уткин В.П.* Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиния // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 4. С. 955–958.

Ордовикские щелочные плутонические комплексы западного и восточного склонов Южного Урала: геодинамическая интерпретация

В пределах западного склона Южного Урала развит козлиногорский комплекс щелочных гранитоидов, в пределах восточного – вишневогорско-ильменогорский карбонатит-миасскитовый комплекс. Они имеют близкий друг к другу возраст – ордовикский.

Козлиногорский комплекс представлен габброидами первой фазы и щелочными гранитоидами и нефелиновыми сиенитами второй фазы [2]. Он развит на севере Южного Урала, в районе Миасского синтаксиса, слагая небольшие интрузивы в Уфалейской зоне. С ним связана редкометальная минерализация. Его возраст оценивается, как ордовикский [6]. Вмещающими породами являются докембрийские метаморфические толщи. Целью работы являлось всесторонне охарактеризовать данный комплекс и определить геодинамику его образования.

Крупнейшие интрузивы, слагаемых козлиногорским комплексом, довольно небольшие (до 3 км), с изрезанными границами и вытянутые в плане вдоль разломов, по которым Уфалейская зона причленяется к Тараташскому выступу. Кроме того, комплексом сложены многочисленные маленькие дайкоподобные тела. Это позволяет предположить, что обнажена апикальная часть плутона.

Комплекс представлен тремя основными группами пород: габброидами, гранитоидами и редкими сиенитами. Все породы в той или иной степени метаморфизованы, характерны гнейсовидные и сланцеватые текстуры.

Габбро роговообманковые со вторичными биотитом, альбитом и актинолитом.

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; makhatadzeg36@gmail.com

² Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН (ГЕО-ХИ РАН), Москва, Россия

Среди сиенитов присутствует нефелиновые разности. Темноцветные минералы нефелиновых сиенитов представлены высокожелезистым эгирин-салитом, гастингситом и лепидомеланом. Нефелин частично замещён канкринитом, содалитом и анальцимом.

Гранитоиды более разнообразны. Встречаются лейкократовые граносиениты, щелочные граниты, щелочные лейкограниты, аляскиты. Темноцветные представлены биотитом, мусковитом, астрофиллитом, эгирином и лепидомеланом [2]. Часто присутствуют следы катаклаза и милонитизации.

В гранитоидах встречаются в больших количествах разные акцессорные минералы, среди которых преобладают циркон и магнетит. Кроме того, микрозондовыми исследованиями установлен целый спектр редких акцессориев: ниобозинит, чевкинит, монацит, ксенотим, ниобистые рутил и титанит, фосфаты и фосфато-силикаты тория. Гранитоиды комплекса обогащены редкими элементами, такими, как TR, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, Rb.

Породы комплекса претерпели автометасоматоз, приведший к мусковитизации, обогащению пород кварцем и образованию в полевых шпатах мезопертитов замещения. По Ti в биотите [4] была определена температура метаморфизма: средняя $T = 445^{\circ}\text{C}$, при диапазоне ($318 \div 505^{\circ}\text{C}$). Вместе с тем во вмещающих метаморфитах средняя температура оказалась равной 629°C , при диапазоне ($603 \div 653^{\circ}\text{C}$). Это позволяет заключить, что породы козлиногорского комплекса не претерпели регионального метаморфизма, только динамометаморфизм в ходе активности указанных выше разломов.

Вишневогорско-ильменогорский плутонический комплекс, развитый южнее и сложенный нефелиновыми сиенитами и карбонатитами, имеет сходные с козлиногорским спектры нормированного распределения лантаноидов (рисунок). В обоих комплексах наблюдается значительное обогащение лёгкими лантаноидами, относительное обеднение тяжёлыми, что позволяет судить о сходных условиях образования магм. Породы комплексов также сходны и по другим петрохимическим и петрографическим характеристикам. В обоих комплексах развиты в той или иной степени щелочные породы, характерно наличие нефелиновых сиенитов. Различия можно объяснить различной долей ассимиляции континентальной коры. Учитывая это можно предположить наличие генетической связи между двумя комплексами. Она может быть проявлена разным образом. Возможно, дело в общих магмах, по-разному дифференцировавших и контаминированных окружающей корой. Однако, данная точка зрения кажется маловероятной, учитывая расположение интрузивов в разных структурно-формационных зонах, разделённых Главным

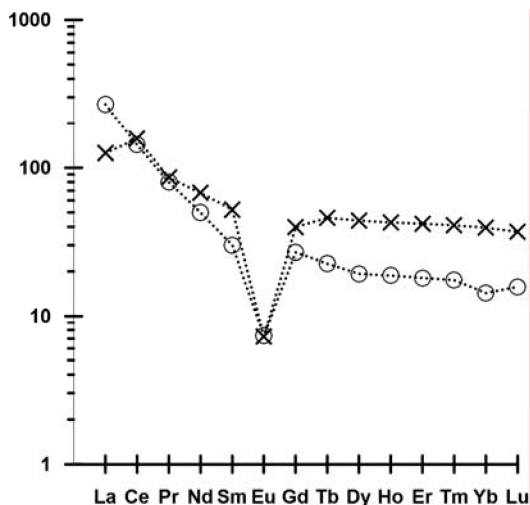


Рисунок. Спектры содержания лантаноидов в гранитоидах козлинорогского комплекса (крестики) и породах вишневогорско-ильменогорского комплекса (кружочки) (из отчёта по ГДП-200 (Миасская площадь), Петров и др., 2004 г.). Нормировано на CI [5]

Уральским разломом, то есть вероятно, в момент образования, находившихся по разные стороны Палеоуральского океана [1]. С другой стороны, в этом регионе распространены рифтогенные комплексы ордовикского возраста (например, козинская свита), что позволяет заключить, что данные щелочные комплексы образовались, как рифтогенные, после раскрытия Палеоуральского океана, на его пассивных окраинах [1, 2], аналогичный случай известен, например, в варисцидах Европы, где часть гранитоидов А-типа сопутствует «расколу» континентов [3].

Литература

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
2. Шардакова Г.Ю., Савельев В.П., Пужаков Б.А., Петров В.И. Новые данные о химическом составе и возрасте пород козлинорогского комплекса // Ежегодник-2014. Тр. ИГГ УрО РАН. 2015. Вып. 162. С. 148–154.
3. Bonin B. Death of super-continent and birth of oceans heralded by discrete A-type granite igneous events: the case of the Variscan-Alpine Europe // Journal of Geosciences. 2008. N 53. P. 237–252.
4. Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // American Mineralogist. 2005. V. 90. N 2–3. P. 316–328.

5. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the ocean basins. Saunders A.D., Norry M.J. (eds.). Geol. Soc. London. 1989. N 42. P. 313–345.

6. Tevelev A.V., Kosheleva I.A., Khotylev A.O., Prudnikov I.A., Tevelev Ark. V. The Data on the Composition and Age of the Kozlinogorsk Gabbro-Alkaline Granite Complex on the Western Slope of the Southern Urals // Moscow University Geology Bulletin. 2015. V. 70. N 4. P. 338–349.

С.А. Медведева¹

О литохимических диаграммах на примере докембрийских песчаников Улканского района (Алдано-Становой щит)

При реконструкциях тектонических обстановок формирования терригенных отложений в областях перехода между континентами и океанами привлекаются данные о вещественном составе пород. В частности, на основе данных об их валовом химическом составе во второй половине XX века разработан ряд диаграмм, которые в настоящее время часто применяются исследователями. Диаграмма $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ Дж. Мейнарда с соавторами [5] предложена для разграничения отложений активных и пассивных континентальных окраин; диаграмма SiO_2-K_2O/Na_2O Б. Роузера и Р. Корша [6] – для разграничения активных и пассивных континентальных окраин, а также островных дуг; серия из четырех диаграмм М.Р. Бхатия [4] использующая, кроме оксидов K_2O , Na_2O , SiO_2 , Al_2O_3 , сумму оксидов ($Fe_2O_3^*+MgO$) – для распознавания активных и пассивных континентальных окраин, океанических и континентальных островных дуг. На диаграммах DF 1–DF 2, опубликованных в 2013 г. [7], выделены три обстановки: коллизионная, рифтовая и островодужная. При расчете используются десять главных оксидов и диаграммы строятся отдельно для кислых (SiO_2 более 63 %) и для основных (SiO_2 менее 63 %) пород.

Целью данной работы является описание результатов построения и анализа различных литохимических диаграмм. Для примера были использованы данные о валовом химическом составе докембрийских песчаников Улканского района. Улканский район расположен на юго-восточной окраине Сибирской платформы [1]. Разрез осадочной толщи

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия; medvedeva@itig.as.khb.ru

состоит из топориканской (песчаниковая), улкачанской (терригенно-вулканогенная), элгэтэйской (преимущественно вулканогенная) свит улканской серии, бириндинской (терригенно-вулканогенная) и конкулинской (песчаниковая) свит уянской серии. Улканская и уянская серии залегают в разных прогибах района. В Улканском прогибе нижнепротерозойская базальная топориканская свита залегают с размывом на коре выветривания архейских образований, улкачанская свита – несогласно на гравелитах или песчаниках топориканской свиты, а также и на кристаллическом фундаменте Алдано-Станового щита. Нижнерифейская бириндинская свита уянской серии участвует в строении сложно построенной Учурской впадины, где с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на корях выветривания и выветрелых вулканитах элгэтэйской свиты. Кобы выветривания в основании нижнерифейского разреза широко развитые в районе свидетельствуют о достаточно пассивном тектоническом режиме [1]. Нельбачанская свита раннего протерозоя обнажена в Билякчанском рифто-грабене в Кыллахской южной структурно-фациальной зоне [2].

По минералого-петрографическому составу проанализированные породы – это кварцевые, полевошпатово-кварцевые песчаники, реже кварцевые аркозы. Содержания оксидов составляет (здесь и далее в мас. %): SiO_2 – 74.2–96.2, TiO_2 – 0.04–0.95, Al_2O_3 – 1.3–11.8, Fe_2O_3 – 0.46–4.74, MgO – 0.1–5.32, CaO – 0.01–3.6, Na_2O – 0.08–5.78, K_2O – 0.52–7.4, P_2O_5 – 0.01–0.78 [1, фондовые материалы]. Согласно химической классификации М.М. Хиррона большинство песчаников относятся к аркозам и субаркозам, два песчаника – к лититам и три – к субаренитам.

На диаграммах по [4] фигуративные точки песчаников нельбачанской свиты и часть точек улкачанской свиты тяготеют к полю активной континентальной окраины (АСМ), остальные точки тяготеют к полю бассейнов, связанных с пассивной континентальной окраиной (РМ). Причем значительное число фигуративных точек песчаников находится либо ниже (на диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{TiO}_2$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$), либо выше (на диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$) этого поля. В полях вулканических дуг точек докембрийских песчаников нет. На диаграммах $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ Б. Роузера и Р. Корша [6] и $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ Дж. Мейнарда с соавторами [5] все точки докембрийских песчаников находятся в поле пассивной континентальной окраины. Однако следует отметить, что точки нельбачанской и улкачанской свит находятся ближе других к полю активной континентальной окраины (рис. 1). В поле вулканических дуг точек докембрийских песчаников нет. На диаграмме DF 1–DF 2 [7] большинство точек песчаников нельбачанской, топориканской и конкулинской свит лока-

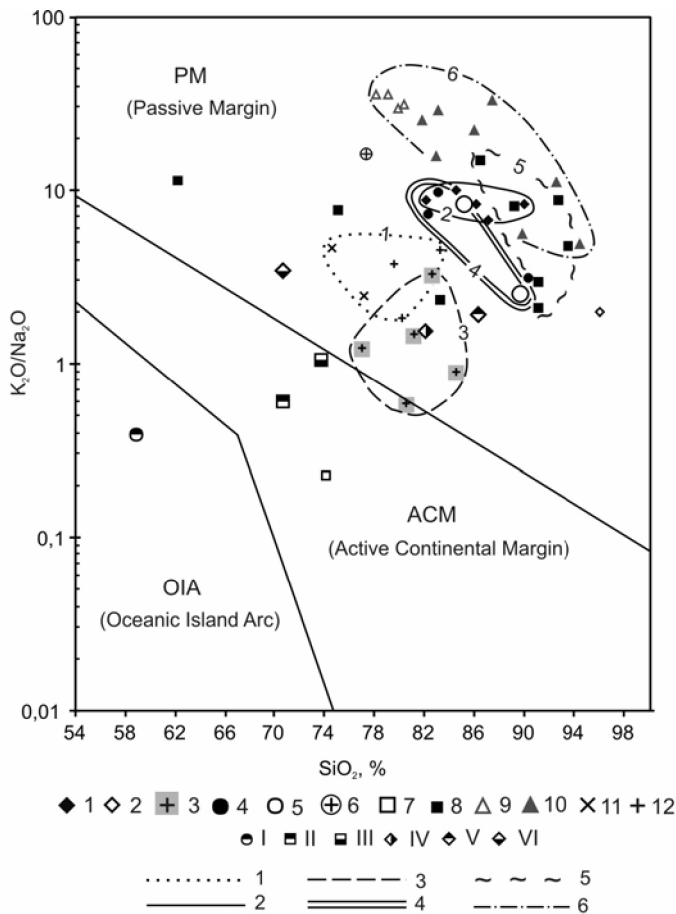


Рис. 1. Положение фигуративных точек составов протерозойских песчаников на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ по [6]. Бассейны тектонических обстановок: PM – пассивной континентальной окраины, ACM – активной континентальной окраины, ARC – океанических дуг.

I–VI – фигуративные точки составов средних песчаников: I – океанических островных дуг, II – континентальных островных дуг, III – активной континентальной окраины, IV – пассивной континентальной окраины по [4], V – Американской платформы по [4 со ссылкой на Ронов, Мигдисов, 1971], VI – Русской платформы по [3]. Фигуративные точки составов песчаников свит. 1, 2 – топориканской: 1 – полевошпат-кварцевый, 2 – кварцевый; 3 – улкачанской полевошпат-кварцевый; 4–6 – элгэ-тэйской: 4 – полевошпат-кварцевый, 5 – кварцевый, 6 – вулканомиктовый; 7, 8 – бириндинской: 7 – аркозовый, 8 – полевошпат-кварцевый; 9, 10 – конкулинской: 9 – аркозовый, 10 – полевошпат-кварцевый; 11, 12 – нельбачанской: 11 – полевошпат-кварцевый, 12 – кварцевый.

1–6 – поля песчаников свит: 1 – нельбачанской, 2 – топориканской, 3 – улкачанской, 4 – элгэтэйской, 5 – бириндинской, 6 – конкулинской

лизовалось в поле коллизионной обстановки, но некоторая часть точек расположилась в поле рифтовой обстановки непосредственно у границы с коллизионной. Точки песчаников улкачанской, элгэтэйской и бириндинской свит расположились в поле рифтовой обстановки (рис. 2). В поле вулканических дуг точек докембрийских песчаников нет.

Итак, фигуративные точки песчаников свит на диаграммах образуют как изолированные, так и частично перекрывающиеся, поля. Положение этих полей на старых диаграммах XX века показывает сходные, в целом, обстановки пассивной континентальной окраины с периодами активизации в раннем протерозое и пассивной континентальной окраины в позднем протерозое (рифее). Положение полей на новой диаграмме DF 1–DF 2 (2013 г.) позволяет интерпретировать коллизионные и рифтовые обстановки в разные временные периоды. Вместе с тем, данную

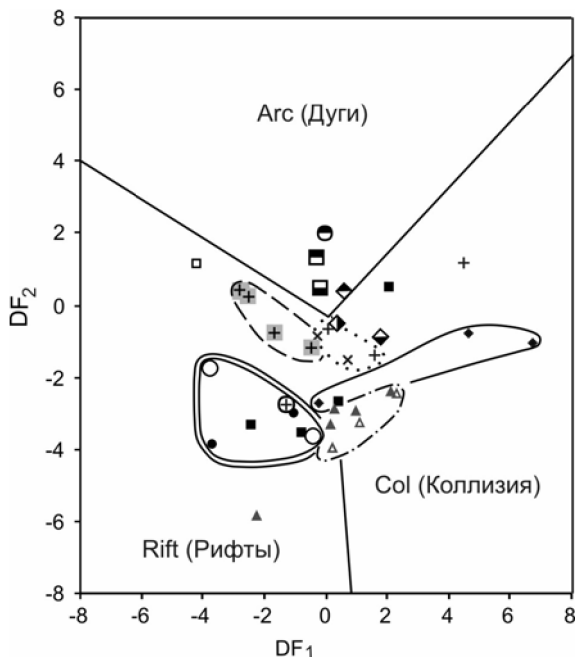


Рис. 2. Положение фигуративных точек составов протерозойских песчаников на мультидиаграмме DF 1 (Arc-Rift-Col) – DF 2 (Arc-Rift-Col) по [7]. Содержание $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = > 63\% - \leq 95\%$. Условные обозначения на рис. 1

интерпретацию по литохимическим диаграммам следует считать предварительной. Необходимо провести сопоставление данных результатов с результатами реконструкций другими методами.

Литература

1. *Гурьянов В.А.* Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
2. *Варнавский В.Г.* Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34, № 2. С. 82–102.
3. *Мидисов А.А., Балашов Ю.А., Шарков И.В., Шерстенников О.Г., Ронов А.Б.* Распространенность редкоземельных элементов в главных литологических типах пород осадочного чехла Русской платформы // Геохимия. 1994. № 6. С. 789–803.
4. *Bhatia M.R.* Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. N 6. P. 611–627.
5. *Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S.* Composition of modern deep-sea sands from arc related basins // Trench-Forearc Geology. 1982. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. P. 551–561.
6. *Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94. N 5. P. 635–650.
7. *Verma S.P., Armstrong-Altrin J.S.* New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chem. Geol. 2013. V. 355. P. 117–133.

**Ю.И. Мельниченко¹, Л.А. Изосов¹, Б.А. Казанский¹,
В.В. Лепешко¹, Н.С. Ли¹, Е.Б. Осипова¹, В.И. Чупрынин²**

Эскиз вихревой морфотектоники Тихоокеанской окраины Азии

Окраина Азии в обрамлении Тихого океана от Индокитая до Чукотского нагорья рассматривается обычно в границах Тихоокеанского тектонического пояса. Сущность его тектонического процесса Юрий Ми-

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия; yumel@poi.dvo.ru; izos@poi.dvo.ru; bakaz @poi.dvo.ru; lep@poi.dvo.ru; lee@poi.dvo.ru; osip @poi.dvo.ru

² Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия; chuprynin @tig.dvo.ru

хайлович Пушаровский раскрывает как взаимное проникновение литосферных и мантийных масс при взаимодействии Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли [1, 2]. Под влиянием электромагнитных и ротационных сил Земли здесь следует ожидать нелинейное геодинамическое начало в форме вращательных течений подкорковых и сиалических масс. Влияние вращения планеты прослеживается и в региональных и локальных деформациях коры – появление, в частности, криволинейных дислокаций. Единовременным взаимодействием этих сил обусловлено, вероятно, формирование «центрального» типа структур и вихревых образований, выделенных в пределах Востока Азии [3–5]. В рельефе поверхности земной коры подобные дислокации характеризуются как инь-ян-системы – структуры с особым типом симметрии–антисимметрии, включающие впадины окраинных морей [6].

В отношении впадин после интенсивных геолого-геофизических исследований 60–90 гг. прошлого века остается много вопросов по их происхождению, тектоническому развитию и геодинамической эволюции.

В этой работе усилия концентрировались на реконструкции тектонических процессов, участвующих в формировании впадин и развития окраины как целостной геологической системы, с позиций вихревой геодинамики геосфер, обусловленной осевым вращением планеты. Предметом анализа служили формы залегания горных пород (структуры), которые на поверхности земной коры проявляются в морфологических формах (морфоструктурах), а разнообразные формы нарушения их залегания – в виде линеаментов, заметно выделяющиеся в специфических субаквальных условиях [5]. Поэтому главными методами в нашем исследовании служили структурный и сравнительно тектонический анализ форм земной коры, введенные в геотектонику Н.С. Шатским. Используются опубликованные и архивные материалы по геологии, сейсмомографии, геофизике, геоморфологии и космической альтиметрии. Они включают данные как собственных исследований, в том числе экспедиционных, так и других исследователей. В целях реконструкции особенностей структурно-морфологической эволюции континентально-океанической окраины проведено механико-математическое моделирование трехслойной тектоносферы зоны перехода. Она моделируется кусочно-неоднородной средой, движение которой в естественном поле силы тяжести обусловлено действием локального разуплотнения и характеризуется понижением вязкости [7]. При моделировании использованы данные по Охотоморскому звену западно-Тихоокеанской зоны перехода.

На основании сравнительно морфотектонического анализа, проведенного по совокупности морфологических, геологических и геофизических признаков составлена схема вихревой геодинамики Азиатско-Тихоокеанской окраины. Выделяются системы литосферных вихрей, включающие воронки («окна») морских впадин: Берингская, Япономорская, Янцзы-Бохайская (Восточно-Китаеморская), Индокитай-Филиппинская (Южно-Китаеморская). Характерной особенностью является взаимное пересечение (наложение) вихревых систем. Впадина Охотского моря оказывается вовлеченной в вихревые системы Японского и Берингова морей. Япономорская впадина рассматривается авторами как вихревая сейсмоконтролирующая структура, закрученная против часовой стрелки в результате бокового скольжения Евроазиатской и Тихоокеанской литосферных плит. Установлено, что эволюция впадин Японского, Охотского и Филиппинского морей отличается тафрогенным режимом с образованием рифтогенных разрывов и раздвигов коры. Независимо от типа и состава, строения и возраста пород фундамента для них характерно преобладание дизъюнктивных форм земной коры (остаточные горсты, приразломные линейные грабены, рифто-грабены, рвы отседания, тектонические уступы, эскарпы, оползни). Они развиваются на сводах и по склонам поднятий, по бортам и на днищах рифтовых впадин и котловин.

Формирование морских впадин сопровождалось деградацией (сокращением мощности) коры, изливаниями обширных по площади изометричных ареалов кайнозойских (миоцен-голоценовых) базальтов, что привело, без исключения, к развитию окраинно-морских вулканогенов на разрушенном фундаменте разновозрастной коры. Образованные вулканические структуры представлены линейными вулканическими сводами горных хребтов, массивами куполов, вулканотектоническими депрессиями и вулканическими структурами второго–третьего порядков. Часто вулканоструктуры накладываются на растащенные и деформированные фрагменты вулканических поясов. Наиболее крупные из них развивались в зонах сквозных структур – трансструктурных трансрегиональных линеаментов, ослабленных разрывами, разломами, раздвигами коры и на их пересечении. Примером служат вулканогены Японского моря, хребта Кюсю-Палау (Филиппинское море). Появление положительных вулканических форм сопровождается наращиванием мощности коры, а депрессий, напротив, её уменьшением.

Вулканотектоника в любых проявлениях связана с явлениями коромантийных диапиров (плюмов). С внедрением мантийного диапира И.И. Берсенева (1987 и др.) на контакте материкового и океанического блоков литосферы при их тектонической активизации увязывал форми-

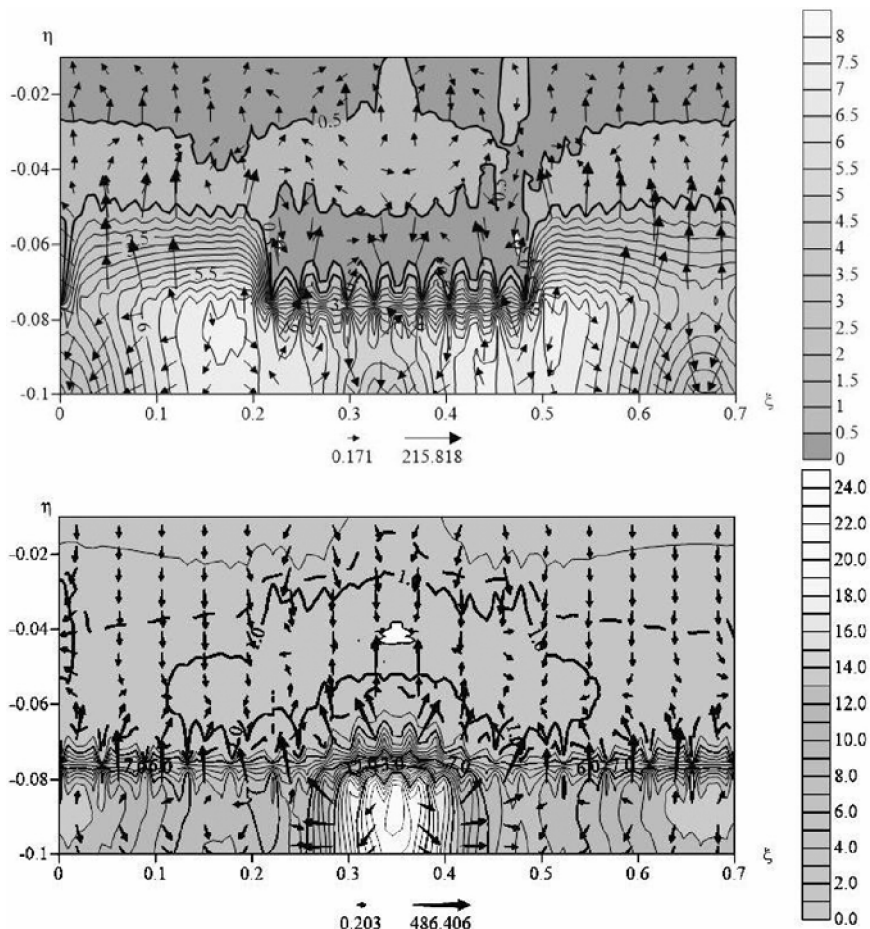


Рисунок. Механико-математическая модель течения разуплотненного вещества тектоносферы Западно-Тихоокеанской зоны перехода в режиме купола «всплывания» (верхняя модель) и режиме прогиба «погружения»

рование впадины Японского моря. Моделирование механизма инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов (расчет в безразмерных координатах) указывает на два возможных сценария (рисунок). В режиме «купола» (верхняя модель) «всплывание» разуплотненного вещества вызывает «штампованное» поднятие верхнего слоя, а также восходящий поток вещества нижнего. В центральной зоне максимального разуплотнения наибольшее значение интенсивности на-

пряжений (распределение изолиний) достигается в среднем слое. В краевых частях модели конвективной ячейки имеет место компенсационное проседание среды.

В режиме «прогиба» (нижняя модель рисунка) разуплотненное вещество растекается под перекрывающим более вязким верхним слоем, вызывая его утонение и проседание свободной верхней границы. Распределение изолиний интенсивности напряжений моделируют тенденцию к проседанию границы и прилегающей части верхнего слоя. Выражена зона центрального опускания над зоной максимального разуплотнения и соответствующее перераспределение напряжений в среднем слое. Векторное поле распределения градиентов интенсивности напряжений характеризует взаимодействие среднего разуплотненного слоя с верхним слоем и нижним однородным слоем. На границах раздела слоев выражена тенденция к усилению поля напряжений, градиенты интенсивности достигают максимальных значений 486.406 МПа.

Предлагаемая модель инверсии вертикального движения коромантийной массы иллюстрирует динамическое воздействие восходящего потока вещества астеносферы на литосферу вне зависимости от состава и типа земной коры. В обеих моделях можно наблюдать явления адвекции масс с периферии ячейки. Под влиянием осевого вращения Земли на эти процессы естественно накладывается момент кручения тектонических масс. В условиях пульсации электромагнитного поля Земли (период около 20 млн лет) вертикальные и латеральные течения способствует, вероятно, формированию морфологической тектоники литосферных вихрей на сочленении континентальной Азии и Тихого океана. С этих позиций имеет смысл рассмотреть совместимость вихревой геодинамики с субдукцией океанической коры в зоне перехода «континент–океан».

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 15-05-06638 и Программы Дальний Восток (15-1-1-017).

Литература

1. Пуцаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 30 с.
2. Пуцаровский Ю.М. Популярная тектоника: Собрание научно-популярных статей. М.: ГЕОС, 2006. 198 с.
3. Худяков Г.И., Кулаков А.П., Тащи С.М., Николаева Р.И. Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1982. №1. С. 43–48.
4. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 1999. 167 с.

5. *Изосов Л.А., Чурпынин В.И., Мельниченко Ю.И.* Фундаментальная проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений // Региональные проблемы. 2012. Т. 15, № 1. Ч. 1. С. 15–26.

6. *Kazansky B.A.* An alternative of plate tectonics // Abstr. Forth Internat. Conference an Asian marine geology of the Asian Oceans in the 21st Century. Qindao. 1999. P. 60.

7. *Osipova E., Melnichenko Y., S'edin V.* Volcano-tectonic Deformations and Japan Sea Basin Geodynamics // 5th PEACE Workshop, 2010, Gangneung, Korea. Proceeding of PEACE. Gangneung, Korea. P. 227–234.

М.В. Минц¹

Палеопротерозой–фанерозойская история Атлантической зоны: уникальный пример взаимодействия плюм-тектоники и плейт-тектоники

Атлантическая зона включает основание Атлантического океана и тектонические структуры в его обрамлении. Геодинамические обстановки формирования этих структур были непосредственно связаны с возникновением и эволюцией Атлантического и предшествовавших океанов. Последовательность океанов, возникавших и закрывавшихся в пределах Атлантической зоны, начиная с палеопротерозоя, включает минимально четыре океанические структуры: Свекофеннский (~2.2–1.8 млрд лет) и Пре-Гренвиллский (~1.7–1.3 млрд лет) – Япетус (~0.65–0.40 млрд лет) – Атлантический (0.16 млрд лет – настоящее время) океаны. Исследования фанерозойского отрезка этой последовательности полвека назад создали основу известного «цикла Вильсона»: от рифтинга через спрединг к субдукции и коллизии.

Неопротерозойская провинция Гренвилл, протягивающаяся вдоль юго-восточной окраины Канадского щита, включает одноименный ороген и структуры в его обрамлении. Свеконорвежский ороген на юго-западе Фенноскандинавского щита является непосредственным продолжением орогена Гренвилл в северо-восточном направлении [1]. В истории формирования Гренвилл-Свеконорвежского орогена (ГСНО) выделяются два периода: первый (палео-неопротерозойский) приблизительно в интервале от ~1.9 до 1.16 млрд лет и второй (неопротерозойский) – в интервале от 1.16 до ~0.9 млрд лет. В течение первого перио-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; michael-mints@yandex.ru

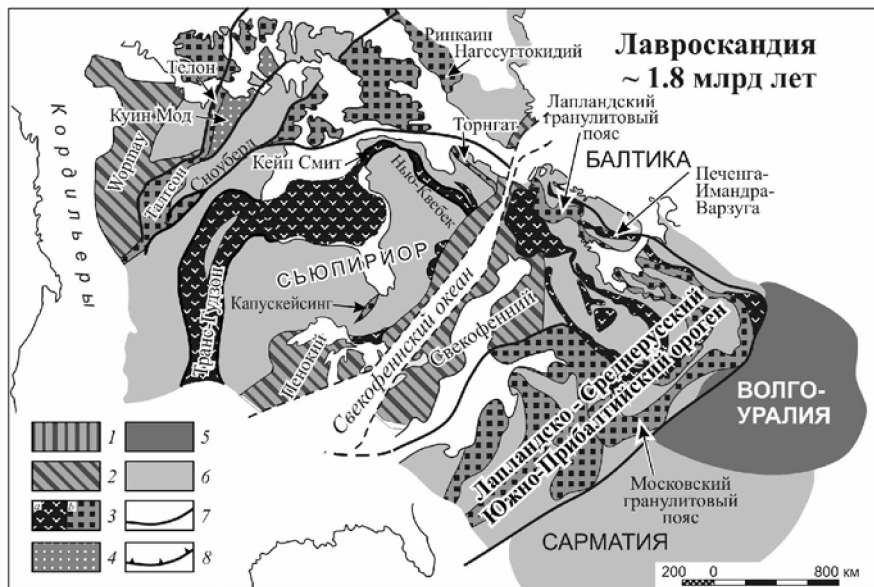


Рисунок. Реконструкция Лавроскандии на 1.8 млрд лет

Наименования архейских структур даны прописными буквами шрифтом Arial, протерозойских структур – Times New Roman, фанерозойских структур – Arial Italic. 1 – мезо-неопротерозой: пре-Лабрадорские и пре-Гренвиллские аккреционные комплексы; 2, 3 – средний-поздний палеопротерозой: 2 – аккреционные комплексы, 3 – внутриконтинентальный коллизионный ороген; а – вулканогенно-осадочные пояса, б – гранулито-гнейсовые пояса; 4 – ранний палеопротерозой: гранулито-гнейсовый комплекс блока Куин-Мод (КМ); 5, 6 – архей (3.3–2.5 млрд лет): 5 – Волго-Уральский гранулито-гнейсовый ареал, 6 – гранит-зеленокаменные области с участием палеопротерозойских пород, неравномерно переработанные в протерозое; 7, 8 – главные тектонические границы: 7 – неуставленного типа, 8 – взбросо-надвигов

да происходила прерывисто-постепенная эволюция коры во внутренней области Лавроскандии, которую можно в некотором смысле рассматривать как «подготовку» будущего орогена. Второй период соответствует собственно формированию ГСНО.

Старт «подготовки» ГСНО непосредственно следует за завершением палеопротерозойской эволюции Лавроскандии. В течение этого периода субмеридиональная зона приблизительно на месте современного Атлантического океана («Атлантическая зона») минимально два раза становилась местом раскрытия протяженных океанских бассейнов: Свеккофеннского – Пре-Лабрадорского (~2.2–1.8 млрд лет, рис.) и Пре-Гренвиллского – Пост-Лабрадорского (~1.7–1.3 млрд лет). Литосфера

Атлантической окраины Северной Америки наращивалась в восточном направлении в результате последовательной аккреции вулканических дуг и океанических террейнов, а также в результате надсубдукционного окраинно-континентального магматизма. Отдельные этапы аккреции составили содержание орогенных событий: Лабрадорского (1.71–1.60 млрд лет), Пинварского (1.52–1.45 млрд лет) и Эльцеварского (1.25–1.22 млрд лет). К Свеккофеннской окраине Восточно-Европейского кратона в течение того же периода с концентрацией между 1.73 и 1.48 млрд лет были аккретированы осадочно-вулканогенные комплексы преимущественно островодужного типа, которые наращивали Восточно-Европейский кратон в западном направлении. Возраст протолитов метаморфических пород, участвующих в строении Свеконорвежского сектора, последовательно омолаживается в западном направлении в интервале между ~1.75 и 1.55 млрд лет (Готский орогенез) [1]. Между 1.5 и 1.4 млрд лет кора вдоль западной окраины Восточно-Европейского кратона подверглась интенсивной мигматизации и метаморфизму (Данополонский орогенез).

Закрытие каждого из перечисленных океанов сопровождалось формированием аккреционных орогенов и обдукцией островодужных и окраинно-континентальных комплексов на обеих океанских окраинах. Развитие активных окраин сопровождалось процессами задугового растяжения и высокотемпературного метаморфизма. Зеркально-симметричное формирование аккреционных орогенов вдоль западной и восточной окраин океана позволяет предполагать, что аккреционные процессы в обоих случаях завершались коллизией, закрытием океанов и восстановлением единства Лавроскандии.

Аналогичные события происходили и в последующей истории Атлантической зоны. Начало каледонского рифтинга Лавроскандии датировано 800–750 млн лет. Разделение Лаврентии и Балтики и возникновение океана Япетус (Прото-Атлантики) намечено около 650 млн лет назад. Результатом перехода к обстановке сжатия стало формирование аккреционных орогенов по обеим сторонам океана 520–400 млн лет назад. Наконец, закрытие океана Япетус и возникновение обширного континента Лавруссия зафиксировано около 400 млн лет назад. История раскрытия современного Атлантического океана укладывается в последние 160–150 млн лет.

Двукратное в палео- и в мезопротерозое раскрытие океанских бассейнов приблизительно на месте современного Атлантического океана, особенности эволюции этих бассейнов и последующее возникновение и закрытие в той же зоне палеозойского океана Япетус и затем раскрытие мезокайнозойского Атлантического океана свидетельствуют об особом

характере Атлантической зоны, которую следует рассматривать как длительно циклически развивающуюся внутриконтинентальную структуру. Отметим две принципиально важные особенности последовательно возникавших протерозойских и каледонского орогенов в пределах Атлантической зоны. (1) Процессы растяжения, предшествовавшие раскрытию протерозойских океанов, сопровождалось мощным габбро-анортозит-чарнокит-гранитным магматизмом. В строении орогенов определяющую роль играют покровно-надвиговые структуры центрбежной вергентности: на Северо-Американской стороне горные породы перемещались в западном, а на Европейской – в восточном направлении. Сформированный в неопротерозое в осевой части Атлантической зоны ГСНО также представлял собой синформную структуру, выдавленную на породы параавтохтона соответственно в западном и восточном направлениях. (2) В орогенах широко распространены породы, подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму гранулитовой фации, что указывает на массивованный приток глубинного тепла, свойственный процессам мантийно-плюмового типа [2, 3].

Примечательно, что возрастные интервалы максимумов тектонической активности, фиксируемых раскрытием океанов в пределах Атлантической зоны, почти точно соответствуют возрастам древних цирконов, которые систематически встречаются в породах океанского дна [4].

Главные выводы.

1. Атлантическая зона (Северная Атлантика, возможно, также и Южная Атлантика) представляет собой долгоживущую, минимально от ~2.2 млрд лет до сегодняшнего дня, тектоническую зону, океаническое раскрытие которой датировано интервалами ~2.2–1.8 млрд лет (Свекофеннский океан), ~1.7–1.3 млрд лет (Пре-Гренвиллский океан), ~0.65–0.40 млрд лет (Япетус), 0.16 млрд лет – настоящее время (Атлантический океан).

2. Атлантический тип геодинамической эволюции инициирован мантийно-плюмовой активностью и представляет собой уникальный пример взаимодействия плюм-тектоники и плейт-тектоники.

3. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы оценить степень уникальности этого типа геодинамической эволюции и его возможную повторяемость в иных регионах, в том числе там, где современные океаны отсутствуют.

Литература

1. Andersson J., Bingen B., Cornell D., Johansson L., Söderlund U., Möller C. The Sveconorwegian orogen of southern Scandinavia: setting, petrology and geochronology of polymetamorphic high-grade terranes // 33 IGC, excursion N 51. Oslo: 33 IGC, 2008. 83 p.

2. *Mints M.V.* Granulite-gneiss belts and areals of the East European craton (regional and global patterns of tectonic and geodynamic evolution of the granulite-gneiss complexes) // *Geotectonics*. 2016. V. 48. P. 496–522.

3. *Mints M.V., Eriksson P.G.* Secular changes in relationships between plate-tectonic and mantle-plume engendered processes during Precambrian time // *Geodynamics & Tectonophysics* 2016. V. 7. N 2. P. 173–232. doi:10.5800/GT-2016-7-2-0203.

4. *Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С.* Молодые и древние цирконы в породах океанской литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические приложения // *Геотектоника*. 2010. Т. 44. № 6. С. 24–59.

А.В. Моисеев¹, Т.Н. Палечек¹

Фрагменты юрско-меловой палеоокеанической коры в тектонических покровах Усть-Бельских гор (Алганский террейн, Западно-Корякская складчатая область)

Введение. В юрско-меловое время вдоль окраины Азии существовала Удско-Мургальская островодужная система. Со стороны океана к ней причленились различные террейны палеозойского и мезозойского возраста. В современной структуре комплексы данной окраины включены в состав позднемезозойской Западно-Корякской складчатой области (ЗКСО). Ее структуры имеют линейное северо-восточное простирание, и четко отделяют коллизионные структуры мезозоид Верхояно-Чукотской складчатой области от аккреционных структур Корякско-Камчатской складчатой области (ККСО) [6, 8–10, 14]. В пределах Усть-Бельских гор обнажены комплексы ЗКСО (Усть-Бельский террейн) [11], которые надвинуты на комплексы ККСО (Алганский террейн). В данной работе освещены результаты комплексного исследования юрско-меловых вулканогенно-кремнисто-терригенных пород Алганского террейна.

Геологическое строение региона Усть-Бельских гор. Усть-Бельские горы расположены в правобережье крупной излучины среднего течения р. Анадырь. Покровно-чешуйчатое строение Усть-Бельских гор впервые было обосновано в работе [1]. В составе аллохтона выделяются несколько пластин, сложенных породами от позднего протерозоя до среднего палеозоя [1–5, 7, 13, 16].

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

В состав параавтохтона включены вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения юры–мела, которые традиционно объединены в алганскую (ранее пекульнейвеемскую) свиту. Детальное изучение отдельных участков предшественниками позволило продемонстрировать широкое развитие покровно-надвиговых дислокаций [12, 15]. Нами породы параавтохтона были изучены в ходе нескольких полевых сезонов. Комплексы разбиты на ряд пластин, разделенных серпентинитовым меланжем. Породы интенсивно катаклазированы, изменены и пронизаны густой (до 90%) сетью трещин.

На границе автохтона и параавтохтона развит крупный серпентинитовый меланж, шириной до 35 км, в состав которого включены блоки: габбро, докембрийских катаклазированных плагиогранитов и диоритов, верлитов, а также крупные блоки кремнисто-базальтовой ассоциации. Сходство блоков вулканогенно-кремнисто-терригенного состава с породами параавтохтона, позволяет нам включать тело меланжа в его состав.

Результаты исследований. На основании различий литологических характеристик и вещественного состава нами было выделено несколько комплексов. Среди блоков меланжа были выделены:

Вулканогенно-кремнистый комплекс. Вулканиты представлены базальтами с реликтами подушечной отдельности. Кремнистые породы образуют вытянутые будины или прослои среди базальтов. Реже наблюдаются стратиграфические контакты кремней с базальтами. Разрезы разбиты на повторяющиеся чешуи мощностью до 100 м. Из различных горизонтов кремнистых пород были выделены J_3km-tt и J_3km-K_{IV} радиолярии.

Состав кремнистых осадков в основании разреза сходен с составом глубинной окисленной океанской воды, что указывает на их образование в глубоководных условиях.

Вулканогенные породы по содержанию петрогенных и рассеянных элементов сходны с океаническими базальтами типа СОХ. Для некоторых образцов отмечаются незначительные отрицательные аномалии Zr, Hf, Ta-Nb.

Туфотерригенный комплекс. Обнажается в виде отдельного блока, видимой мощностью не менее 200 м. Комплекс представлен плохо стратифицированными от пелитовой до мелко гравийной размерности туфогенно-обломочными породами с горизонтами андезитов и туфосилицитов. В поле распространения обломочных пород встречены олистолиты яшм, которые содержат радиолярии J_2bt-J_3km и J_2bt-J_3o возрастных интервалов. В одном из олистолитов выделены J_3km-tt радиолярии и переотложенные J_2a-bt формы. Строеие и химические составы

олистолитов кремнистых пород идентичны кремням вулканогенно-кремнистого комплекса. Таксономический состав радиолярий олистолитов указывает на их накопление в боральной провинции.

Вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный комплекс. На данный момент выделение комплекса во многом условно, и часто объединяет недатированные сильно измененные породы, которые, возможно, являются фрагментами других комплексов. Туфотерригенные породы в основном не стратифицированы. Чаще всего спилиты с будинами кремней образуют тектонические включения (до 1–2 м) в туфотерригенной матрице. Состав кремнистых пород отражает их накопление в пелагических частях океанов.

В целом вулканические породы сходны по составу с базальтами типа СОХ. Для двух образцов характерны небольшие минимумы в содержаниях Zr, Nb и Ta, что указывает на влияние субдукционной компоненты.

Вулканогенно-туфотерригенный комплекс выделяется на юго-востоке территории. Имеет широкое распространение и может быть включен в отдельную пластину. Осадочные породы хорошо стратифицированы. Наибольшим распространением пользуются пачки туфогенных песчаников и алевролитов, которые переслаиваются друг с другом, либо образуют отдельные горизонты до 400 м мощности. Редко отмечается градационная слоистость. На юго-западе района развиты грубообломочные разности и появляются известковистые породы. На северо-западе обнажены пестроцветные тонкоплитчатые кремнистые породы. Почти во всех изученных разрезах из яшм и кремнистых пород были выделены радиолярии J₃tt–K₁b интервалов. Большинство кремнистых горизонтов комплекса принадлежат южно-боральной провинции.

В составе терригенных пород: 1) появляется галька известняков, кислых плутонических пород и кварц-мусковитовых сланцев; 2) увеличивается доля интеркластов, плагиигранитов и кварц-полевошпатовых сростков. Самая молодая популяция цирконов из туфопесчаника соответствует возрасту 112 млн лет (9%). Также выделяются популяции 155 (24%), 238 (59%). Единичные зерна с возрастом 495, 517, 802 млн лет.

Вулканические породы представлены базальтами и андезитами. Вулканиды вариативны по своему составу и обладают промежуточными характеристиками между островодужными вулканидами и базальтами типа СОХ. Подобные составы, позволяют предположить их формирование в пределах окраинного моря.

Выводы. Новые данные по различным комплексам юры – нижнего мела Алганского террейна, позволяют предполагать их образование в

различных частях реконструируемой Удско-Мургальской островодужной системы: аккреционная призма, фрагмент окраинного моря.

Породы вулканогенно-кремнистого комплекса, датированы **J₃km–K₁v** временем. Формирование осадочных пород происходило в пелагических частях глубоководного бассейна. Ограниченная распространенность пород комплекса в целом, малая мощность глубоководных осадков, геохимические характеристики вулканитов не позволяют предполагать их происхождение в крупных океанических бассейнах. Скорее, породы комплекса были образованы в центральных частях окраинного моря.

В туфотерригенном комплексе встречаются олистолиты глубоководных кремней **J₂a.bt** и **J₂bt**, **J₃tt** возраста, накопленные в бореальной провинции. Выведение подобных пород в область эрозионного сноса можно объяснить путем вхождения в аккреционную призму более древних, относительно **J₃km–K₁v**, фрагментов глубоководного бассейна. Таким образом, накопление посттитонских туфотерригенных пород происходило в предостроводужной части желоба, которая была сложена аккреционной призмой, включающей фрагменты верхней части коры окраинного моря.

Характерной чертой строения вулканогенно-туфотерригенного комплекса является компенсированное накопление пестрых по составу грубых туфотерригенных пород. Можно предположить их формирование в мелководных условиях вблизи островной дуги. Отмечается смена в источниках сноса. U-Pb возраст детритовых цирконов указывает на размыв венд-палеозойских пород фундамента Удско-Мургальской дуги Усть-Бельского сегмента. Перечисленные черты строения указывают на формирование пород комплекса в пределах периферийных частей окраинноморского бассейна, который не был отделен от островодужной постройки седиментационными ловушками (например, палеожелобом).

Исследования поддержаны грантом РФФ 16-17-10251.

Литература

1. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Коряжском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
2. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. № 1. С. 48–59.
3. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А. Офиолиты и меланократовый фундамент Коряжского нагорья. // Очерки тектоники Коряжского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
4. Моисеев А.В. Структура и история тектонического развития Усть-Бельского сегмента Западно-Коряжской складчатой системы (СВ России, Корякия): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2015. 30 с.

5. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* Строение, состав и возраст вулканогенно-осадочного комплекса Отрожинской пластины Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области // Геотектоника. 2014. № 3. С. 30–49.
6. Очерки тектоники Корякского нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М.: Наука, 1982. 220 с.
7. *Паланджян С.А.* Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.
8. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
9. *Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
10. *Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н.* Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная пифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515)
11. *Соколов С.Д., Бялбжецкий С.Г.* Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
12. *Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д.* Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 2. С. 43–60.
13. *Тихомиров П.Л.* Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 222–226.
14. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
15. *Филатова Н.И., Вишневская В.С.* Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // ДАН. 1992. Т. 323. № 4. С. 73–74.
16. *Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G.* Ophiolitic complex and associated rocks in the Ust-Belaya mountains and Algan ridge, Russian Far East. U.S. Department of the interior. U.S. geological survey. Open-Files Report PF 92-20-I. 1996. P. 8.

Структурно-геологический метод определения кинематических характеристик разрывных нарушений и реконструкции стресс-состояний по сейсмическим данным МОВ ОГТ ЗД (на примере северного склона Байкитской антеклизы, юго-запад Сибирской платформы)

Изучение параметров стресс-состояний и естественной среды открывает сложные взаимоотношения в пространстве и во времени напряжений литосферы Земли [10]. Таким образом, реконструкция стресс-состояний является важной задачей при палеотектонических реконструкциях и построении модели эволюции региона в целом. В то же время, следует отметить, что результаты реконструкций стресс-состояний нередко применяются при построении моделей трещиноватых коллекторов жидких углеводородов, приуроченных, в частности, к трансформационным областям [6, 11].

Методы реконструкции параметров стресс-состояний базируются на принципах перехода от структурно-кинематических данных о разрывных нарушениях и трещинах к параметрам искомым тензорам [4, 5]. В классической геологии расчет параметров стресс-состояний производится при изучении индикаторов напряженного состояния в природных обнажениях на дневной поверхности, таких как сколовые сопряженные трещины, зеркала или борозды скольжения по разрывным нарушениям, трещины отрыва или их комбинации с привлечением малых структурных форм [1, 2, 5, 7, 8 и др.]. Следовательно, применение данных методов для закрытых территорий, которые характеризуются отсутствием выхода геологических обнажений и малой сейсмической активностью, является невозможным.

В настоящей работе рассматривается применение методики для определения параметров стресс-состояний, основанной не на полевом материале, а на сейсмических данных МОВ ОГТ ЗД. Данный метод был разработан авторами и уже применялся при изучении Урманно-Арчинской площади западной Сибири [3]. Основной целью данной работы яв-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия; artemmm@gmail.com

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

³ ООО «Газпромнефть НТЦ», Санкт-Петербург, Россия; Khusnitdinov.RR@gazpromneft-ntc.ru

ляется применение этого же метода для реконструкции стресс-состояний на объекте с другой тектонической обстановкой. В качестве примера в работе использовались данные по рифейскому комплексу северного склона Байкитской антеклизы на юге-западе Сибирской платформы.

Основным источником данных для расчета параметров стресс-состояний служат структурные карты сейсмических горизонтов МОВ ОГТ 3Д и выделенные на них разрывные нарушения. Отбор структурных карт производился в сотрудничестве с ООО «Газпромнефть НТЦ», и из выделяемых в рифейско-вендском разрезе сейсмических горизонтов R_4 , R_3 , R_2 , R_1 , R_0 и В для дальнейшей интерпретации были выбраны три наиболее нижних горизонта (снизу вверх по разрезу) R_4 , R_3 и R_2 . Эти горизонты содержат разломы с отчетливо определяемыми кинематическими характеристиками, что необходимо для дальнейшей реконструкции полей напряжений. Разрывные нарушения и складки, фиксирующиеся в рифейских породах, срезаются несогласно перекрывающими их и субгоризонтально залегающими отложениями венда, что определяет возраст деформаций как предвендский. Анализ карт сейсмических горизонтов позволяет определить вектор перемещения для сегментов разломов, и использовать полученные данные для реконструкции параметров стресс-состояний. Идея методики, предлагаемой авторами, изображена на рис. 1.

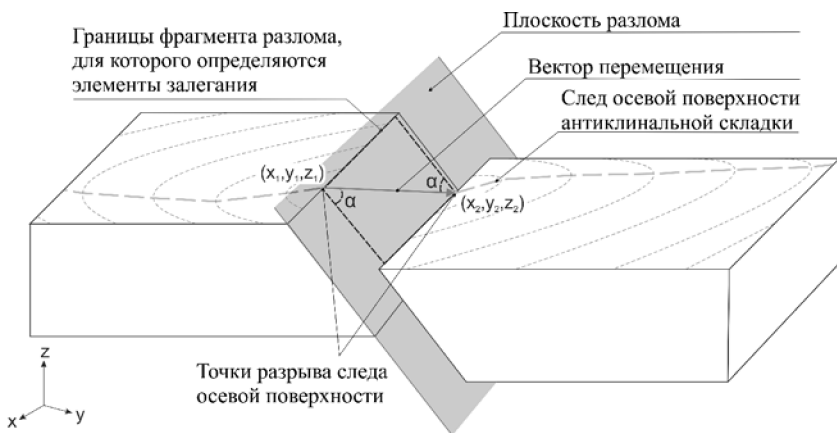


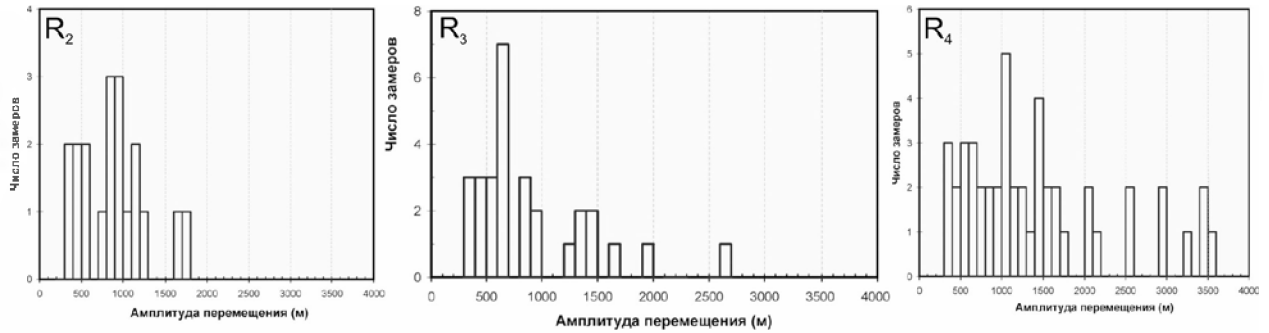
Рис. 1. Схема определения вектора перемещения по разрывному нарушению Угол α – острый угол между вектором перемещения и направлением падения поверхности разлома, его величина определяет соотношение между сбросо-взбросовой и сдвиговой компонентами перемещений. Длина вектора перемещений определяет амплитуду перемещения по разлому в данном фрагменте разлома

На структурной карте отражающего горизонта выбирается характерная форма рельефа (положительная – антиклинальная или отрицательная – синклинальная), распознаваемая как в висячем, так и лежащем крыле разлома. Для выбранной структуры на карте отрисовывается след ее осевой поверхности, который прерывается при пересечении этой структуры разломом. Для точек разрыва следа осевой поверхности определяются координаты, а вектор, соединяющий разорванные фрагменты структуры, и будет являться вектором перемещения. Средствами доступного программного обеспечения определяются элементы залегания фрагмента разлома, в пределах которого находится сам вектор перемещения, что в итоге полностью определяет, как кинематические характеристики разрывного нарушения, так и амплитуду перемещения по нему (рис. 1).

Для расчета параметров стресс-состояний по данным о пространственной ориентировке разломов и векторов перемещений использовались две программы – FaultKinWin и StressGeol. Детальное описание программ приводится в работах Ю.Л.Ребецкого [5] и Р.Альмендингера [8]. В то же время следует отметить, что важным преимуществом программы StressGeol является возможность расчета коэффициента Лодена-Надаи по редуцированным напряжениям, характеризующим соотношение главных значений тензора и осей эллипсоида, по которому производится разбиение общей выборки данных на генерации различных порядков [5]. Алгоритм программы сводится к тому, что после того, как замеры отобраны в несколько генераций, наиболее крупной присваивается название «первая генерация», следующей – «вторая генерация» и т.д. Следует отметить, что получаемые в результате применения программы StressGeol системы разломов «первой генерации», «второй генерации» и т.д. отражают только объем выборки, но не последовательность их формирования.

По результатам интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ 3Д для рифейского комплекса северного склона Байкитской антеклизы выделяется 2 системы разрывных нарушений, преимущественно ВСВ-ЗЮЗ и ССВ-ЮЮЗ направлений. Анализ кинематических характеристик разрывных нарушений, выделяемых на структурных картах сейсмических горизонтов R_2 , R_3 и R_4 , показывает, что присутствуют компоненты перемещений как по простиранию разлома (сдвиг), так и по падению (взброс или сброс). В целом, разрывные нарушения идентифицируются как крутопадающие плоскости с углами падения от 70° до 89° , но встречаются и более пологие разломы с углами падения от 50° до 60° . Фиксируется резкое изменение кинематических характеристик разрывных нарушений для нижележащих и вышележащего сейсмических горизонтов (рис. 2). Эти же изменения фиксируются и коэффициентом Лодена-

А



Б

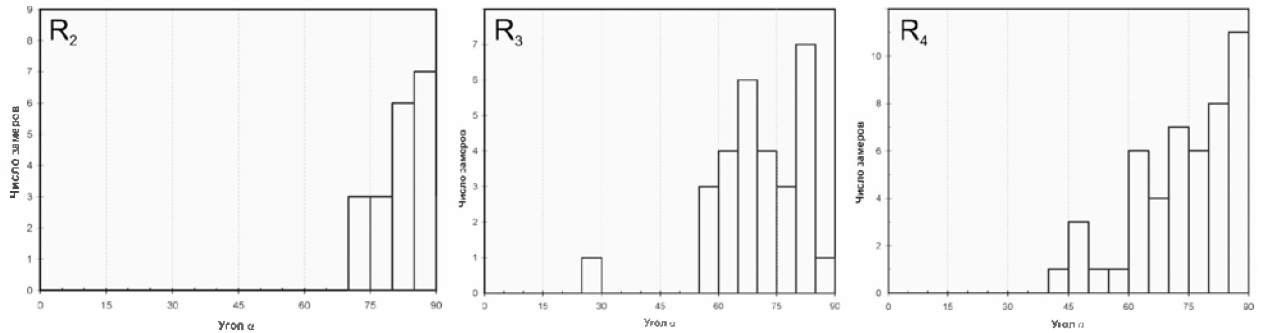


Рис. 2. Характеристики вектора перемещений по горизонтам R_4 , R_3 и R_2 : А – гистограммы распределения амплитуд полных перемещений, Б – гистограммы распределения угла α

Надаи – его значения для сейсмического горизонта R_2 равны 0, а для горизонтов R_3 и R_4 варьируют от -0.20 до +0.16. Таким образом, на временном интервале после накопления слоев, ограниченных сейсмическим горизонтом R_3 , но до накопления слоев, ограниченных сейсмическим горизонтом R_2 , произошло значительное изменение кинематических характеристик разломов. Это позволяет выделить 2 стадии формирования разрывных нарушений в ходе предвендской складчатости региона: (1) преимущественно взбросо-сдвиговая – более ранняя и отчетливо проявленная в кинематических характеристиках разломов на сейсмических горизонтах R_3 и R_4 , и (2) сдвиговая – более поздняя, доминирующая в разрывных нарушениях на сейсмическом горизонте R_2 . С учетом заметного преобладания взбросов над сбросами, установленное более раннее тектоническое событие было связано с деформациями сжатия.

Результаты расчетов параметров стресс-состояний средствами программы StressGeol для горизонтов R_2 , R_3 и R_4 показали, что для всех них выделяются 2 генерации разрывных нарушений. Разрывные нарушения первой выборки для горизонтов R_2 и R_4 и второй выборки для R_3 характеризуются сходными параметрами стресс-состояний с осью сжатия, имеющей субмеридиональную ориентировку для разломов на горизонтах R_3 и R_4 , и север-северо-восточную ориентировку для разломов на горизонте R_2 . Надежных данных о возрастных соотношениях этих этапов деформаций нет, установленным можно считать только то, что они оба имеют довендский возраст.

Литература

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.
2. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
3. *Москаленко А.Н., Худoley А.К., Жуков В.В., Демин В.Ю., Верин А.В.* Реконструкция кинематических характеристик разрывных нарушений и поля палеонапряжений для Урмано-Арчинской площади // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. № 5. С. 1–16.
4. *Ребецкий Ю.Л.* Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмостектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 227–243.
5. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007.
6. *Сим Л.А.* Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Европы // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 326–350.

7. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989.
8. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge, England: Cambridge University Press, 2012.
9. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. Solid Earth. 1984. V. 89. P. 5835–5848.
10. Engelder T. Stress regimes in the lithosphere. Princeton: Princeton University Press, 1992.
11. Morris A.P., Ferrill D.A. The importance of the effective intermediate principal stress (σ_2) to fault slip patterns // J. Struct. Geology. 2009. V. 31. P. 960–959.

Г.Е. Некрасов¹

Трансформно-сдвиговая (альтернативная коллизионной) модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозойд

Верхояно-Чукотская складчатая область входит в состав мезозойско-кайнозойского складчатого сооружения Севера Тихоокеанского пояса, образующего, в первом приближении, гигантский треугольник, ограниченный с запада и севера Сибирской и Арктической плитами, с юго-востока – поясом континентальных массивов Катазии (рисунок). Верхояно-Чукотские структуры занимают в нем положение непосредственно между континентальными плитами и окраинно-континентальным Охотско-Чукотским вулканическим поясом, запечатывающим их на границе с мезозойско-кайнозойскими сооружениями Корякии и Камчатки. В рамках разработанной для них коллизионной модели в их составе выделяются Новосибирско-Чукотско-Бруксовский и Верхояно-Колымский складчатые пояса и разделяющий их Южно-Анюйский коллизионный шов, восточное продолжение которого маркируется, по мнению авторов модели, офиолитами Восточной Чукотки и сутурой Кобук на Аляске.

Анализ геологических и геофизических материалов по хребту Пекульней и сопредельным с ним регионам Западной Корякии и Чукотки показывает, что продолжением Южно-Анюйской системы в восточном направлении являются Пекульнейско-Золотогорская система и Эргувемско-Курпкинская система южного побережья Чукотского полуострова [2]. Это меняет наше представление о природе Южно-Анюйского

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

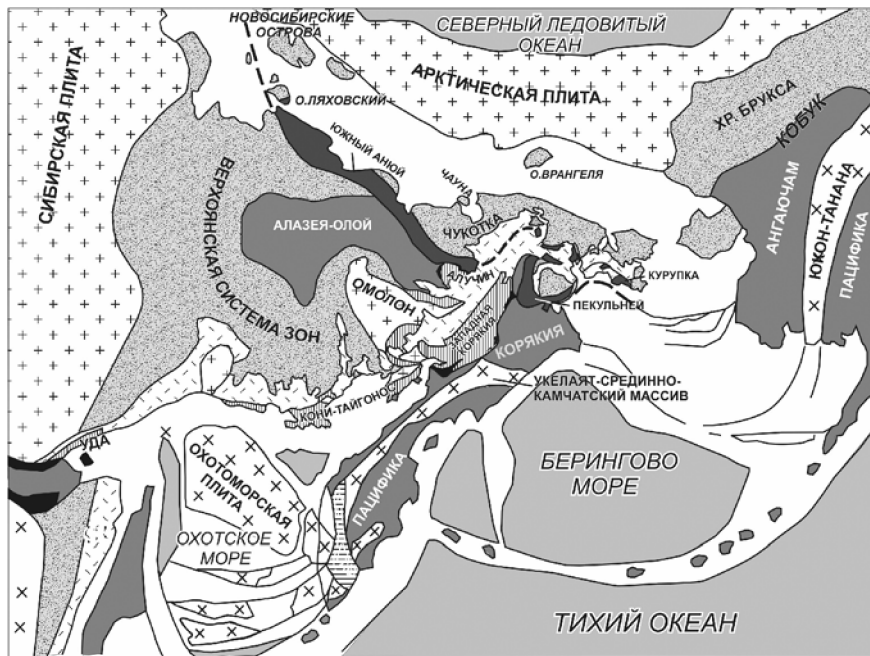


Рисунок. Структурно-формационная схема севера Тихоокеанского пояса по [1, 2].

1 – континентальные плиты лавразийского ряда и их фрагменты; 2 – блоки континентальных структур катазийского ряда; 3 – складчатые пояса (зоны деформации коры пассивных окраин континентов); 4 – палеоокеанические домены; 5 – палеоокеанические домены трансформно-сдвиговой окраины Арктической плиты; 6 – сегменты Удско-Алучинской зоны конвергенции Сибирского континента и Корякского и Алазейско-Олойского палеоокеанов; 7 – офиолиты Циркумсибирского офиолитового пояса; 8 – Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алининский окраинно-континентальные вулканические пояса; 9 – литосфера океанов и глубоководных впадин окраинных морей; 10 – предполагаемое положение южной границы Новосибирско-Чукотско-Бруксовского пояса под Охотским поясом и на шельфе моря Лаптевых и Баренцова моря

шва и сочленяющихся по нему складчатых поясов. Структура первого из них, Верхояно-Колымского, может быть охарактеризована как гигантская горизонтальная складка (Колымская петля Л.П. Зоненшайна), осложненная горизонтальной протрузией Омолонского массива в ее юго-восточное крыло, что позволяет связывать происхождение Верхояно-Колымского пояса с дрейфом Омолонского массива вдоль границы

Сибирского кратона. Срезающий структуры Колымской петли Новосибирско-Чукотско-Бруксовский пояс образует вытянутое в широтном направлении купольно-сдвиговое сооружение, деформированное в его Чукотской части в сигмоиду [2]. Ее внутренняя структура определяется Уэленским блоком гранитно-метаморфических куполов и очень сложно построенным Куюльско-Канчалан-Сенявинским поясом тектонически разлинзованных купольных комплексов, образующих в его южном Канчаланском колене горизонтальную протрузию в структуры Корякской плиты. В ядрах куполов в них на поверхность выведен ремобилизованный докембрийский фундамент Арктической плиты, на крыльях – зонально-метаморфизованные палеозойские карбонатно-терригенные породы ее чехла. Купольные структуры сопряжены по дугообразным сдвигам с зонами складчато-надвиговых деформаций триаса. На Восточной Чукотке с дугообразными сдвигами связаны Вельмайская и Мечингем-Колючинская зоны рифтовых структур типа пулл-апарт, сложенные высокотитанистыми подушечными базальтами и кремнистыми породами позднего триаса.

Маркирующие границу Чукотской сигмиды Южно-Ануйская, Пекульнейско-Золотогорская и Эргувеем-Курупкинская системы образуют конкордантное структурному рисунку сигмиды покровно-сдвиговое сооружение. В плане оно характеризуется блоками (слайсами) пакетов пластин юрско-раннемеловых подушечных базальтов N-EMORB, телами ультрабазитов и габбро, пластинами кремнисто-терригенных пород, турбидитов и микститов, сочленяющимся по сдвигам с блоками вулканитов островодужного генезиса [3, 4]. Западнее, на о. Ляховском, этот комплекс юрско-раннемеловых палеоокеанических и островодужных структур выклинивается [8]. Границу Новосибирско-Чукотско-Бруксовского пояса далее маркирует, вероятно, сдвиг, фрагментом которого, возможно, является зона сдвига-надвиговых деформаций позднепалеозойско-мезозойских пород западного побережья острова Котельного [5]. В последнее время установлено, что более древняя, нижнепалеозойская часть разреза этой зоны и всего Новосибирского архипелага островов, формировалась на шельфе Сибирского континента [6]. На востоке, в пределах Пекульнейско-Золотогорской и Эргувеемско-Курупкинской систем Южно-Ануйско-Пекульнейский комплекс юрско-раннемеловых структур маркирует зону рифтогенеза Арктических комплексов Восточно-Чукотских мезозоид на их границе с Корякией [3].

Вышесказанное позволяет интерпретировать Южно-Ануйско-Пекульнейскую границу Новосибирско-Чукотско-Бруксовских мезозоид в качестве зоны трансформного разлома [2], а сам пояс классифицировать

согласно концепции латеральных тектонических потоков в литосфере Земли [7] как периферическую зону Арктического литосферного потока Восточного полушария Полярной области Земли. Этот тектонический поток возник на рубеже позднего палеозоя – раннего мезозоя в результате раскола единого по [6, 8] Сибирско-Арктического континента, вызванного проградацией Южно-Анюйско-Пекульнейского трансформного разлома в структуры шельфа Сибирско-Арктической плиты. На ранней стадии это выразилось в смещении Арктического блока относительно Сибирского. На более поздних, позднемезозойской и мезозойско-кайнозойской стадиях течения Арктических масс, это привело к раскрытию на южной окраине Арктического потока Южно-Анюйского абиссального бассейна, а на его северной границе – Американо-Евразийского бассейнов.

Эти построения указывают на несостоятельность коллизионной модели формирования Верхоянско-Чукотских мезозоид и вносят ограничения в разработку схем процессов раскрытия Американо-Евразийского палеоокеанических бассейнов.

Литература

1. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Корякско-Камчатского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
2. Некрасов Г.Е. Новая геодинамическая модель Анадырского региона Корякско-Камчатской складчатой области // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 85–89.
3. Марков М.С., Некрасов Г.Е. Офиолиты рифтовых зон древней континентальной коры (хребет Пекульней, Чукотка) // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 183–189.
4. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В. и др. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
5. Прокопьев В.А., Еришова В.Б., Васильев Д.А. и др. Тектонические деформации западной части о. Котельный (Новосибирские острова) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Матер. XLVII Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 62–65.
6. Данукалова М.К., Толмачева Т.Ю., Мянник П. и др. Новые данные о стратиграфии ордовикских-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские острова) и сопоставление с разновозрастными разрезами Восточной Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 22–49.
7. Латеральные тектонические потоки в литосфере Земли (коллектив авторов) / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2013. 318 с.
8. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.

Тектоническое строение и геологическая история Арктического океана в мезозое и кайнозое

В основу доклада положены результаты интерпретации серии сейсмических профилей, полученных в ходе государственных проектов Арктика-2011, Арктика-2012, Арктика-2014, а также данные по изучению шельфов России. В работе приводится новая тектоническая карта Арктики и серия палеогеографических построений.

В настоящее время однозначно обосновано только время формирования Евразийского бассейна; бассейн начал раскрываться около 56 млн лет назад. История формирования Амеразийского бассейна пока не ясна и возможны разные варианты. Одной из основных проблем является формировались ли все бассейны Амеразийского бассейна (бассейны Канадский, Подводников, Макарова и др.) одновременно или они имеют разные возрасты.

Наши сейсмостратиграфические корреляции указывают на следующие вероятные выводы, которые в настоящее время не могут считаться однозначно обоснованными:

(1) Канадский бассейн, вероятно, сформировался до середины апта в раннем мелу (в готериве–барреме), но этот вопрос остается дискуссионным.

(2) Бассейн Подводников начал формироваться не раньше апта. Наши основные аргументы состоят в том, что на Новосибирских островах и на острове Врангеля мезозойская складчатость закончилась перед аптом (или вначале апта). Раннемеловые (вероятно, аптские) базальты Де-Лонга залегают с угловым несогласием на разновозрастных палеозойских породах и формировались после фазы значительной эрозии. На сейсмических профилях видно, что, вероятно, базальты Де-Лонга залегают в основании некоторых рифтов Восточно-Сибирского моря. Значит, время рифтинга в Восточно-Сибирском море не может быть древнее апта. Время рифтинга в Северо-Чукотском бассейне также по нашим сейсмостратиграфическим корреляциям не древнее апта. Рифты континентальной окраины бассейна Подводников не могут быть древнее этого бассейна.

¹ МГУ, Геологический факультет, Москва, Россия; nikishin@geol.msu.ru

² Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия; petrov@рге-geo.com

³ Роснефть, Москва, Россия; n_malyshev@rosneft.ru

(3) Пояс бассейнов Менделеева и Наутилус также по нашим корреляциям образовался не раньше апта. Это следует из того, что рифтинг в Северо-Чукотском бассейне был не раньше апта.

(4) Бассейн Макарова, вероятно, моложе бассейна Подводников. Вероятное время образования бассейна Макарова поздний мел – палеоцен. Вероятно, бассейн образовался как pull-apart структура.

(5) Рифтинг в море Лаптевых со сбросообразованием моложе 45 млн лет проходил синхронно с ультрамедленным спредингом в хребте Гаккеля. Сбросообразование на поднятии Альфа-Менделеева и на хребте Ломоносова с возрастом моложе 45 млн лет также проходило синхронно с ультрамедленным спредингом на хребте Гаккеля. Вероятно, все эти процессы проходили синхронно и были связаны с региональным растяжением.

В настоящее время есть много реконструкций истории формирования Арктического океана. Очевидно, что модели разных авторов существенно различаются. Мы считаем, что Арктический океан, вероятно, сформировался за четыре фазы с разной кинематикой. Условные границы разных фаз: 133–125, 125–78, 78–56, 56–0 млн лет.

Границы первой фазы соответствуют двум региональным несогласиям на Арктическом шельфе Аляски: 133 млн лет – Lower Cretaceous Un-conformity (LCU), 125 млн лет – Brookian Unconformity (BU). По нашей модели LCU соответствует началу раскрытия Канадского бассейна, а BU – окончанию формирования Канадского бассейна. Время окончания формирования Канадского бассейна, вероятно, совпадает с началом крупномасштабного коллапса Верхоянско-Чукотского орогена и началом континентального рифтинга в Восточно-Сибирском море и Российской части Чукотского моря. Вероятно, примерно около 125 млн лет была крупная реорганизация кинематики литосферных плит. Этой реорганизации плит соответствовал коллапс Верхоянско-Чукотского орогена и начало воздействия суперплюма HALIP. В Арктике эти процессы привели к образованию рифтовых глубоководных бассейнов Подводников и Менделеева-Наутилус и вулканического сооружения хребта Альфа-Менделеева на сильно утоненной рифтингом континентальной коре. Эти процессы длились примерно до 78 млн лет.

78 млн лет – это примерное время окончания субдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. После этого начал формироваться Корьякско-Западнокамчатский аккреционный ороген, который закончил своё образование около 50–45 млн лет. Окончание субдукционного вулканизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе может соответствовать моменту значительной реорганизации кинематики плит и окончанию вулканизма на хребте Альфа-Менделеева.

В интервале времени 78–56 млн лет, возможно, были крупномасштабные сдвиговые деформации, которые привели к формированию Бассейна Макарова. Вероятно, эти сдвиговые деформации увязывали кинематику плит в Атлантическом и Тихоокеанском регионах. Вероятно, в этом интервале времени была значительная фаза рифтинга в западной части моря Лаптевых, которая предшествовала раскрытию Евразийского бассейна.

Начиная с 56 млн лет (или ранее) история формирования Арктического океана связана с раскрытием Атлантического океана. Сформировался Евразийский бассейн.

Около 45 млн лет начался ультрамедленный спрединг на хребте Гаккеля, который продолжается до настоящего времени. Синхронно с ультрамедленным спредингом происходила активизация многих сбросов на хребтах Ломоносова и Альфа-Менделеева.

А.А. Никонов¹

Сейсмотектонические грабены-провалы в Средиземноморских бассейнах как специфический феномен развития новейших внутриконтинентальных впадин

Местные грабены-провалы дна во внутренних водоемах – это специфический, редко распознаваемый структурно-динамический феномен, который может рассматриваться как отдельный тип тектонических движений. Он слабо изучен, поскольку провалы возникают редко, скрыты под водой и потому не могут изучаться обычными методами, ни визуально, ни с помощью приборов в момент возникновения и непосредственно после события.

На явления такого рода обратили внимание еще в античности. Так, Страбон (63 г. до н.э. – 20 г. н.э.) сообщал *«иногда пропасти поглощают целые местности и жилища: Бура, Бизона и многие другие были, по преданию, поглощены вследствие землетрясения»* [8]. В современной литературе впервые крупные землетрясения Средиземноморья соотнес с грабенами сейсмолог и сейсмогеолог А. Зиберг [11]. А.П. Павлов [7] независимо поддержав гипотезу о возникновении внезапных резких опусканий и «изменений конфигураций» участков морского дна

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

и связи с ними «морских сейсмических волн», т.е. цунами, указал на генетическую связь этих проявлений с погружением всего Средиземноморского бассейна. Выдающийся отечественный геолог Е.Е. Милановский [1] выделил такие особенности рифтовых впадин, как широкое распространение в океанах и на суше, унаследованность развития, раздробленность субсидарными разломами, связь с ними землетрясений. Многие грабены изучались разносторонне и детально в структурном и динамическом отношениях. Сведения о локальных грабенах-провалах собраны автором в пределах Средиземноморья по бассейнам Средиземного, Мраморного и Черного морей [2–6, 9, 10]. Всего в реестр вошло 28 события за период в несколько тысячелетий, из них 19 в Средиземном море, 5 – в Черном и 2 – в Мраморном море. Они связаны с землетрясениями с $M \geq 6$, в основном с событиями с M 7–8. Во многих случаях по соотношению с признаками морфоструктурными, с прямыми геологическими данными, а также с фиксированными на поверхности новообразованными сейсморазрывами, выявляется линейность локальных провалов и их приуроченность к грабенам более крупным и ранним. Величину вертикальных отрицательных смещений удалось установить/оценить лишь в 11 случаях. В Средиземном море она варьирует в пределах 0,6 – ≥ 3 м, в Черном море составляет 3–6 м, в отдельных случаях гораздо больше (до 70 и 130 м в 1894 г. в Мраморном море и до 180 м в 1873 г. в Средиземном море). Обнаружилось несколько событий, повторявшихся за тысячелетия в одних и тех же локалитетах (грабенах) – Мессинский пролив, Коринфский залив, дельта р. Нил, у островов Кос, Родос и Китера в Греческом архипелаге. Так, подтверждается унаследованное разрастание и углубление грабенов во времени в результате сеймотектонических импульсов даже в пределах столетий-тысячелетий. Тот факт, что не обнаружены явления проваливания в грабенах при землетрясениях с $M \leq 6,0$, скорее всего, объясняется не только спецификой геологической структуры участков, но также и интенсивностью сейсμοдинамических воздействий. Наряду с грабенами могли возникать и ramпы, в том числе односторонние и/или в комбинациях.

Рассматриваемые локальные сеймотектонические грабены-провалы дают возможность изучать процесс развития (разрастания ступенчато в глубину и по протяжению) грабенов регионального и зонального масштаба при сильных землетрясениях на больших пространствах и сравнительно ограниченном во времени масштабе. Речь идет о локальных, импульсных (моментальных), как бы элементарных (подобно ячейкам), составляющих длительного, направленного геологического процесса формирования структур, в данном случае, – в пределах крупных обла-



Рисунок. Карто-схема расположения выявленных грабенов-провалов в Средиземноморье при сильных землетрясениях с указанием датировок и простираения

стей внутриконтинентального прогибания земной коры в пограничных полосах Европы, Африки и Передней Азии.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 16-05-00727 а.

Литература

1. Милановский Е.Е. Разломы рифтовых зон // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 53. 1978. С. 5–21.
2. Никонов А.А. Гибель античных городов Диоскурия и Себастополис как результат сейсмических воздействий // Геоэкология. 1997. № 4. С. 111–122; № 6. С. 121–126.
3. Никонов А.А. Между Сциллой и Харибдой // Природа. 2008. № 12. С. 36–50.
4. Никонов А.А. Гибель Содома и Гоморры – многофакторная природная катастрофа: новые результаты. <http://www.ifz.ru/humanities/gibel-sodoma-i-gomorry/>
5. Никонов А.А. Мощное цунами в проливе... Керченском // Природа. 2016. № 7. С. 30–40.
6. Никонов А.А. Катаклизм на пути аргонавтов в Понт // Природа. 2017. № 2.
7. Павлов А.П. Вулканы, землетрясения. Моря и реки. М., 1948. 216 с.

8. *Страбон*. География. В 17 книгах. М.: Наука, 1964.

9. *Nikonov A.A.* Disappearance of the old cities Dyoscuria and Sebastopolis in Colchis as a problem in engineering geology and paleoseismology. *Archaeoseismology*. Ed. Stiros S., Jones R.E. Fitch Laboratory, occasional paper 7. Oxbow. Oxford, 1996. P. 61–71.

10. *Nikonov A.A.* Coseismic subsidence of the ancient Chersonesos Taurica on the Black Sea: archaeological evidences and geomorphic consequences // Rapid coastal changes in the Late Quaternary. Greece, 10–19 Sept. 1998: Abstr. Eds. Stiros S.C., Pirazzoli P.A. P. 40.

11. *Sieberg A.* Untersuchungen uber Erdbeben und Druchschollenbau im Mittelmeer-gebiet. Jena. 1932. 273 s.

Н.И. Павленкова¹

Структурные особенности земной коры Арктики и их природа

Большой объем геофизических исследований, проведенных в последние годы в Арктике [3, 6, 7, 8–11], позволил детально изучить структуру земной коры этого региона. В результате был выявлен целый ряд необычных особенностей структуры Арктического океана и окружающих его шельфовых зон, которые не наблюдаются в других океанах. Это касается строения и состава земной коры, особенностей геофизических полей, глобального характера глубинных разломов вокруг глубоководной части океана, и структурных особенностей глубоких впадин. Все это означает необычную природу формирования Арктического бассейна. Коротко эти особенности сводятся к следующему.

Земная кора. Необычна кора шельфовых зон окружающих океан континентов. Это – типичная континентальная кора: мощность 20–35 км с четко выраженным гранито-гнейсовым слоем (мощность 15–20 км, скорости продольных волн $V_p = 5.8–6,7$ км/с). Такая кора охватывает большую площадь океана, особенно в Европейско-Азиатской части [2]. Тонкая (около 10 км) океаническая кора основного состава ($V_p = 6.8–7.2$ км/с) достоверно установлена только в узкой зоне срединно-океанического хребта (хребта Гаккеля). Основная глубоководная часть центральной Арктики (хребты Ломоносова, Менделеева и Альфа) тоже представлена корой континентального типа, но с сокращенной до 5–7 км мощностью гранито-гнейсового слоя. Такую кору можно назвать

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия, ninarav@mail.ru

«субконтинентальной» [1]. Сложное сочетание коры разного типа продолжается от Арктики и в Северную Атлантику, где океаническая кора с линейными магнитными аномалиями пересекается "субконтинентальной" корой гребней Фарреро-Исландия и Роккол [4].

Необычной особенностью центральной части Арктики является также континентальный тип магнитного поля, представленного не линейными параллельными аномалиями, а интенсивными аномалиями разного знака и неправильной формы [9].

Земная кора глубоких впадин. Многообразием типов земной коры отличаются и глубокие впадины Арктики [5]. Впадины центральной части океана характеризуются субконтинентальным типом коры, то есть сокращенной по мощности корой, но сохранившей часть гранито-гнейсового слоя. Кора глубоких впадин Баренцево-Карского шельфа, вытянутых вдоль предполагавшегося разлома вдоль западной окраины Новой Земли, оказалась совершенно другого строения. Она меняется от коры континентального типа с мощным гранито-гнейсовым слоем в Северо-Баренцевской впадине до «субокеанического» типа в Южно-Баренцевской впадине, где этот слой полностью отсутствует. Это означает разную природу формирования этих впадин. Если Южно-Баренцевская впадина могла образоваться за счет базификации ее коры, то формирование глубокой впадины с мощной континентальной корой могло произойти только в результате ее общего погружения, вызванного, очевидно, преобразованиями в верхней мантии. Возможно не случайно, такой же необычный тип коры наблюдается и на окраине Канадской впадины, и обе эти впадины являются результатом единого процесса формирования Арктического океана.

Глубинные нарушения. Важной особенностью Арктики является система разломов, контролирующая описанные структурные особенности земной коры. Ранее предполагалось, что Арктический океан окружен пассивными окраинами континентов. Изучение земной коры и сейсмичности Арктики показало, что центральная глубоководная часть океана окружена глубинными нарушениями глобального характера, характеризующихся высокой сейсмической активностью. Хребт Гаккеля, по структуре коры сходный со срединно-океаническими хребтами, является по существу границей между глубоководной частью Арктического океана и континентальной корой Евро-Азиатского шельфа. Отмечается глобальный характер этого нарушения, его можно проследить от срединно-атлантического хребта, вдоль хребта Гаккеля и далее далеко на континент вдоль восточной границы Сибирского кратона с выходом в Охотское море.

Протяженная сейсмоактивная зона линейной формы выделена также вдоль Северо-Американской окраины океана. Ее можно проследить далеко на юг вдоль известной зоны Тессейера-Торнквиста, отделяющей молодые плиты Западной Европы от Восточно-Европейского кратона, и продолжающейся, возможно, далее вплоть до Красного моря.

В структуре земной коры Арктики эта зона выражена в виде глубинного разлома, вдоль которого резко уменьшается мощность гранито-гнейсового слоя со скоростями сейсмических волн 5.8–6.7 км/с, то есть меняется тип коры, от континентального к «субконтинентальному». Вдоль этого разлома сформировалась также глубокая впадина линейной формы, хорошо выраженная в гравитационном поле.

Такого же рода разлом, четко выраженный в структуре земной коры, выделен и на противоположной пассивной окраине океана, вдоль границы с шельфовой зоной Азии. Для него тоже характерны впадины линейной формы, и такая же смена вдоль этой линии типа земной коры. Но этот разлом не отмечается сейсмической активностью. Более сложное строение имеет Чукотка-Аляскинская граница центрального блока Арктики. Она не имеет такую же правильную линейную форму и структура земной коры здесь крайне изменчива.

Таким образом, из описанного материала явно следует, что главные структурные особенности земной коры Центральной Арктики описываются системой глобальных нарушений. Эти нарушения подчеркивают не округлую, а скорее прямоугольную ее форму. Эти нарушения не только формируют протяженные, линейные края шельфовых зон континентов, но и смену типа земной коры по ее составу. Эта система определяет и внутреннюю структуру центральной части океана: хребты Ломоносова и Альфа образуют в центре океанической впадины серию горстов и грабенов, параллельных хребту Гаккеля. То есть, эта глобальная система нарушений оконтуривает центральную глубоководную часть океана, как единую литосферную плиту. Две противоположные стороны этой плиты характеризуются сходным строением земной коры, но Северо-Американская сторона в настоящее время тектонически активная, а Азиатская – пассивная.

Нерешенные проблемы. Описанные необычные особенности структуры земной коры Арктики пока еще трудно объяснимы. В какой-то мере это связано с малой изученностью верхней мантии региона, где нет еще достаточного количества сейсмологических станций, а глубинные сейсмические исследования охватывали лишь земную кору. Поэтому относительно природы формирования Арктического океана существуют только некоторые предположения. Так, земная кора в центральной части океана с малой мощностью гранито-гнейсового слоя

объясняется чаще всего базификацией континентальной коры [2, 8, 10]. Для этого предполагается наличие под Центральной Арктикой мантийного плюма [3].

Однако, в работе [4] предполагается, что кора «субконтинентального» типа может быть первичной, а не результатом трансформации континентальной коры. Это обосновывалось наличием крупных поднятий с таким же типом коры во многих океанах, где никаких континентов не существовало.

Нерешенной остается также проблема, каким образом сформировалась Арктическая океаническая впадина, по размерам и форме аналогичная Антарктиде на противоположной стороне планеты. Несомненно, это является результатом некоего общего планетарного процесса, пока еще не изученного в геодинамике.

Литература

1. Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. С. 3–14.
2. Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М. Типы земной коры Циркумпольярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5–20.
3. Кашубин С.Н., Петров О.В., Артемьева И.М. и др. Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012 // Региональная геология и металлогения. 2016. №65. С. 16–35.
4. Павленкова Н.И. Петрофизические проблемы глобальной тектоники // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов Четвертой тектонофизической конференции в ИФЗ РАН, 3–8 октября 2016 г. Институт физики Земли РАН, г. Москва, 2016. С. 383–388.
5. Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А. Земная кора глубоких платформенных впадин Северной Евразии и природа их формирования // Физика Земли. 2016. № 5. С. 150–164.
6. Российские арктические геотраверсы / Под ред. В.А. Поселова, Г.П. Аветисова, В.Д. Каминского СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология» им. И.С. Грамберга», 2011. 172 с.
7. Сакулина Т.С., Павленкова Г.А., Кашубин С.Н. Структура земной коры северной части Баренцево-Карского региона по профилю ГСЗ 4-АР // Геология и Геофизика. 2015. Т. 56, № 11. С. 2053–2066
8. Funck T., Jackson H.R., Shimeld J. The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin: Results from a seismic refraction experiment // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. N B12101. doi:10.1029/2011JB008411.
9. Gaina C., Werner S., Saltus R., Maus S. and the CAMP-GM group. Circum-Arctic Mapping Project: New Magnetic and Gravity Anomaly Maps of the Arctic // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 39–48.
10. Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G., Sergeyev V.B. Crustal structure of the East Siberian continental margin, Podvodnikov and Makarov basins, based on refraction seismic

data (TransArctic 1989–1991) // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 395–411.

11. *Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Ya., Langinen A.E., Sorokin M.Yu.* Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: evidence of continental crust // Geophys. J. Int. 2006. V. 165. P. 527–544.

**Н.И. Павленкова¹, С.Н. Кашубин², Л.И. Гонтовая³,
Г.А. Павленкова¹**

Земная кора и верхняя мантия Охотоморского региона

В настоящее время глубинное строение Охотоморского региона хорошо изучено детальными сейсмическими работами «Севморгео» [3, 9]. Эти данные в сопоставлении с сейсмологическими исследованиями этого региона [2, 4] и с материалами глубинных зондирований в Северной Евразии [8] позволяют сделать ряд важных выводов о природе земной коры и мантийной литосферы этого региона.

Строение коры Охотского моря было установлено первыми работами ГСЗ, проведенными еще в 50–60 годы прошлого столетия: мощность коры 25–30 км и сложена она, в основном, породами гранито-гнейсового комплекса со скоростями сейсмических волн 6.0–6.7 км/с. Только кора узкой впадины, вытянутой вдоль Курильской гряды, имеет мощность около 5 км и представлена породами основного состава (скорости 6.7–6.9 км/с) [1]. К сожалению, эти данные не были достаточно полно опубликованы, и до недавнего времени кора Охотского моря часто рассматривалась, как кора океанического типа, сформировавшаяся в результате разрыва и раздвижения литосферных плит с заполнением этого разрыва выплавками основных пород. Но последние детальное исследования «Севморгео», проведенные вдоль двух профилей, пересекающих с севера на юг всю Охотоморскую впадину, подтвердили континентальный тип ее земной коры, включая выявленный в северной части моря глубокий Магаданский прогиб [3, 9].

Важным результатом последних геофизических работ является также выявленная система глубинных разломов или зон нарушений, огра-

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; ninapav@mail.ru;
gpavlenkova@yandex.ru

² ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия; sergey_rfshubin@vsegei.ru

³ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; lesya@emsd.ru

ничающих и пересекающих Охотоморскую впадину. Кроме Курильской дуги (части Тихоокеанского кольца зон Беньофа), ограничивающей впадину с юго-востока, вдоль северо-западной границы Охотского моря геологическими исследованиями выявлена древняя зона интенсивного вулканизма, которая является частью тектонически активного Тихоокеанского кольца [14].

Обобщение экспериментальных материалов по новым и всем старым профилям ГСЗ Охотского моря позволило выявить еще одно глубинное нарушение, которое протягивается вдоль восточной окраины Сахалина. По профилям, пересекающим южную часть Сахалина и область севернее Сахалина, в верхней мантии примерно на одних и тех же глубинах 40–60 км выделены наклонные отражающие границы, погружающиеся от Сахалина в сторону Охотского моря. Их можно интерпретировать как мантийные разломы. Сейсмологические исследования этого региона подтверждают наличие этой зоны разломов, простирающейся на большую глубину в верхнюю мантию. Она выражена в виде крутого изгиба зоны повышенных скоростей в верхней мантии от Тихоокеанского кольца в сторону Сахалина [4].

Сопоставление данных по структуре и сейсмичности прилегающих к Охотскому морю регионов Тихого океана и Азиатского континента позволяет проследить эту зону нарушений в обоих направлениях на сотни километров. На континенте она протягивается до Арктики в виде серии крупных сейсмоактивных разломов меридионального простирания, в сторону Тихого океана до Марианских островов. Эта зона нарушений (назовем ее Сахалинской) подтверждается и данными о сейсмической активности региона. Именно здесь южнее и севернее Сахалина в последнее время произошли два крупных землетрясения.

Обобщение материалов по гипоцентрии Камчатских землетрясений [2] выявило ряд четких закономерностей в структуре ее сейсмофокальной зоны: (1) основная часть выделенной при землетрясениях энергии приходится на верхних 100 км литосферы; (2) отмечается несколько интервалов глубин концентрации землетрясений: в земной коре на глубине 16–20 км, в зоне перехода кора–мантия на глубине 36–40 км и в литосфере на глубине 100 км; (3) на глубине около 100 км наблюдается также изменение угла наклона фокальной зоны или разрушение ее формы; (4) наблюдается резкое уменьшение количества гипоцентров глубже ~200–250 км и полное их отсутствие в интервале 300–400 км.

Выявленные закономерности не являются случайными, они наблюдаются и в других регионах Тихоокеанского кольца [12, 13], и внутри континентов. При этом устанавливается четкая корреляция этих закономерностей с реологической моделью литосферы Северной Евразии,

определенной по данным сверхдлинных сейсмических профилей с ядерными взрывами [7]. Уменьшение числа землетрясений в средней коре соответствует часто наблюдаемой на этой глубине зоне пониженных скоростей со сменой общего структурного плана коры. Изменение угла наклона фокальной зоны на глубине около 100 км соответствует подошве более жесткой части литосферы, отличающейся резкой горизонтальной неоднородностью. Исчезновение землетрясений на глубине 200–250 км наблюдается в подошве литосферы, выделяемой под древними платформами по данным теплового потока. В пределах Северной Евразии на этой глубине не выделено соответствующих слоев с пониженной скоростью, но здесь происходит уменьшение добротности мантийного материала и смена общего структурного плана верхней мантии.

Следует отметить еще одну закономерность. Практически повсеместно наблюдается приуроченность областей сгущения гипоцентров землетрясений к четким отражающим границам в верхней мантии. Эти границы отличаются необычными особенностями регистрируемых от них волн. Это – многофазовые колебания, по форме годографов соответствующие отраженным волнам, но существенного увеличения скоростей на них не наблюдается. Очевидно, эти границы представлены тонкослоистыми пачками с чередованием повышенных и пониженных скоростей.

Природу таких границ, наблюдаемую реологическую расслоенность верхней мантии и закономерное распределение землетрясений наиболее обосновано можно объяснить флюидной адвекцией. Слои с пониженной скоростью и расслоенные сейсмические границы являются, по-видимому, слоями с повышенным содержанием флюидов. Наличие флюидов в веществе мантии не только уменьшают сейсмические скорости, но и способствует метасоматозу, в результате которого существенно изменяются физические параметры вещества [5–7]. Возможна даже детонация глубинных флюидов при переходе в такие ослабленные зоны. Наиболее вероятны и относительные подвижки литосферных блоков по этим зонам.

Таким образом, новые геофизические данные о структуре земной коры и верхней мантии Охотоморского региона и сопоставление их с материалами таких же исследований в других регионах позволяют сделать несколько общих выводов о геодинамике переходных зон континент–океан. По структуре земной коры впадина Охотского моря мало отличается от глубоких континентальных впадин, хотя она окружена со всех сторон глубинными нарушениями, охватывающими всю верхнюю мантию. Ее литосфера также сохраняет основные особенности расслоенности литосферы Евро-Азиатского континента. Наблюдаемое подобие в гипоцентрии глубоких землетрясений для разных континентов дает основание предполагать, что такая расслоенность типична для континентальной литосферы, включая переходные зоны к океанам.

Литература

1. Глубинное строение земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны / Под ред. Зверева С.М. и Тулиной Ю.В. М.: Наука, 1971. 286 с.
2. Гонтлова Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода океан–континент в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29.
3. Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Лукашин Ю.П., Павленкова Н.И. Современные методы проведения и интерпретации глубинных сейсмических зондирований в окраинных морях России // Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в XXI веке. М., 2013. С. 175–194.
4. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 6. С. 830–851.
5. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебарин А.М., Дорман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1090–1093.
6. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 12. С. 1296–1307.
7. Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии Северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1287–1301.
8. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами // Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 10. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2014. 192 с.
9. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И., Тихонова И.М., Крупнова Н.А., Пыжьянова Т.М. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. С. 11–17.
10. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.
11. Филоненко В.П., Павленкова Г.А. Некоторые особенности динамики земной коры Охотоморского региона // Геофизика XXI столетия: 2005. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2006. С. 101–107.
12. Asch G., Shurr B., Bohm M., Yuan X., Heberland Ch., Heit B., Kind R., Woelbern I., Bataille K., Comte D., Pardo M., Viramonte J., Richtbrock A., Giese P. Seismological studies in Central and Southern Andes // Andes. Active Subduction Orogeny. Series: Vrontiers in Earth Sciences. Oncken O. Springer, 2007. P. 443–457.
13. Igarashi T., Matsuzawa T., Umino N., Hasegawa A. Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A tripled-planed deep seismic zone // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 2177–2191.
14. Yano T. Tectonic development of the Pacific Ocean and its periphery: a constraint on large-scale rotations of lithospheric blocks // NCGT Journal. 2014. V. 2. N 2. P. 54–68.

**Фрагменты Палео-Пекульнейской дуги
(позднепалеозойская – раннемезозойская окраина
Арктического континента) в антиклинории
хребта Пекульней, Чукотка**

Горст-антиклинорий хребта (кряжа) Пекульней (южные отроги Чукотского нагорья) представляет собой наиболее северное из тектонических поднятий, расположенных в преддуговом пространстве Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) – средне-поздне меловой окраинно-континентальной дуги. Магматические и осадочные толщи ОЧВП и его преддуговых бассейнов на значительном протяжении перекрывают структуры поздних мезозоид, нарастивших в середине мелового периода окраины двух континентальных массивов – Восточно-Сибирского (с Западно-Корякской системой поздних мезозоид) и Чукотского (с Алазейско-Олойской и Пекульнейско-Золотогорской системами). В указанных поднятиях выступают фрагменты островных дуг, а также офиолитов и других элементов аккреционных комплексов, образование которых связано с несколькими допоздне меловыми этапами развития активных окраин северного обрамления Палеооцифика.

В ядре Пекульнейского антиклинория, на протяжении 200 км, обнажены линейные тектонические блоки более десятка осадочных, вулканогенных, плутонических, метаморфических комплексов, датирующихся большим интервалом времени – от позднего неопротерозоя до сенона. Уже в конце 70-х годов Г.Е. Некрасовым было установлено покровно-складчатое строение хребта Пекульней; эта концепция была принята большинством последующих исследователей. В начале 90-х годов при террейновом анализе орогенов северного обрамления Тихого океана были выделены Западно-Пекульнейский террейн островной дуги, занимающий нижнюю структурную позицию, и аллохтонный Пекульнейский террейн субдукционной зоны [9]. Однако состав аллохтонного структурного комплекса, а также объём и строение автохтона продолжают быть предметом дискуссий; в частности, О.Л. Морозовым [3] был существенно расширен объём автохтонного ансамбля.

На основании новых данных по составу, строению и изотопной датировке пород уникальной геологической ассоциации Пекульнея [1–8], результатов новых полевых исследований автора была разработана мо-

¹ Геологический институт Российской Академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия; sapaland@mail.ru

дель тектонического строения антиклинория, включающая выделение в составе Западно-Пекульнейского автохтона также и фрагментов более древнего (PZ₃–MZ₁) островодужного ансамбля и его позднекембрийского фундамента. Эти построения в некоторой своей части близки к представлениям О.Л. Морозова [3], но они учитывают также результаты новых исследований, проведённых после публикации его монографии. Основные положения новой интерпретации следующие:

- породная ассоциация Пекульнейского террейна (аллохтона) ограничена Пекульнейвеемской кремнисто-базальтовой свитой и комплексом параллельных даек [3] (время формирования базальтов N-MORB-типа не моложе байоса); они перекрыты неоавтохтоном – Телевеемской свитой флишевых отложений апта–альба и сеномана–турона;

- Западно-Пекульнейский террейн островной дуги, играющий роль автохтона (квази-автохтона) по отношению к Пекульнейскому террейну, представляет собой полигенетичный паравтохтонный тектонический комплекс покровно-чешуйчатого строения, которое осложнено наложенными на него продольно-блоковыми поднятиями осевой зоны антиклинория;

- в состав паравтохтона включены тектонические фрагменты всех комплексов пород, непосредственно связанных с развитием Западно-Пекульнейской островной дуги титона–баррема, в том числе тектоногравитационный микстит (берриас–валанжин), пикрит-базальтовая толща и комплекс расслоенных габброидов (готерив), а также тектонический меланж, формирование которого может быть обусловлено общим сжатием структуры и надвиганием Пекульнейского террейна океанической коры в барреме–апте.

Более древние (от триаса и до позднего неопротерозоя) комплексы осадочных, магматических и метаморфических пород Западно-Пекульнейского террейна локализованы в продольных тектонических блоках осевой части хребта, а также и в тектонических чешуях на флангах поднятия. Эти комплексы, экзотические для позднеюрской–раннемеловой дуги, следующие.

1. Зеленосланцевая (мета-вулканогенно-осадочная) толща: метаморфизованные мелководные терригенно-карбонатные отложения, туфы основного, среднего, кислого состава, метабазальты, метадациты; в экзоконтактах интрузивных тел – графит-гранат-биотитовые сланцы [2, 3]. По корреляции с однотипными отложениями Канчаланского сегмента Пекульнейско-Золотогорской системы толща датируется поздним палеозоем [2, 3] (скорее всего, она не моложе каменноугольного периода [4]); предполагается островодужный генезис толщи [3].

2. Плутонический Бычинский комплекс (габбро-плагиогранитная формация) – некрупные тела, интрузирующие толщу (1). Имеющиеся изотопные датировки чаще маркируют время метаморфических преобразований плутонических пород (самый поздний карбон – триас). K-Ar датировки Na-гранитоидов: 300 ± 3 млн лет (наши данные), 226–195 млн лет [3]; Sm-Nd изохрона, габбро – 298 ± 46 млн лет [5]. U-Pb SHRIMP датировка циркона из чарнокитоида в экзоконтакте габброидов – 308 ± 11 млн лет [4], она указывает на формирование комплекса в конце каменноугольного периода.

3. Небольшие гипабиссальные интрузии плагиогранитов (плагиогранитная формация) в тектонических чешуях толщ андезитов, дацитов, туфов, алевролитов на восточном склоне хребта; глыбы плагиогранитов включены в тектоно-гравитационный микстит [3, 8]. U-Pb, SHRIMP возраст цирконов из плагиогранитов – 234–230 млн лет [8].

4. Линейные тектонические блоки дунит-пироксенит-метамафитового комплекса [1, 2, 5, 6]. Sm-Nd изотопные датировки (изохроны): гранат-шпинелевые пироксениты – метагаббро – 301–292 млн лет; дунит-верлит-клинопироксенит – 420 млн лет [5].

5. С предыдущим комплексом пространственно тесно ассоциируют протяжённые блоки метаморфических толщ амфиболит-гнейсового комплекса. U-Pb SHRIMP возраст цирконов из плагиогнейса – 614 ± 15 млн лет [8]; время ретроградных метаморфических преобразований датировано в 246 ± 68 млн лет и 234 ± 9 млн лет [5, 8].

6. Г.Е. Некрасовым изучены реликты глубинных метамафитов в габброидах комплекса (2), датированные Pb-Pb термоизохронным методом мезоархеем – палеопротерозоем (2.9–1.9 млрд лет) [6]. Эти данные требуют подтверждения другими методами изотопного датирования.

Комплексы (1), (2), (3) несут очевидные признаки образования в обстановке островной дуги [3, 8]. Плагиограниты комплекса (3) проявляют геохимические свойства адакитов и могли формироваться (вместе с вмещающими вулканогенно-осадочными накоплениями) в преддуговой обстановке [8]. Ультрамафиты и мафиты (метамафиты) комплекса (4) интерпретируются как расслоенные кумулятивные образования в глубинной плутонической камере островной дуги [7, 1]. Альтернативно, Г.Е. Некрасов рассматривает этот комплекс в качестве интрузии в пограничной зоне мантия–кора при рифтогенезе коры Арктического (Чукотского) континентального массива.

По особенностям состава, возраста и степени метаморфизма доюрские комплексы хребта Пекульней могут рассматриваться как фрагменты энсиалической *Палео-Пекульнейской дуги*, развитие которой про-

слеживается от позднего (?) карбона до триаса включительно, и её позднедокембрийского фундамента. Изотопные датировки позволяют наметить несколько важных временных рубежей, отражающих проявление эндогенных событий: 1) средне-поздне-неопротерозойский метаморфизм пород фундамента (датировка цирконов из плагиогнейса, а также многочисленных ксеногенных зёрен циркона из плагиогранитов комплекса (3) – 540–650 млн лет, 700–800 млн лет [8]); 2) конец каменноугольного периода – плутонический магматизм, внедрение и ранний метаморфизм габбро-плагиогранитной и дунит-пироксенит-метагаббровой серий; 3) средний–поздний триас – формирование интрузий плагиогранитов, низкофациальный метаморфизм пород Бычинского и гнейс-амфиболитового (возможно, и вулканогенно-осадочного) комплексов.

Многие аспекты истории формирования постулируемой дуги, строения, состава и возраста породных ассоциаций остаются неясными, и сохраняется актуальность задачи дополнительного изучения и датировки рассмотренных выше комплексов пород.

Литература

1. *Базылев Б.А., Леднева Г.Н., Ишиватари А.* Высокобарические ультрамафиты в нижнекоровых породах Пекульнейского комплекса, центральная Чукотка // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 4. С. 372–388.
2. *Жуланова И.Л.* Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 302 с.
3. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
4. *Некрасов Г.Е.* Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней // *Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя*. СПб.: ИП Каталкина, 2007. С. 231–234.
5. *Некрасов Г.Е., Журавлёв Д.З.* Sm-Nd изотопная система в породах нижней коры южной части хребта Пекульней (поздние мезозойды Чукотки) // *ДАН*. 2000. Т. 372. № 3. С. 373–377.
6. *Некрасов Г.Е., Сумин Л.В.* Мелакратовый фундамент хребта Пекульней и его Pb-Pb термомозохронный возраст // *Очерки по геологии СЗ сектора Тихоокеанского тектонического пояса*. М.: Наука, 1987. С. 183–199.
7. *Паланджян С.А., Дмитренко Г.Г., Акинин В.В.* Минералы платиновой группы в хромититах из дунит-клинопироксенитовой ассоциации хребта Пекульней, Анадырско-Корякский регион // *ДАН*. 1996. Т. 346. № 3. С. 368–371.
8. *Паланджян С.А., Хаясака Я.* Новые данные по раннемезозойскому магматизму Пекульнейско-Золоторгской островодужной системы (крайний Северо-Восток Азии): SHRIMP U-Pb датирование цирконов из плагиогранитов хребта Пекульней // *ДАН*. 2015. Т. 464. № 1. С. 80–84.
9. *Nokleberg W.J. et al.* Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. U.S. Geological Survey Prof. Paper. 2000. V. 1626. 122 p.

Механизм образования ультра-горячих орогенов при докембрийской коллизии: результаты 2D моделирования

Докембрийская коллизия и ее вклад в образование ультра-горячих орогенов (классификация [1]), ультравысокотемпературных (УНТ, температуры метаморфизма более 900 °С) гранулитов и рост земной коры относятся к числу наиболее дискуссионных тем в современной геологии [2]. В настоящее время накоплено немало свидетельств в пользу того, что периоды наиболее активного роста ювенильной континентальной коры и регионального УНТ метаморфизма совпадают по времени с этапами амальгамации докембрийских суперконтинентов. Следовательно, конвергенция континентальных плит в ходе объединения континентов может создавать аномально высокие температуры регионального метаморфизма, а также условия для эффективной магматической активности, необходимой для роста континентальной коры. Особенности коллизии континентальных плит в докембрии, приводящие к возникновению ультрагорячего орогенеза, демонстрируются в данной работе (см. также [3]).

Метод. При петролого-термомеханическом моделировании использовался расчетный код Т.В. Гери [4], основанный на методе конечных разностей на недеформируемой смещенной сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке и многосеточного метода. В моделях заложена деформация среды под действием приложенных тектонических сил. При этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде с учетом массовых сил, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов от адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается также влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление, миграция флюидов и расплавов и формирование континентальной коры. В

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; alp@geol.msu.ru

² Институт экспериментальной минералогии России РАН, Черноголовка, Россия; oleg@iem.ac.ru

³ Университет «Дубна», г. Дубна, Московская область, Россия; vszakharov@yandex.ru

⁴ Университет Йоханнесбурга, Отдел геологии, Йоханнесбург, ЮАР; asmit@uj.ac.za; dirkvr@uj.ac.za

⁵ Швейцарский федеральный технологический институт, Отделение наук о Земле, Цюрих, Швейцария; taras.gerya@erdw.ethz.ch

моделях задается реалистичная вязко-пластическая реология пород. Для описания литологической структуры модели используются маркеры.

Начальные условия модели. Задавались две маломощные континентальные литосферные плиты с континентальной корой мощностью 30 км и литосферной мантией мощностью 70 км. Между этими плитами находился океанический бассейн, имеющий ширину 300 км и океаническую кору мощностью 20 км. Плотность литосферной мантии задавалась равной плотности астеносферы, а температура мантийной адиабаты бралась на 150 °С превышающую современную [2]. Принудительная конвергенция со скоростью 10 см/год приводила к субдукции океанической литосферы, которая после закрытия морского бассейна сменялась коллизией. В дополнительных сериях численных экспериментов проводилось исследование влияния таких параметров как скорость конвергенции, мощность литосферной мантии и коры, плотности литосферной и астеносферной мантии, а также температуры мантии.

Результаты моделирования. Численные эксперименты показывают (рисунок), что коллизия двух относительно тонких континентальных плит с фертильной мантией на начальной стадии приводит к образованию короткоживущего (~1 млн лет) "холодного" орогена (аналога современных орогенов). Впоследствии он поглощается долгоживущим ультрагорячим аккреционным орогеном с температурой на границе Мохо до 1100 °С. "Подстилаемый" горячей и частично расплавленной астеносферной мантией, ороген расширяется со скоростью ~10 см/год в сторону субдуцирующего литосферного блока. Несмотря на обстановку коллизии, орогенез носит аккреционный характер.

Орогенез контролируется деляминацией и откатом субдуцирующей литосферной мантии и нижней коры, что приводит к подъему под ороген горячей астеносферной мантии. Над субдуцирующей частью плиты возникает очень быстрая конвективная ячейка, в которой горячая мантия поднимается в направлении противоположном движению плиты. За счет этого происходит быстрый разогрев фронтальной части орогена, что создает условия для существенной переработки (метаморфизм, частичное плавление) пород верхней и средней коры, а также их осадков. Нижний слой орогена сложен преимущественно новой ювенильной корой, представленной метабазами, т.е. метаморфизованными при высоких и ультравысоких температурах продуктами плавления астеносферной мантии. Общий объем корового вещества при этом сокращается за счет потери нижней коры субдуцирующей плиты, которая, минуя ороген, погружается в мантию. В верхней части орогена преобладают вулканиты основного и ультраосновного состава и тоналит-трондьемитовые гнейсы (ТТГ). Таким образом, ороген состоит из

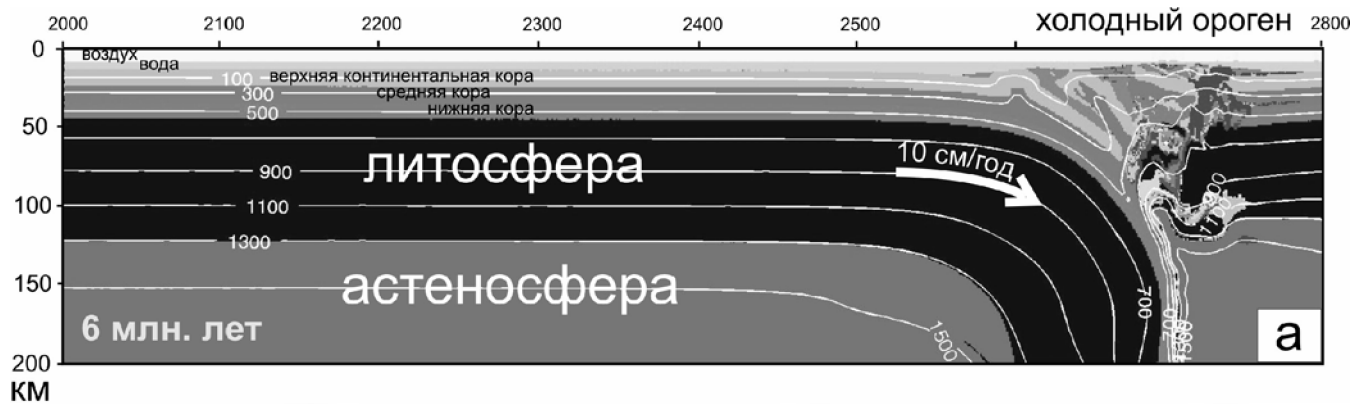


Рисунок. Результаты 2D численных экспериментов, показывающие механизм докембрийского аккреционного орогенеза в ходе принудительной конвергенции плит со скоростью от 10 см/год, температуре мантии, превышающей современную на 150 °С, мощности континентальной коры 30 км и литосферы – 100 км без контраста плотности между литосферой и астеносферой. (а) формирование холодного орогена с утолщенной корой, (б) формирование ультрагорячего аккреционного орогена с температурой в основании до 1100°С. Модель показывает отступление деламинирующей погружающейся плиты и подъем горячей астеносферы под расширяющийся ороген. Детали в тексте

большого разнообразия горных пород, включающих новообразованные метабазиты и метаосадки, дезинтегрированные блоки ранней коры и продукты плавления коры (ТТГ) и мантии. Примечательно, что скорость разрастания орогена практически не зависит от скорости конвергенции плит, т.к. в значительной степени определяется скоростью отката субдуцирующей плиты. Размер ультрагорячего орогена определяется продолжительностью принудительной конвергенции со времени зарождения орогена.

Стабильность ультрагорячего орогена в значительной степени определяется относительно малыми мощностями континентальной коры и литосферы, вовлеченными в конвергенцию, и высокой (по сравнению с кратонами) плотностью литосферной мантии. Увеличение мощности континентальной коры и субконтинентальной литосферной мантии, пластичности литосферной мантии, а также снижение температуры мантии и подошвы континентальной коры способствуют формированию холодных коллизионных орогенов современного типа с толстой корой, ограниченной магматической активностью и пониженными температурами метаморфизма.

Результаты численного моделирования показывают, что в зависимости от вещественной и тепловой структур взаимодействующих континентальных блоков в докембрии могли формироваться как холодные, так и ультра-горячие орогены.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14-17-00581) с использованием суперкомпьютеров Научно-исследовательского вычислительного центра МГУ (проект № 564) и Швейцарского национального суперкомпьютерного центра в ЕТН, Цюрих.

Литература

1. *Chardon D., Gapais D., Cagnard F.* Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic // *Tectonophysics*. 2009. V. 477. P. 105–118.

2. Gerya T. Precambrian geodynamics: concepts and models // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 442–463.

3. Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., van Reenen D.D., Zakharov V.S., Gerya T.V. Precambrian ultra-hot orogenic factory: making and reworking of continental crust // Tectonophysics (in press)

4. Gerya T.V., Yuen D.A. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel "cold plumes" at subduction zones// Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 212. P. 47–62.

А.Ю. Песков¹, М.В. Архипов¹, А.Н. Диденко^{1,2}

Палеомагнитные исследования мезозойских осадочных пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса

В работе представлены результаты петро- и палеомагнитных исследований осадочных отложений ранне-среднемеловой аккреционной призмы (Киселевско-Маноминский террейн) и ранне-среднемеловой островной дуги (Кемский террейн), входящих в состав Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

Силасинская свита (Киселевско-Маноминский террейн)

Объектом исследований явились альб-сеноманские осадочные отложения грауваккового комплекса силасинской свиты, входящей в состав готерив-сеноманских вулканогенно-осадочных образований Нижнего Приамурья (северная часть Сихотэ-Алинского орогенного пояса, район оз. Удыль) [4]. Большинство пород грауваккового комплекса представлены Альб-сеноманскими песчаниками и алевролитами, которые относятся к Киселевско-Маноминскому террейну. Последний, по современным представлениям, интерпретируется как фрагмент ранне-среднемеловой аккреционной призмы [1, 2, 6].

Для образцов пород силасинской свиты (сайты D14/22 и D14/24) была проведена детальная термомагнитная чистка (Т-чистка) до температуры 600 °С. Температурный диапазон последней, а также шаг нагрева (от 5 до 100 °С) определялись с учетом данных термомагнитного анализа. В процессе палеомагнитной чистки, как правило, выделяется две компоненты намагниченности: низко- и высокотемпературная. Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется в интервале

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск; lescha-ogr-31@mail.ru; mishania186@mail.ru

² Геологический институт РАН, Москва; alexei_didenko@mail.ru

температур от 450 до 600 °С и имеет две опции полярности. Данная компонента намагниченности является «доскладчатой», на что указывает положительный палеомагнитный тест складки. По всем образцам было рассчитано среднее направление намагниченности (в прямой опции полярности): $D_s = 269.0^\circ$, $I_s = 33.7^\circ$ $K = 13.7$, $a_{95} = 7.8^\circ$. Для расчета величины занижения наклона намагниченности в изученных осадочных породах была исследована зависимость между анизотропией начальной магнитной восприимчивости и наклоном намагниченности [7]. В результате расчетов величина занижения наклона намагниченности составила 20° .

Таким образом, для расчета координат палеомагнитного полюса использовались следующие значения высокотемпературной компоненты намагниченности: $D_s = 269.0^\circ$, $I_s = 53.7^\circ$ $K = 13.7$, $a_{95} = 7.8^\circ$. Координаты рассчитанного палеомагнитного полюса на время формирования пород составили: $Plat = 19.5^\circ$, $Plong = 81.6^\circ$, $dp = 10.9^\circ$, $dm = 7.7^\circ$. Полученный полюс находится южнее (порядка 50°) от сегмента траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Евразии на данный интервал времени. Палеоширота формирования осадочных пород силасинской свиты Киселевско-Маноминского террейна составляет 34.5° с.ш.

Кемская свита (Кемский террейн)

Объектом исследования являлись осадочные породы верхней подсвиты кемской свиты. Верхнекемская подсвита образована позднеальбскими пачками ритмичного чередования песчаников и алевролитов, а также содержит самостоятельные пласты песчаников, алевролитов и подводно-оползневых образований [3]. Данные породы относятся к Кемскому террейну, который представляет собой фрагмент тылово-дужной части готерив-альбской островной дуги [5].

Для коллекции образцов кемской свиты была применена детальная чистка переменным магнитным полем (Н-чистка). Термомагнитная чистка оказалась неэффективной для большинства изученных пород, т.к. в ходе неё не удалось выделить стабильный палеомагнитный сигнал. Диапазон магнитной чистки составил от 1 до 92 мТл с шагом от 2 до 4 мТл. В ходе исследований, как правило, выделяются две компоненты намагниченности: нестабильная и стабильная.

Выделенная стабильная компонента намагниченности имеет «доскладчатый» возраст, на что указывает положительный тест складки. Среднее направление стабильной компоненты намагниченности имеет следующие значения: $D_s = 350.4^\circ$, $I_s = 54.5^\circ$ $K = 95.1$, $a_{95} = 12.7^\circ$. По последней были рассчитаны координаты палеомагнитного полюса: $Plat = 77.1^\circ$, $Plong = 354.5^\circ$, $dp = 17.9^\circ$, $dm = 12.6^\circ$. Палеоширота формирования изученных пород кемской свиты составила 35° с.ш., что сопостави-

мо с расчетной палеоширотой формирования пород силасинской свиты (34.5°).

Таким образом, можно заключить, что породы силасинской свиты Киселевско-Маноминского террейна (ранне-среднемеловая аккреционная призма) и кемской свиты Кемского террейна (ранне-среднемеловая островная дуга) формировались на одинаковых широтах (около 35° с.ш.) и были аллохтонны по отношению к палеоконтиненту.

Работа выполнена при финансировании Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-03171) и Российского научного фонда (проект № 16-17-00015).

Литература

1. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20–40.

2. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.

3. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 5. С. 1–20.

4. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации) / Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.

5. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Малиновский А.И. Базальты кемской свиты Приморья // Мезозойские и кайнозойские магматические образования Дальнего Востока: (Материалы Пятого Дальневост. регион. петрогр. совещ.). Хабаровск, 2001. С. 43–45.

6. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.

7. Correcting for paleomagnetic inclination shallowing in magnetite-bearing clay-rich soft sediments with the aid of magnetic anisotropy and uniaxial compression experiments / Bradbury N., Hon B.Se. (eds.). Newfoundland: Department of Earth Sciences, 2005. 92 p.

**Фрагменты докембрийских офиолитов в структуре
позднепалеозойского Уральского орогена на Среднем
и Северном Урале: новые данные**

Плутонические породы офиолитовой ассоциации – габбро и перидотиты, прорываемые комплексами параллельных долеритовых даек и пространственно ассоциирующие с базальтовыми толщами, довольно широко распространены в краевых частях Тагильского палеоостроводужного блока, а также входят в состав аллохтонных тектонических пластин в пределах Восточно-Уральской структуры. Данные о возрасте плутонических пород офиолитов, начали появляться только в последние 5–10 лет и, как оказалось, датировки габбро и перидотитов далеко не всегда соответствуют возрастам пространственно ассоциирующих с ними базальтов. В частности, в западной части Тагильской структуры, хорошо известна офиолитовая ассоциация, представленная дунит-гарцбургитовым салатимским и габброидным кошминским комплексами; габбро прорываются мариинским комплексом параллельных даек, который, в свою очередь, перекрывается позднеордовикскими базальтами нижней части шемурской свиты. Изотопно-геохронологические исследования дайкового комплекса не проводились, а Sm-Nd изохронный возраст метаморфизованного габбро (прорываемого дайками) определялся нами в трех точках – в западном обрамлении Ялпингньерского массива Платиноносного пояса Урала (ППУ) – 556 ± 32 млн лет, в скрине среди комплекса «дайка в дайке» западнее Помурского массива ППУ – 581 ± 44 млн лет, а также севернее Кытлымского массива – 574 ± 54 млн лет. Серпентинизированные гарцбургиты салатимского комплекса также прорываются дайками долеритов. Изотопно-геохронологические исследования базальтоидных брекчий, тела которых секут ультрамафиты салатимского комплекса в пределах Сертыньинского массива, показали наличие трёх групп цирконов: архейских (2605 и 2659 млн лет), раннепротерозойских и рифейских (1713 и 1200 млн лет), а также позднерифейско-раннекембрийских (617, 561 и 530 млн лет); более молодые цирконы не были обнаружены [8]. Нами при изучении мантийных гарцбургитов Салатимского массива был установлен модельный Sm-Nd возраст этих пород – $T_{DM} = 1076$ млн лет. Приведенные данные позволяют предположить, что мантийные ультрамафи-

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия; Georg_Petrov@mail.ru; y-ronkin@mail.ru; maslov@igg.uran.ru

ты могли быть выведены на коровый уровень в доордовикское время. Кроме докембрийских габбро офиолитового типа, в западной части Тагильской структуры присутствуют тектонические пластины гранат-содержащих плагиогнейсов и амфиболитов, имеющих геохимические параметры, сближающие их с вулканитами примитивных островных дуг. Sm-Nd изохронный возраст гнейсов 573 ± 46 млн лет, конкордантный U-Pb возраст выделенных из них цирконов – 571 ± 31 млн лет (авторские данные). В восточной части Тагильской структуры также известна офиолитовая ассоциация, в состав которой входят дунит-гарцбургитовый серовский, дунит-верлит-клино-пироксенит-габбровый устейский, долеритовый язьвинский комплексы и позднеордовикско-раннесилурийские базальты нижней красноуральской свиты. По нашим данным, габбро устейского комплекса при этом имеют вендский возраст, что обосновано Sm-Nd изохронами 566 ± 27 и 540 ± 26 млн лет.

В пределах Восточно-Уральской структуры, как и в смежной Тагильской, присутствуют дунит-гарцбургитовые и пространственно ассоциирующие с ними габброидные комплексы, фрагменты комплексов параллельных долеритовых даек, метаморфизованные базальты. Габбро-пери-дотитовые пластины входят в состав сложно построенных тектонических покровов, где пространственно ассоциируют с ордовикскими (?), силурийскими и девонскими интрузивными, вулканогенными и осадочными образованиями и прорываются интрузиями каменноугольных и пермских орогенных гранитов. В пределах наиболее крупного и наименее переработанного орогенными процессами Алапаевского массива (тектонической пластины), сложенного перидотитами, дунитами и габбро, нами определен Sm-Nd изохронный возраст амфибол-соссюритового метагаббро – 579 ± 42 млн лет. U-Pb данные для зерен цирконов из вкрапленных хромитовых руд, залегающих среди перидотитов, соответствуют двум кластерам, имеющим конкордантные возраста 588 ± 16 и 428.5 ± 8.5 млн лет. Полученное по цирконам значение возраста 588 ± 16 млн лет в пределах погрешностей анализа соответствует Sm-Nd возрасту габбро этого же массива (579 ± 42 млн лет) и, вероятно, отвечает эпохе деплетирования верхней мантии, сопровождаемой формированием хромитовых залежей, и одновременной кристаллизации габброидного комплекса в нижней коре. Позднее наши результаты были подтверждены другими исследователями. Так, при проведении ГДП-200 Алапаевской площади, И.И. Казаковым и Ю.Л. Ронкиным (устное сообщение) по фракциям плагиоклаза, амфибола, отобранным из амфиболового метагаббро Алапаевского массива и породе в целом, получена Sm-Nd изохрона 580 ± 14 млн лет, а исследование пироксен-амфиболовых габбро расположенного южнее Быстринского массива,

выполненное теми же авторами, позволило им построить Sm-Nd изохрону 587 ± 19 млн лет. Перечисленные датировки хорошо увязываются с данными Г.Н. Савельевой с соавторами [4], установившими по цирконам из хромитов Войкаро-Сыньинского габбро-перидотитового массива возраст 585 ± 6 млн лет (U-Pb метод SHRIMP-II). Несколько более молодые, но тем не менее доордовикские определения получены для Ключевского дунит-перидотитового массива, расположенного южнее Алапаевского – Sm-Nd эрохрона 514 ± 17 млн лет (СКВО = 2.4, n = 7) по валовым пробам дунитов, верлитов, оливиновых пироксенитов и габбро, а также монофракциям оливина и клинопироксена [6]. Вторая группа U-Pb данных по цирконам из хромитов Алапаевского массива, определяемая как 428.5 ± 8.5 млн лет, соответствует значению возраста амфиболовых габбро (428 ± 3.7 млн лет) из близлежащего Рефтинского комплекса параллельных долеритовых даек (U-Pb SHRIMP-II) [5]. Раннесилурийские цифры абсолютного возраста (441–449 млн лет) получены К.С. Ивановым с соавторами по цирконам из дунитов и оливиновых пироксенитов расположенного в той же зоне Ключевского массива (кумулятивный комплекс), и из мантийного дунит-гарцбургитового комплекса того же массива – 446.5 ± 7.1 млн лет [1]. Позднее было обнаружено, что в силурийских цирконах из офиолитовых габбро указанного массива содержатся микровключения минералов группы эпидота, а также тремолита и эденита, что указывает на метаморфическое происхождение изученных цирконов [7].

Таким образом, приведенные выше данные, на наш взгляд, указывают на присутствие среди палеозойских комплексов уралид тектонических фрагментов, сложенных породами доордовикских палеоспрединовых структур. Об этом же свидетельствуют и результаты изотопно-геохронологических исследований ультраосновных массивов в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале. Так, по данным [9], для хромитов из лерцолитов Миндякского массива получена Re-Os датировка 1250 ± 80 млн лет, Sm-Nd возраст перидотитов при этом составил 882 ± 83 млн лет; возраст габбро, пространственно ассоциирующих с ультрамафитами, определяется Re-Os изохронами 804 ± 37 , 476 ± 19 и 447 ± 20 млн лет, а также Sm-Nd изохроной 540 ± 18 млн лет. Присутствие среди палеозойских толщ тектонических фрагментов только нижней части докембрийского офиолитового разреза (мантийных и нижнекоровых перидотитов и габбро) и отсутствие докембрийских долеритовых, базальтовых и кремнистых образований вероятно связано с недостаточной изученностью возраста метадолеритов комплексов «дайка в дайке» и «немых» metabазальтовых толщ, тектонические фрагменты которых пространственно ассоциируют с блоками плутонических пород офио-

литовой ассоциации. Часть докембрийских субокеанических вулканогенных и осадочных пород, вероятно, вошла впоследствии в состав протолита палеозойских метаморфических комплексов, например, Сысертского [3] и Уфалейского [2].

Литература

1. *Иванов К.С., Краснобаев А.А., Смирнов В.Н., Берзин С.В.* Цирконовая геохронология мантийных ультрамафитов Ключевского массива Урала // ДАН. 2013. Т. 452. № 4. С. 419–423.
2. *Краснобаев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В., Чередниченко С.В., Давыдов В.А.* Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов Уфалейского комплекса // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 273–279.
3. *Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З.* Sm-Nd изотопная система Сысертского гнейсово-мигматитового комплекса // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 135–139.
4. *Савельева Г.Н., Суслов И.В., Ларионов А.В.* Вендские тектоно-магматические события в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала: данные U-Pb датирования циркона из хромититов // Геотектоника. 2007. № 2. С. 23–33.
5. *Смирнов В.Н., Иванов К.С.* Силурийская датировка офиолитов восточной зоны Среднего Урала // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы международной конференции. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 198–200.
6. *Смирнов В.Н., Иванов К.С., Симонов В.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П.* О возрасте и генезисе платиноидсодержащего хромитового оруденения расслоенной части Ключевского массива // Петрогенезис и рудообразование (XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 291–293.
7. *Смирнов В.Н., Иванов К.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В., Хиллер В.В.* U-Pb датирование и изучение состава включений в цирконах из офиолитовых габбро Ключевского массива (Средний Урал): результаты и геологическая интерпретация // ДАН. 2016. Т. 468. № 5. С. 1–6.
8. *Шмелёв В.Р., Мон Ф.-С.* Петрогенезис и возраст базитов зоны Главного Уральского разлома на севере Урала // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 131–133.
9. *Tessalina S.G., Bourdon B., Gannoun A., Capmas F., Jean-Louis Birck J.L., Allègre C.J.* Complex proterozoic to paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals Iherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematic // Chemical Geology. 2007. V. 240. P. 61–84.

Формирование океанического бассейна котловины Макарова

Котловина Макарова входит в состав Американо-Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана и отделена от Евразийского бассейна хребтом Ломоносова. Со стороны Гренландско-Эльсмирского шельфа в котловину Макарова открывается глубокое ущелье Марвин. Абиссальная равнина в днище котловины очерчивается изобатой 3800 м. Лишь на отдельных, незначительных по площади участках глубины в котловине превышают 4000 м. Дно котловины плоское, выровненное, осложнено протяженной асимметричной грядой высотой около 800 м, которая продолжает в западном направлении отрог Марвин. Вместе с котловиной Подводников котловина Макарова образует протяженную пониженную область между хребтами Ломоносова и Альфа-Менделеева. Гипсометрический уровень морского дна котловины Макарова практически совпадает с гипсометрическим уровнем глубоководного морского дна котловины Нансена и Канадского бассейна.

Работами [3–5], было установлено, что мощность осадочного чехла в бассейне достигает 2–4 км. Фундамент бассейна имеет грядово-троговый рельеф, причем гряды и трогги фундамента имеют широтное простирание [4].

Субширотные магнитные аномалии, выявленные в котловине Макарова (рис. 1), первоначально, по результатам аэромагнитной съемки, были признаны спрединговыми [6]. Последующий анализ показал, что градиентные зоны этого направления связаны, скорее всего, с дизъюнктивной тектоникой. Полосовые аномалии, похожие по характеру и амплитуде на аномалии спрединговых океанических бассейнов, были отмечены в западной части котловины [2].

В 2014 г. в центральной части Арктического бассейна были выполнены сейсмические исследования МОВ-ОГТ. Два профиля, 2014-06 и 2014-07, пересекли котловину Макарова с юга на север и с запада на восток (рис. 1). Исследованиями 2014 г. также установлено, что общая мощность осадочного слоя в котловине Макарова составляет более 2 км.

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия; apiskarev@gmail.com; bezdv88@gmail.com; smimov.olegevg@gmail.com

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

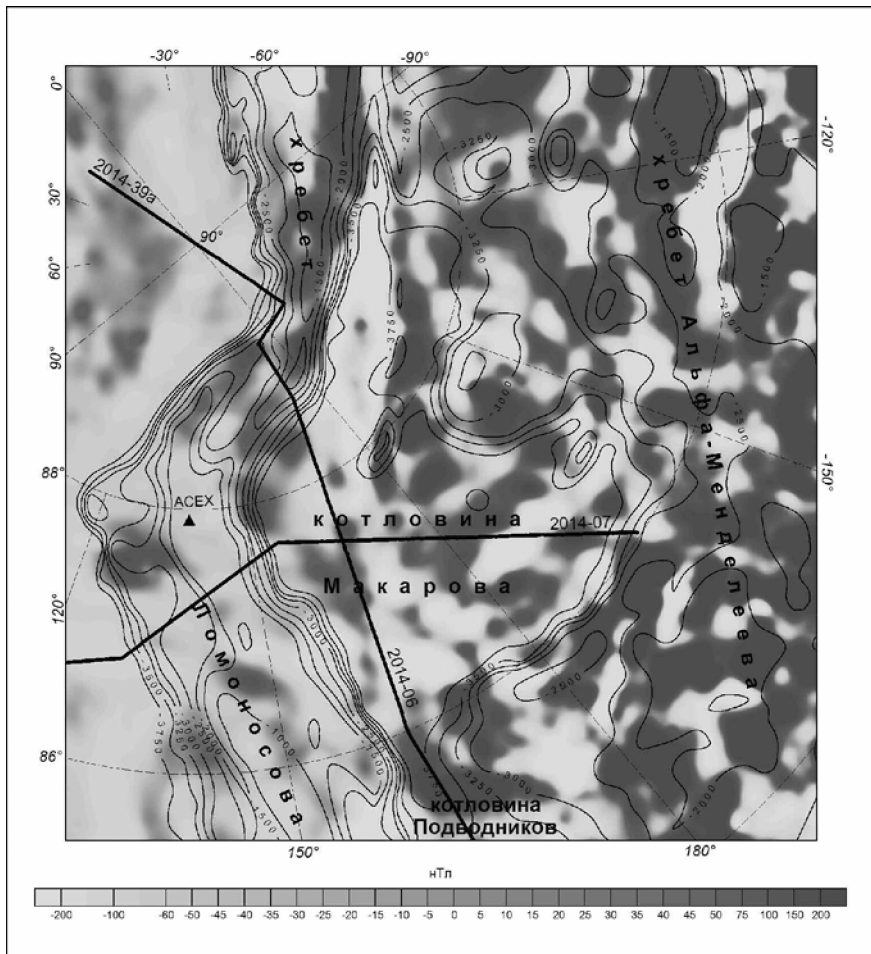


Рис. 1. Аномальное магнитное поле и батиметрия котловины Макарова и сопредельных структур. Черные линии – положение профилей МОБ ОГТ 2014 года, треугольник – положение скважины АСЕХ 2004 года.

Стратиграфия осадочного чехла котловины Макарова опирается, как и в упомянутых более ранних работах, на корреляцию сейсмических горизонтов, протягивающихся от скважины АСЕХ 2004 года. В котловине уверенно прослеживается региональное предмиоценовое несогласие, подстилающее гемипелагические миоцен-четвертичные отложения. Палеогеновый комплекс, ограниченный снизу посткампанским несогласием, здесь незначителен по мощности. Он подстилается верхнеме-

ловыми, а возможно, и более древними осадками. Их нестратифицированный характер соответствует сейсмостратиграфическому типу синрифтового комплекса (рис. 2).

Скоростная модель МОВ-МПВ, использованная для финального пересчета временного разреза МОВ-ОГТ 2014-06 в глубинный разрез включает следующие комплексы (сверху–вниз):

– Комплекс гемипелагических отложений над региональным предмиоценовым несогласием (миоцен-четвертичный комплекс) со скоростями Р-волн в котловине Макарова в пределах 1.9–2.3 км/с. Мощность комплекса изменяется по латерали от ~0.5 км на краю котловины Подводников до ~1.5 км в депоцентре котловины Макарова.

– Комплекс меловых отложений под региональным несогласием (в данном случае под практически слившимися предмиоценовым и посткампанским несогласиями – RU+pCU). Комплекс характеризуется скоростями Р-волн от 2.2–2.3 км/с на краю котловины Подводников до 2.8–3.3 км/с в депоцентре котловины Макарова и мощностями от 0.7–1 км, до 2.1 км соответственно. Исключение составляют локальные поднятия акустического фундамента, где толщина меловых осадков сокращается до нескольких сотен или даже десятков метров.

– Комплекс акустического фундамента (с включением, по видимому, метаосадочных образований) со скоростями Р-волн 4.2–4.6 км/с. В районе склона котловины Подводников в котловину Макарова в акустическом фундаменте наблюдается высокоскоростная аномалия 4.8–5.2 км/с. Толщина комплекса варьирует в пределах 2–3 км, сокращаясь до нескольких сотен метров в депоцентре котловины Макарова.

По данным моделирования вдоль профиля МОВ ОГТ 2014-06 мощность верхней коры в котловине Макарова оценивается равной 3–6 км, нижней – 3–4 км. В пределах верхней мантии под котловиной введен блок разуплотненной мантии с плотностью 3.0 г/см³. Наличие разуплотненной мантии под зонами спрединга является характерной особенностью этих зон. Общая мощность земной коры по результатам моделирования составляет 10–12 км, что соответствует и сейсмическим данным по профилю ГСЗ ТрансАрктика – 1989–1991, также пересекающему котловину Макарова.

Можно констатировать, что в части бассейна Макарова океаническая кора формировалась в палеоценовое время, в то время как формирование большей части фундамента бассейна происходило не позднее раннего мела. Котловину Макарова можно рассматривать как микроокеанический бассейн с океаническим типом коры типа pull-apart внутри области Центрально-Арктических поднятий Американо-Арктического бассейна. По мнению Н. Богданова [1], впадина pull-apart была шире современной котловины

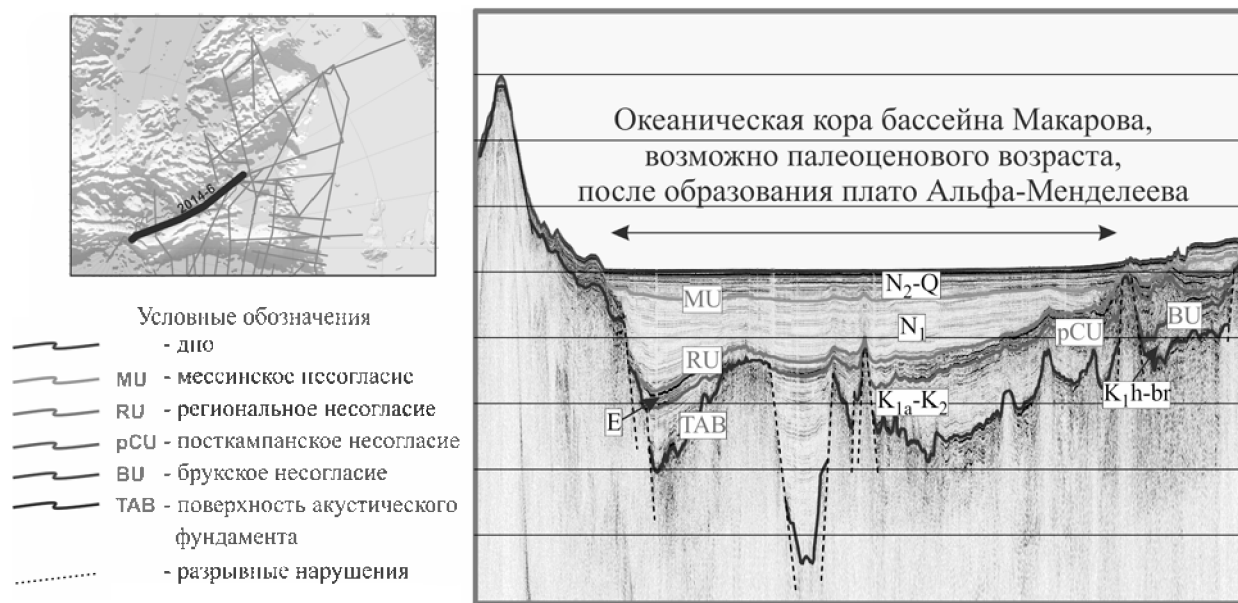


Рис. 2. Разрез МОВ-ОГТ вдоль профиля 2014-06

Макарова. Возможно, начальное открытие котловины происходило одновременно с раскрытием Канадской котловины.

Литература

1. *Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
2. *Пискарев А.Л.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана / Ред. Ю.Е. Погребницкий. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология; Т. 203. СПб., 2004. 134 с.
3. *Jokat W.* The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // *Geophys. J. Intern.* 2005. V. 163. P. 698–726.
4. *Langinen A., Lebedeva-Ivanova N., Gee D., Zamansky Yu.* Correlations between the Lomonosov Ridge, Marvin Spur and adjacent basins of the Arctic Ocean based on seismic data // *Tectonophysics.* 2009. V. 472. P. 309–322.
5. *Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G., Sergeev M.B.* Crustal structure of the East Siberian continental margin, Podvodnikov and Makarov basins, based on refraction seismic data (TransArctic 1989–1991) // *Geological Society. London.* 2011. V. 35. N 26. P. 395–411.
6. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 6323–6333.

В.Ф. Подурушин¹

Восточно-Кольская кольцевая структура

Юго-восточную половину Кольского полуострова охватывает кольцевая структура (КС) диаметром около 230 км, которая ниже называется Восточно-Кольской. Ее граница на юге, востоке и северо-востоке ярко выражена современной береговой линией, рельефом поверхности коренных пород, а на прилегающей акватории Белого моря – мощностью четвертичных отложений. Отдельные разобщенные дугообразные сбросы изображались в этом секторе и ранее [1]. На юго-западе граница КС совпадает с нижним течением р. Варзуга, на западе и северо-западе – с водоразделом, по одну сторону которого реки текут на северо-восток (Воронья, Лица), по другую – на восток и юго-восток (Иоканга, Поной, Варзуга). Судя по геоморфологическим признакам, северный сегмент КС срезан субширотным разломом, определяющим также изгиб Хибино-Контозерской дизъюнктивной зоны и северные границы Хи-

¹ ООО "Газпром ВНИИГАЗ", пос. Развилка, Московская обл., Россия; vfp53@mail.ru

бинского и Ловозерского палеозойских щелочных массивов. Внутри Восточно-Кольской КС дневная поверхность в целом наклонена к юго-востоку; диаметр, совпадающий с линией падения, проходит по долине верхнего–среднего течения р. Поной и р. Снежница до одноименной губы Белого моря.

Описанная территория образует ядро КС, которое в Горле и Воронке Белого моря, а также в междуречье Варзуги и Умбы обрамляется двумя нечетко выраженными дугообразными фрагментами внешней зоны. Для более подробной характеристики последних материалов недостаточно, поэтому в дальнейшем изложении она не рассматривается.

Ядро КС включает преобладающую часть наиболее обширной на полуострове положительной аномалии магнитного поля [5]. По расчетам В.Н. Глазнева, кольцевой структуре в "гранулито-базитовом" мегаслое коры, в первую очередь в его подошве, отвечает изменение скорости сейсмических волн, а также снижение плотности с $2.6\text{--}2.7\text{ г/см}^3$ до $2.5\text{--}2.6\text{ г/см}^3$ на глубинном срезе – 10 км [2]. Мощность "гранулитобазитового" мегаслоя редуцирована, "гранитно-метаморфический" слой ано-мально утолщен [4].

Крупнейшие раннедокембрийские структуры на востоке Кольского полуострова имеют линейно-вытянутую (прогибы Колмозеро-Воронья, Имандра-Варзуга) или слабо удлинённую форму (Кейвский синклиниорий) [3]. Они ограничены разломами преимущественно северо-западного простирания и более или менее отчетливо пересекают границу Восточно-Кольской КС. Через центр кольцевой структуры проходит субширотный разлом, при приближении к которому наблюдается сначала значительное расширение, а затем срезание Кейвского синклинория, а также существенное изменение ширины прогиба Имандра-Варзуга. Кроме того, через центр КС пролегает полоса, содержащая вытянутые в северо-восточном направлении тела позднелопийско-карельских гранитных интрузий, контролируемых разломами [4]. Таким образом складывается впечатление, что архейские и раннепротерозойские структуры полуострова существовали до образования кольцевой структуры и определили ее положение в узле пересечения крупнейших дизъюнктивов.

Рифейские и палеозойские структурно-вещественные комплексы по отношению к Восточно-Кольской КС ведут себя иначе. Нижнерифейские образования в рассматриваемом районе достоверно не известны. Среднепозднерифейские грабены, в целом, обрамляют кольцевую структуру со стороны Белого моря или заканчиваются на ее границе.

Лишь отдельные мелкие апофизы незначительно внедряются внутрь окружности, где быстро выклиниваются (Варзугская моноклираль, Чапомский грабен). В результате среднерифейской фазы рифтогенеза

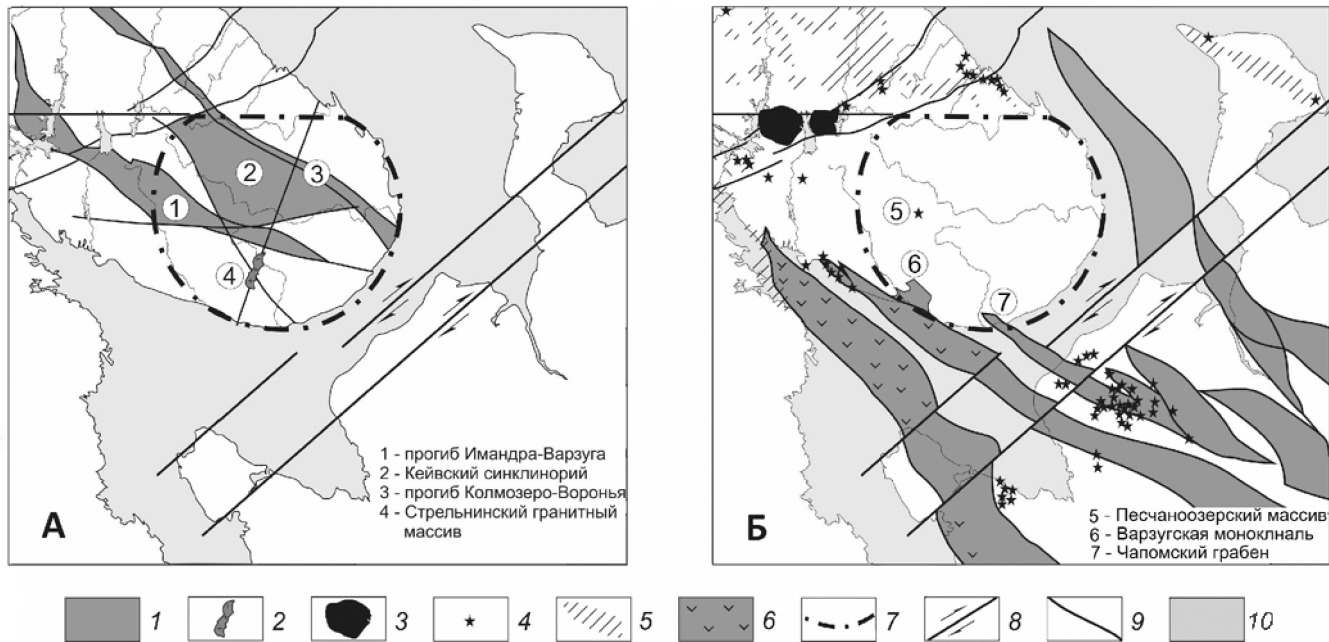


Рис. 1. Взаимоотношения Восточно-Кольской КС с раннедокембрическими (А) и рифейско-палеозойскими (Б) структурами Кольско-Беломорского региона

1 – раннедокембрические прогибы и синклиории, рифейские грабены; 2 – Стрельнинский гранитный массив; 3 – Хибинский и Ловозерский палеозойские интрузивные массивы; 4 – мелкие рифейские и палеозойские интрузии и трубки взрыва; 5 – области развития рифейских и палеозойских даек; 6 – области распространения рифейских вулканогенных пород; 7 – контур Восточно-Кольской кольцевой структуры; 8 – Беломоро-Вайгачская слвиговая зона; 9 – прочие разломы; 10 – акватории

Восточно-Кольская КС как единое целое была отодвинута от основного тела Восточно-Европейского кратона по Беломоро-Вайгачской зоне сдвигов с компонентой вращения против часовой стрелки [6]. Почти все рифейские и палеозойские интрузии (за исключением единственного Песчаноозерского массива), дайки и трубки взрыва, а также вулканогенно-осадочные толщи расположены в обрамлении КС. Следовательно, начиная с рифея, кольцевая структура вела себя как жесткое тело, повлиявшее на распространение процессов тектоно-магматической активизации, размещение изверженных пород. Также она оказала влияние на конфигурацию рифейского палеоокеана и иллюстрирует начальную стадию обособления террейна при океанообразовании, когда разрастающиеся рифты по преобладающей системе разломов огибают жесткий упор и блок, расположенный в его "тектонической тени".

Изложенные данные приводят к заключению, что Восточно-Кольская кольцевая структура возникла в конце раннего протерозоя, в период закрытия палеоокеана и коллизии палеоплит Фенноскандия и Волго-Уралия, образовавших Восточно-Европейский кратон [7]. Такие свойства КС как приуроченность корней к "гранулитно-базитовому" мегаслою коры, утолщение "гранитно-метаморфического" мегаслоя со снижением плотности его нижней части, высокая жесткость по отношению к более молодым деструктивным процессам, позволяют предполагать в качестве механизма формирования частичное плавление "гранулитно-базитового" мегаслоя, повлекшее гранитизацию кровли "гранулитно-базитов", а также прилегающей части "гранитно-метаморфического" мегаслоя. Возможно, апикальная часть этого магматического ареала выведена на поверхность в виде Стрельнинского гранитного массива возрастом около 1830 млн лет, сформировавшегося при анатексисе на глубине свыше 5–7 км в интервале температур 700–340 °С из водонасыщенных расплавов [4].

В рифее кольцевая структура контролировала пропагацию новообразованных рифтов и конфигурацию континентальной окраины, в позднем кайнозое – форму Белого моря.

Литература

1. Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
2. Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. 252 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 (Кировск) / Ред. Ю.Б. Богданов. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 2 л.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 (Кировск). Объяснительная записка / Отв. ред. К.Э. Якобсон. СПб.: МПР России, ВСЕГЕИ, 2001. 268 с.

5. Карта аномального магнитного поля (ΔT)а России и прилегающих акваторий. М-б 1:5 000 000. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.

6. *Подурушин В.Ф.* Геодинамика формирования среднерифейской Кольско-Мезенской рифтовой системы (север европейской России) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Четвертой тектонофизической конференции. М.: ИФЗ РАН, 2016 (в печати).

7. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., & Voloz Yu.A.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. // *Precam. Res.* 2008. V. 160. Is. 1–2. P. 23–45.

В.В. Покалюк, И.Э. Ломакин, Н.В. Шафранская¹

Черноморский бассейн – как сочетание пулл-апарт структур в системе Средиземноморско-Каспийского пояса

Появление большого количества новых данных о закономерностях пространственной ориентировки тектонолинеamentных ансамблей Планеты и строении дна океанов, не согласующихся с основными постулатами тектоники плит [5, 6, 12], провоцирует отказ все большего числа исследователей от ортодоксальных мобилистских представлений. Становление новых (в том числе комбинированных, синтетических) глобальных геотектонических гипотез, учитывающих как внутренние, так и внешние (ротационные) энергетические источники тектогенеза, объективно требует переоценки тектонических концепций формирования черноморской котловины.

Изучение современных высокоточных глобальных моделей цифрового рельефа континентов и дна океанов позволяет проводить линеamentный анализ крупных сегментов земной поверхности с различными уровнями генерализации. Изучение линеamentов наиболее высокого ранга, так называемых сквозных мегалинеamentов, дает возможность глубже понять взаимосвязь структурных ансамблей Черноморского бассейна и его окружения.

Черное море расположено в Средиземноморском поясе альпийской складчатости – поясовой структуре планетарного масштаба северо-за-

¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины, Киев, Украина; pvskan@ukr.net; igorlomakin@gmail.com; Shafranv@mail.ru

падного простираения – трансконтинентальном диагональном поясе планеты, «зоне глобальных сколов» по Л.М. Расцветаеву [9]. При ширине пояса около 1500 км и протяженности более 5000 км он характеризуется доминированием северо-западных направлений слагающих его структур и в целом правосдвиговым характером деформаций [9]. Глубоководные впадины Средиземного, Черного и Каспийского морей, а также внутриконтинентальные Мизийская и Паннонская депрессии, располагаясь внутри этого трансконтинентального правосдвигового пояса между системами субпараллельных и кулисных сдвиговых зон, и оконтуренные орогенными складчатыми поясами, имеют в этом аспекте однотипную структурную позицию.

К линеаментам наиболее высокого ранга (трансконтинентальным и трансрегиональным), образующим структурно-тектонический каркас Черноморского бассейна можно отнести четыре-шесть мегалинеаментов, относящихся к двум диагональным системам планетарной регматической сети – северо-западной и северо-восточной: Эльбско-Загросский, Боденско-Родопский, Кавказско-Копетдагский, Черноморско-Азовский, Северо-Анатолийский. Кроме этих главных мегалинеаментов можно указать еще Восточно-Анатолийскую и Северо-восточно-Анатолийскую разломные зоны (рисунок).

Нетрудно увидеть, что указанные мегалинеаменты, пересекаясь друг с другом, образуют систему ромбовидных блоков, в которые органически вписываются как отдельные глубоководные впадины Черного моря, так и Черноморский бассейн в целом. Следует обратить внимание на субпараллельность основных линейных морфоструктур и тектонолинеаментов региона, заложенных по системе долгоживущих и перманентно обновляемых дислокаций древнего заложения [4].

Указанные мегалинеаменты на значительной части своего простираения служат непосредственным ограничением черноморских глубоководных впадин. Огромная протяженность и прямолинейность мегалинеаментов указывает на их субвертикальность, а линейные ограничения впадин в двух взаимопересекающихся направлениях – на относительную малоамплитудность латеральных смещений. Отчетливо проявленное пространственное ромбовидное соотношение разломных зон легко объяснить кинематикой простого правого сдвига, где ориентировка северо-западных зон соответствует сколам R (в терминологии структурно-парагенетического анализа по Л.М. Расцветаеву [8]), а северо-восточных – сколам P; при этом направление главного скола L соответствует усредненной ориентировке всего альпийского пояса. Наблюдаемый структурный рисунок мегалинеаментов Черноморского бассейна фиксирует тектонические сколовые парагенезисы второй стадии про-

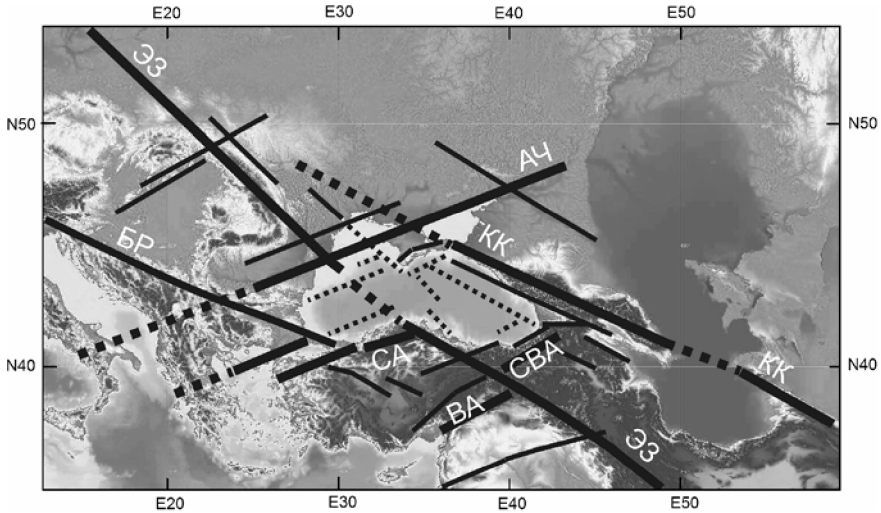


Рисунок. Схема важнейших линейментных зон Черноморского региона в общей структуре Средиземноморского складчатого пояса (с использованием схемы В.А. Буша, 1983[1]).

Мегалинеаменты: ЭЗ – Эльбско-Загросский, КК – Кавказско-Копетдагский, БР – Боденско-Родопский, АЧ – Азово-Черноморский, СА – Северо-Анатолийский, ВА – Восточно-Анатолийский, СВВ – Северо-восточно-Анатолийский

грессивной деформации в зоне сдвига (по С.Ю. Колодяжному [3]) – формирование Р-сколов, формирование трещин отрыва-Т и раскрытие-частичный раздвиг Р-сколов (мини-рифты), формирование мини-пулл-апартов. Линейные щелевидные грабены Черного моря – Синопский грабен, Туапсинский прогиб – занимают позиции соответственно структур трещин отрыва-Т и Р-сколов с растяжением. Участки развития складчатости в кайнозойских осадках в пределах акватории на противоположных "углах" мегаромба Черного моря (на востоке – Гурийский прогиб, Аджаро-Триалетская складчатая область, на западе – Бургаский, Нижне Камчийский прогибы) расположены в позициях сегментов сжатия и коробления (по аналогии с глиняными моделями при простом правом сдвиге [13]). Таким образом, участки щелевидных узких прогибов и линейной складчатости могут быть объяснены с позиций развития сдвиговой зоны без привлечения плейтктонических механизмов центрального рифтинга и субдукции.

Общая ромбовидная структура черноморских впадин и расположение их между эшелонированными сдвиговыми зонами, расположенными субпараллельно с кулисным перекрытием, рождает предположение

о подобии Черноморского бассейна структурам пулл-апарт – впадинам присдвигового и синдвигового растяжения. О подобии черноморских впадин и внутричерноморских структур меньшего ранга пулл-апарт структурам известны отрывочные упоминания [2, 7, 10]. Эти взгляды находят все большее число приверженцев, однако теоретически разработаны пока не достаточно. Морфологически и структурно Черноморский бассейн вполне соответствует присдвиговым пулл-апарт структурам, однако отличается, прежде всего, мегамасштабом. Большая часть типичных изученных пулл-апарт структур имеют протяженность до 100 км. Недавно появились сообщения о принадлежности окраинных морей западной части Тихого океана (Южно-Китайского, Японского, Курильского бассейнов) к синдвиговым пулл-апартам [11]. Исходя из иерархичности тектонических процессов, естественно существование пулл-апарт структур разного ранга. Размеры пулл-апарт бассейнов определяются в первую очередь шириной сдвигового изгиба или шириной разъединения (separation) между сдвиговыми кулисами и рангом последних. В случае Черного моря ширина разъединения между кулисами сдвиговых зон составляет от 200 до 400 км, что и определяет мегамасштаб впадин. Важным свидетелем, указывающим на принадлежность Черноморского бассейна к пулл-апартам является его "дочерняя" структура меньшего ранга, располагающаяся в непосредственной близости – внутреннее Мраморное море – типичный пулл-апарт бассейн, образованный между двумя кулисами Северо-Анатолийского разлома с шириной разъединения около 50 км [14, 15]. К числу вторичных пулл-апарт структур в акватории Черного моря могут быть отнесены Каркинитский прогиб, заложенный за пределами глубоководного бассейна на прилегающем шельфе, а также Сорокинский и Туапсинский прогибы, наложенные на Восточно-Черноморскую глубоководную впадину. Здесь следует учесть явные различия в истории формирования западной и восточной котловин моря.

К числу проблемных вопросов в пулл-апартной модели Черного моря относятся: 1) сочетание смежных разноориентированных глубоководных впадин (Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской); 2) механизм прогибания, который должен учитывать огромные размеры прогибающихся блоков. Первый вопрос должен решаться, по нашему мнению, исходя из сложного взаимодействия двух диагональных систем (северо-западной и северо-восточной) планетарной регматической сети мегатектоно-линеаментов. При ширине разъединения, значительно превышающей мощность жесткого слоя литосферы (эпизоны), в зону прогибания (междвигового растяжения) вовлекаются блоки (плиты) шириной сотни километров, своими корнями уходящими в мантию; по-

этому механизм прогибания может существенно отличаться от механизма прогибания пулл-апартов единичного сдвига, особенно с учетом неоднородностей верхней мантии. Вероятно, в данном случае уместно использование термина «мегапулл-апарат», подчеркивая, тем самым вовлечение в режим междвигового растяжения верхних частей мантии и отличие от типичных пулл-апартов единичного сдвига, затрагивающих лишь жесткую литосферу. Здесь открывается возможность объяснения особенностей формирования черноморских глубоководных впадин исключительно режимом междвигового растяжения без привлечения плейттектонических механизмов (режимов «начального рифтинга», «задугового эмбрионального спрединга» и т.п.). Впадину Черного моря достаточно обосновано можно рассматривать как систему разноранговых и разноориентированных междвиговых грабенов типа pull-apart, образованных в поле малосдвиговых деформаций.

Литература

1. Буш В.А. Трансконтинентальные линеаменты и проблемы мобилизма // Геотектоника. 1983. № 4. С. 14–25.
2. Занкевич Б.А., Шафранская Н.В. Тектоническая позиция зоны газовых факелов северо-западной части Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 3. С. 35–54.
3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические парагенезисы в осадках фанерозойского чехла среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. № 2. С. 1–22.
4. Краснощек А.Я. Пространственные особенности активизации глубинных разломов в западной части Черного моря // Геол. журн. 1989. № 1. С. 84–88.
5. Ломакин И.Э. Линеаменты дна Атлантического океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 2. С. 5–24.
6. Ломакин И.Э. Линеаменты дна Индийского океана // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2009. № 1. С. 5–14.
7. Смирнова М.Н. Особенности деформаций в реальной среде Черного моря // Фундаментальные проблемы геотектоники. Мат.-лы XL Тектонического совещания: Тез. докл. Москва: ГИН РАН, 2007. С. 215–218.
8. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Часть II. М.: Изд-во ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
9. Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 171–181.
10. Сенин Б.В., Никишин А.М., Амелин Н.В. и др. Отчет по программе морских научных работ «Изучение геологического строения докайнозойских отложений и глубинной структуры бассейна Черного моря». Геленджик: ОАО «Союзморгео», 2012. 139 с.

11. *Филатова Н.И.* Роль синсдвиговых бассейнов в системе окраинных морей запада Тихого океана / Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы XLI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 370–374.

12. *Фролов В.Т., Фролова Т.И.* Происхождение Тихого океана. 2-е изд., доп. М.: МАКС Пресс, 2011. 52 с.

13. *Atmaoui N.* Development of pull-apart basins and associated structures by the ridel shear mechanism: insight from scaled clay analogue models. Bochum, 2005. P. 94.

14. *Gürbüz A.* Geometric characteristics of pull-apart basins // LITHOSPHERE. 2010. V. 2. N 3. P. 199–206.

15. *Flerit F., Armijo R., King G.C.P., Meyer B., Barka A.* Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors // Geophys. J. Int. 2003. V. 154. P. 1–7.

А.И. Полетаев¹

Скрытые тектонические нарушения Северного Ледовитого океана (по данным линеаментного анализа)

Под скрытыми тектоническими нарушениями (СТН) – структурами земной коры понимаются [10] различные нарушения её слоёв, перекрытые (замаскированные) вышележащими отложениями или водами различных акваторий – озёр, морей и океанов, и проявляющиеся в поверхности земной коры не прямо, а косвенно, например, в виде различных спрямленных элементов рельефа её дневной поверхности или в рельефе дна акваторий.

Одним из наиболее эффективных методов поиска и выявления скрытых тектонических нарушений земной коры в настоящее время является линеаментный анализ [2, 6, 9, 12, 16].

С целью выявления скрытых тектонических нарушений (СТН) [10] акватории Северного Ледовитого океана был проведён визуальный линеаментный анализ физико-географической карты Северного полушария масштаба 1 : 25 000 000, выполненной в прямой азимутальной равнопромежуточной проекции Постеля [14].

В результате линеаментного анализа в строении акватории Северного Ледовитого океана были выделены четыре сегмента / сектора (рисунок), отличающиеся глубинами залегания поверхности земной коры, геологическим строением и тектонической эволюцией [1, 13]:

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова; aipoletaev@mail.ru

1. Канадский сектор, образованный Канадской котловиной, отделённой хребтами Альфа и Менделеева от впадин Макарова, Амундсена и Нансена, разделённых, в свою очередь, хребтами Гаккеля и Ломоносова.

2. Баренцево-Карский сектор, образованный акваториями Баренцева и Карского морей.

3. Гренландско-Норвежский сектор, образованный акваториями Гренландского и Норвежского морей.

4. Гренландский сектор, занятый островом Гренландия.

Канадский и Гренландско-Норвежский секторы – наиболее глубоководные: глубина Канадской впадины достигает 3800 м, Норвежского моря – 3970 м, Гренландского – 5527 м; Баренцево-Карский сектор – мелководный (глубина не более 600 м), Гренландский сектор – занимает остров Гренландия (высота над уровнем моря от 400–600 до 2000 м).

Наиболее сложное строение, как было указано выше, имеет Канадский сектор, который разделён на две части, т.е. на собственно Канадскую впадину, имеющую изометричную форму, и три глубоководные линейно вытянутые впадины – Нансена, Амундсена (глубина 4200 м) и Макарова (глубина до 4000 м), разделённые узкими, также прямолинейными хребтами – Гаккеля и Ломоносова.

Границей этих двух частей данного сектора «служат» хребты [1], а точнее сказать, поднятия [13] Альфа и Менделеева.

Границы между секторами / сегментами очень чёткие.

Канадский и Баренцево-Карский секторы / сегменты отделены от Гренландско-Норвежского и Гренландского секторов батиметрическим линеаментом, протягивающимся по линии Тромсё (Норвегия) – мыс Батерст (Канада).

Гренландский и Канадский секторы / сегменты отделены от Норвежско-Гренландского и Баренцево-Карского секторов батиметрическим линеаментом, протягивающимся по линии: северное «замыкание» Датского пролива – СВ «замыкание» моря Лаптевых.

В «области» пересечения этих двух протяжённых линеаментов находится поднятие Ермак, а к югу от точки пересечения расположен остров Шпицберген, треугольная форма которого обусловлена, вероятно, простираниями скрытых тектонических нарушений, индицируемых названными выше линеаментами.

Можно полагать, что область пересечения выделенных линейных структур – Тромсё (Норвегия) – мыс Батерст (Канада) и северное «замыкание» Датского пролива – СВ «замыкание» моря Лаптевых – представляет собой чётко выраженную узловую структуру, обладающую, скорее всего, повышенной раздробленностью и, следовательно, геодинамической подвижностью [5, 8, 11].

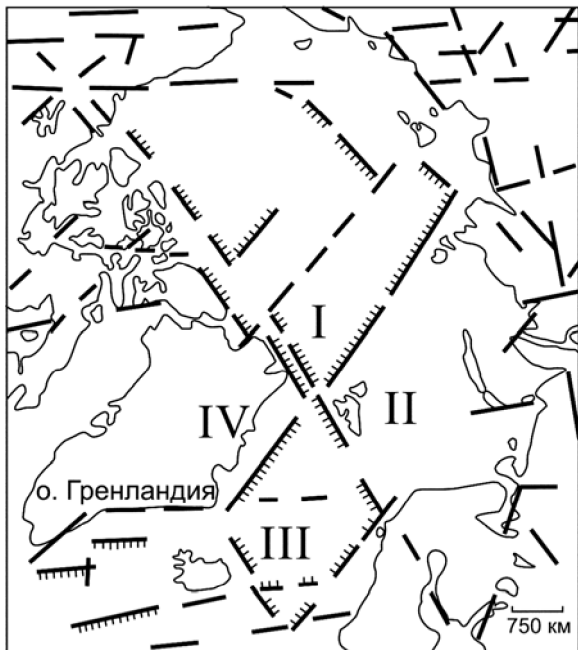


Рисунок. Скрытые тектонические нарушения акватории Северного Ледовитого океана (по данным линеаментного анализа). Жирные линии – линеаменты, выделенные по справочной карте Северного полушария м-ба 1 : 25 000 000, выполненной в прямой азимутальной равнопромежуточной проекции Постеля [14]; штрихи направлены в сторону более глубоководно-го сектора. I–IV – номера секторов: I – Канадский, II – Баренцево-Карский, III – Гренландско-Норвежский, IV – Гренландский

И последнее. Следует указать, что подобное сегментирование характерно не только для земной коры, например, Восточного полушария Земли [4, 7, 15], но и для других планет, например, Марса [3, 17].

Литература

1. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
2. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линеаментной тектоники. М.: Недра, 1986. 140 с.
3. Кочемасов Г.Г. Структуризация «Ньютоновских» планетарных масс «кеплевскими» орбитами и её отпечаток в земной тектонике и металлогении // Система планета Земля. Материалы научных семинаров. Нетрадиционные вопросы геологии. М.: РОО «Гармония», 1999. С. 177–182.

4. *Поletaев А.И.* Сейсмоструктура зоны Главного Копетдагского разлома. М.: Наука, 1986. 134 с.
5. *Поletaев А.И.* Узловые структуры земной коры. М.: МГП «Геоинформмарк», 1992. 52 с.
6. *Поletaев А.И.* Линеаментная тектоника земной коры – структурно-информационная основа карт новейшей геодинамики / Геология. Ч.П. Программа «Университеты России»: Направление П. Университеты как центры фундаментальных исследований. М.: МГУ, 1994. С. 181–185.
7. *Поletaев А.И.* Линеаментная делимость земной коры. М.: МГП «Геоинформмарк», 1994. 48 с.
8. *Поletaев А.И.* Узловые структуры земной коры: тектоника, геодинамика, магматизм // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 1999. Т. 11. С. 63–64.
9. *Поletaев А.И.* Линеамент / Большая Российская энциклопедия. М.: Научное издательство «Большая Российская энциклопедия», 2010. Т. 17. Лас-Тунас – Ломонос. С. 497.
10. *Поletaев А.И.* Скрытые структуры земной коры – генераторы природных и техногенных катастроф // Экологический вестник. 2011. №11. С. 41–48.
11. *Поletaев А.И.* Узловые структуры земной коры – участки повышенной сейсмоструктурной активности // Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики // Пятые Горшковские чтения. Материалы конференции. М.: МГУ, 26 апреля 2012 г. С. 19–22.
12. *Поletaев А.И.* Технологические возможности линеаментного анализа при выявлении скрытых тектонических нарушений // Международный журнал «Геотехника». 2014. № 3. С. 16–22.
13. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
14. Северное полушарие. Справочная карта. Прямая азимутальная равнопромежуточная проекция Постеля. М-6 1 : 25 000 000. М.: ГУГК при СМ СССР, 1979.
15. *Солюшкин В.Е., Фёдоров А.Е., Поletaев А.И.* Корреляция морфологии ядра Земли и планетарных геологических структур // ДАН. 1993. Т. 332, № 4. С. 479–481.
16. *Hobbs W.N.* Lineaments of the Atlantic border region // Bull. Geol. Soc. Amer. 1904. V. 15. P. 483–506.
17. *Pinet P., Chevrel S.* Spectral identification of geological units on the surface of Mars related to the presence of silicates from Earth-based near-infrared telescopic charge-coupled device imaging // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № b9. P. 14435–14446.

Растяжение земной коры Американо-Сибирского бассейна и прилегающего мелководного шельфа РФ на примере многоканальных сейсмических данных МОВ ОГТ

Результаты исследований МОВ-ОГТ, полученные начиная с 1980-х годов, показывают, что шельф моря Лаптевых, Восточно-Сибирского моря, Чукотского моря, хребет Ломоносова, котловина Подводников, поднятия Менделеева–Альфа, Чукотский бассейн и Чукотское поднятие – подверглись растяжению в результате рифтинга земной коры.

Рифтовая система моря Лаптевых описывалась в многочисленных публикациях [1, 4–7]. Вся территория Лаптевоморского бассейна имеет горсто-грабенную структуру шириной до 800 км. Выделяют 4 крупных глубоких субпараллельных рифтовых бассейна: Юго-Западный рифт, Усть-Ленский рифт, Бельковско-Анисинский рифт и Новосибирский рифт. Стратиграфия осадков рифтовой системы дна моря Лаптевых была предложена в основном по изучению меловых и кайнозойских разрезов Новосибирских островов. Образование сбросов имело место в течение всей истории описываемых рифтовых бассейнов. Основные разломы сформировались главным образом в апт–поздне меловое и в миоценовое–плиоценовое время. На о-ве Бельковском известны синседиментационные сбросы возраста формирования позднего эоцена – нижнего миоцена [2].

Шельф Восточно-Сибирского моря также претерпевал растяжение, так, по мнению Miller и др. [11–13], ~100% растяжение (удвоенное по ширине) примерно в направлении восток–запад. Южно-Анжуйская зона (SAZ) могла функционировать как трансформная граница, разделяющая более обширный регион на севере от менее обширного региона на юге. Она также могла быть зоной деформации, переместившей палеозойские и мезозойские дуговые системы в южном направлении к Тихоокеанской окраине. Наблюдаемое разделение могло быть обеспечено ~100% растяжением, распределенным по большому региону, сократившим изначальное расстояние между этими обнажениями от 1400 до 700 км или меньше. Это характерный процесс для рифтовой и растянутой континентальной коры и вдоль рифтовых континентальных окраин. Магматические изверженные породы возраста от 121 до 106 млн лет на Новосибирских островах и от 116.9 ± 2.5 до 108.1 ± 1.1 млн лет назад на Чукотке являются

¹ ВНИИОкеангеология, С.-Петербург, Россия; vap@vniio.nw.ru; loombravo@gmail.com; savinvasily@rambler.ru

показателем широко распространенного магматизма. Такое положение магматических пород может быть следствием растяжения от восточно-западного в северо-западном – юго-восточном направлении, о чем говорят направления сотен зарегистрированных даек [14].

Батиметрические данные и картирование таких структур, как сбросы, отображают приблизительное направление структур север–юг, образовавшихся во время растяжения по направлению восток–запад, что схоже с тенденцией структур, изученных на суше российской Арктики. Miller и др. интерпретируют возраст структурного формирования как меловой, после 136 млн лет и в течение интервала 120–150 млн лет для районов котловины Макарова и поднятия Менделеева, находящихся в Амеразийском бассейне, такой же, как и для коры под прилегающим шельфом Восточно-Сибирского моря, которое располагается между поднятием Де-Лонга и Барановским поднятием, где мощность осадочного чехла достигает 5–14 км и более. Большое количество сбросов зарегистрировано в осадочном чехле, что является признаком интенсивного рифтинга (рис. 1).

Подобные же структуры растяжения видны на сейсмических разрезах, проходящих через котловину Подводников и окружающие котловину поднятия. На приводимом примере результатов сейсморазведки МОВ-ОГТ четко видно, что Чукотское плато, поднятие Менделеева–Альфа и котловины Подводников и Чукотская представляют собой районы рифтогенеза и рифтового растяжения (рис. 2).

Склон хребта Ломоносова, обращенный к Амеразийскому бассейну, в значительной степени простирается почти до центра котловины Подводников и представлен растянутой континентальной корой. Акустический фундамент хребта Ломоносова отображает горстовые и грабеновые структуры [3]. Регион хребта Ломоносова осложнен олигоцен-четвертичными сбросами, реактивировавшими более древние тектонические нарушения.

Данные МОВ-ОГТ в котловине Подводников выявили множество структур растяжения с крупными грабенами и полуграбенами. Батиметрия котловины по большей части контролируется сбросами, что влияет на распределение осадков.

В соответствии с W. Jokat и др. [10], борт хребта Ломоносова, обращенный к Амеразийскому бассейну, простирается почти до центра котловины Подводников. Следовательно, по крайней мере, половина фундамента бассейна состоит из растянутой континентальной коры, покрытой мощным слоем турбидитных комплексов. Акустический фундамент хребта Ломоносова осложнен горстами и грабенами, типичными для континентальных окраин растяжения.

2012-16

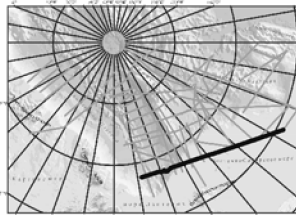
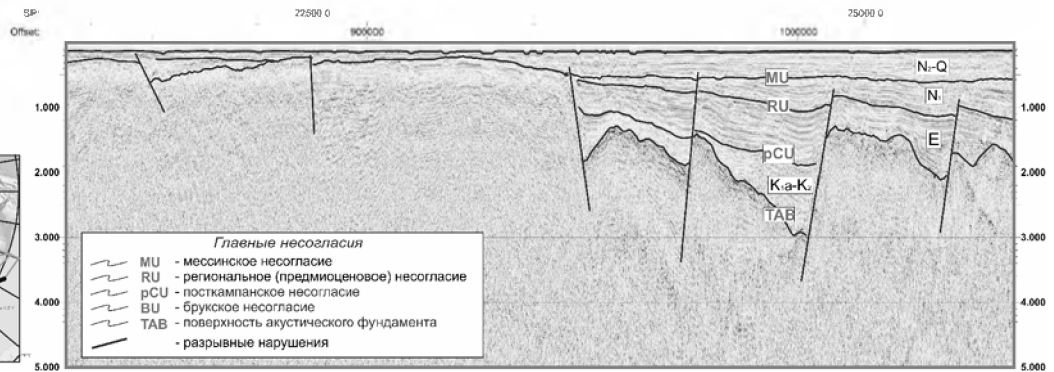
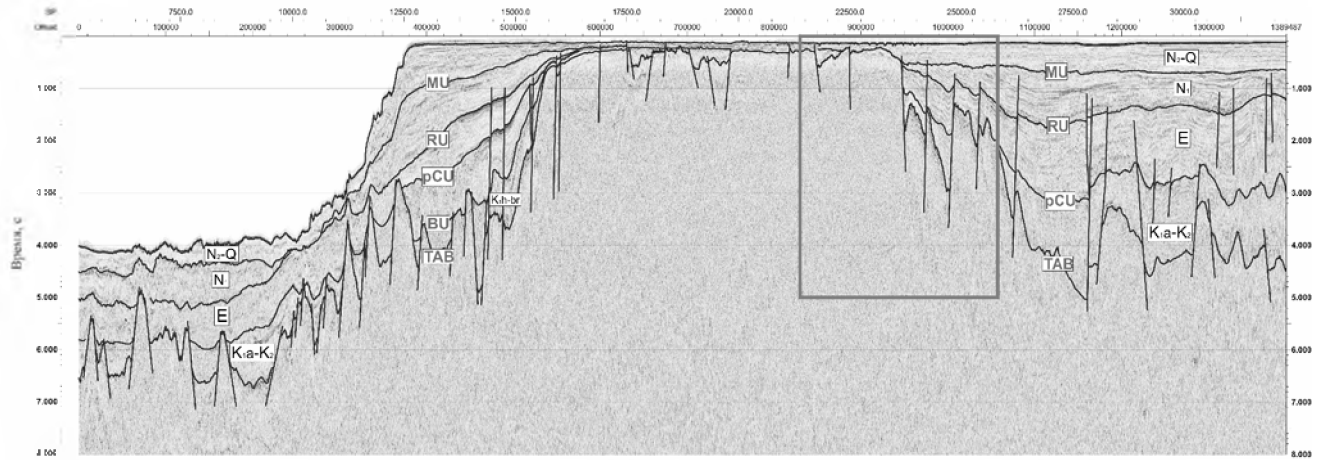


Рис. 1. Рифтовая система морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Временной разрез МОВ-ОГТ по профилям 2012-16

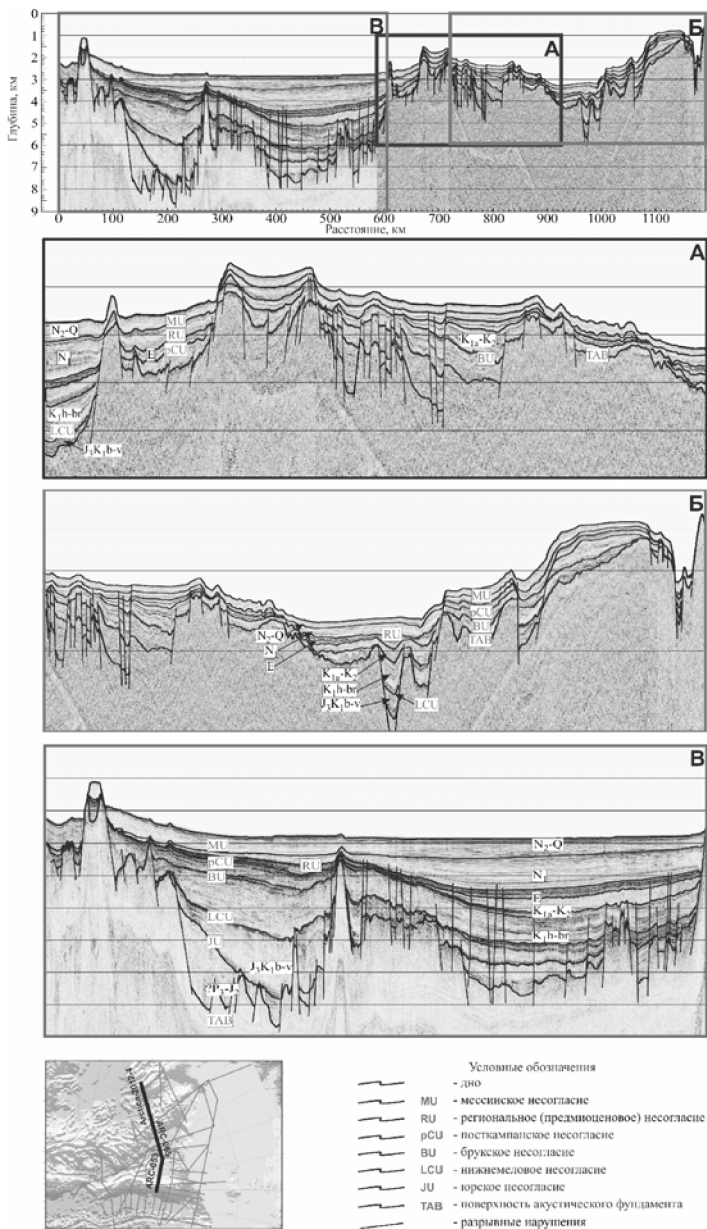


Рис. 2. Структуры растяжения: хребт Ломоносова – котловина Подводников – поднятие Менделеева – Чукотское плато. Компильативный глубинный профиль 2011-53 – 2011-65 – 2012-4

Многочисленные профили МОВ-ОГТ, полученные начиная с 1980-х гг., показывают, что поднятия Менделеева–Альфа – это поднятия с проявлениями процессов растяжения с региональными сбросами, наблюдаемыми по всему региону. Структура морского дна контролируется сбросами, которые рассекают фундамент грабенами и полуграбенами.

Структура рифтового растяжения Чукотского плато и поднятия Альфа–Менделеева задокументирована в ряде опубликованных результатах сейсмических исследований МОВ [8, 9].

При выполнении российских сейсмических исследований 2011–2014 гг. обширные данные МОВ-ОГТ и МПВ были получены по Чукотскому плато, поднятию Менделеева–Альфа и котловине Подводников. Эти данные убедительно свидетельствуют о тектонике рифтогенеза и растяжении фундамента и подтверждают наличие утоненной континентальной коры. Морфология всех перечисленных выше районов повсеместно контролируется нормальными сбросами с явно выраженными структурами грабенов и полуграбенов, контролирующими акустический фундамент и часть перекрывающих его осадочных толщ. Форма структур растяжения на шельфе Восточно-Арктических морей России и в области Центрально-Арктических поднятий – типична для растянутой окраинно-континентальной области, что является наиболее важным фактором в отношении происхождения и тектонической эволюции Американо-Азиатского бассейна.

Растяжение и сопутствующие разрывы континентальной земной коры повсеместно сопровождаются внедрением в ее верхнюю часть, а часто и излиянием магмы на поверхность. Свидетельства магматической деятельности в Американо-Азиатском бассейне задокументированы образцами базальтов, отобранными на склонах и в основании пиков на поднятии Менделеева–Альфа и в основании Чукотского плато.

По составу изученные вулканические породы сходны с позднемезозойскими базальтами острова Элсмир и Земли Франца-Иосифа, принадлежащими к континентальным трапповым образованиям. Ни в одном из изученных образцов не отмечались химические характеристики, типичные для MORB (базальтов срединно-океанических хребтов).

На хребте Ломоносова, в котловине Подводников, на поднятии Менделеева–Альфа и Чукотском плато в верхней части акустического фундамента ниже стратифицированных осадочных отложений повсеместно прослеживаются сейсмические рефлекторы, которые интерпретируются как чередование базальтов с мощными отложениями туфов и прослаиванием осадочных толщ. Наблюдаемый характер рефлекторов поверхности акустического фундамента всех вышеперечисленных структур

показывает резкое отличие его природы от фундамента регионов с океанической корой, например, от фундамента котловины Амундсена.

Батиметрические и сейсмические данные указывают на примерную ориентацию в направлении север–юг структур, сформированных вдоль растяжения в направлении восток–запад, что схоже с направлениями, закартированными на прилегающей суше Российской Арктики.

Тектоническая модель формирования современной структуры региона должна рассматривать процесс растяжения коры с запада на восток в качестве главной фазы тектонических деформаций.

Литература

1. Заварзина Г.А., Ивахненко О.В., Зуйкова О.Н. Западнотаптевоморский шельф: геологическое строение и перспективы нефтегазоносности // Разведка и охрана недр. 2012. № 4. С. 25–30.

2. Кузмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. и др. Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 4. С. 91–116. DOI: 10.7868/S0869592X13040054.

3. Казмин Ю.Б., Лобковский Л.И., Кононов М.В. Геодинамическая модель развития Американо-Арктического бассейна Арктики (к обоснованию принадлежности хребта Ломоносова, поднятия Менделеева и котловины Подводников к Российской материковой окраине) // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.

4. Мальшев Н.А., Обметко В.В., Бородулин А.А. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики // Научно-технический вестник ОАО НК “Роснефть”. 2010. № 1. С. 20–28.

5. Drachev S.S., Savostin L.A., Groshev V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.

6. Franke D., Hinz K., Oncken O. The Laptev Sea rift // Mar. Petrol. Geology. 2001. V. 18. P. 1083–1127.

7. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / A.M. Spencer, D. Gautier, A. Stoupakova, A. Embry, K. Sorensen (Eds.) // Arctic Petroleum Geology. V. 35. Geol. Soc. London Memoirs. 2011. P. 771–799.

8. Jackson H.R., Gunnarsson K. Reconstructions of the Arctic: Mesozoic to Present // Tectonophysics. 1990. V. 172. P. 303–322.

9. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, central Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. P. 185–201, doi:10.1046/ J.1365-246X.2003.01839.X.

10. Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean. Bremerhaven, Germany: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2013. doi: 10.1002/grl.50975 © 2013 American Geophysical Union.

11. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopiev A., Tuckova M.I., Akinin V.V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleo-

geography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. V. 25. N 3. TC3013.

12. 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. 88. P. 201–226.

13. Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., Toro J., Dumitru T.A. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, northeastern Arctic Russia / Ed. by D.B. Stone. *Origin of Northeastern Russia: Geology, Tectonics and Paleomag* // Stephan Mueller Publication Series. 2009.

14. Miller E.L., Verzhbitsky V. Structural studies near Pevek Russia: Implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean / D.B. Stone et al. (eds.). *Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: A Tribute to L. Parfenov* // Stephan Mueller Special Publication Series 8, European Geophysical Union, 2009. P. 223–241.

**А.В. Прокопьев¹, В.Б. Ершова², А.К. Худолей²,
О.Анфинсон³, Д.Стокли³, Я.И. Фалейде⁴, К.Гайна⁴,
Н.Н. Соболев⁵, Е.О. Петров⁵**

Тектонические деформации северо-запада архипелага Новая Земля и (U-Th)/He термохронология

В пределах арх. Новая Земля обнажаются гетерогенные геологические блоки, различающиеся между собой природой фундамента, строением осадочного чехла и историей геологического развития и входящие в состав Пайхой–Новоземельской покровно-складчатой системы [1, 2, 4]. Нами были исследованы тектонические структуры северо-западной части Североноземельского геоблока в пределах четырех участков.

Участок Мыс Сахарова. Здесь, образуя крупную синклиналиную складку, обнажаются нижнеордовикские–нижнесилурийские отложе-

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия; prokoviev@diamond.ysn.ru

² Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; v.ershova@spbu.ru; akhudooley@gmail.com

³ The University of Texas at Austin, Department of Geological Sciences, Austin, USA; anfinson@sonoma.edu; stockli@jsg.utexas.edu

⁴ The University of Oslo, Department of Geological Sciences, Oslo, Norway; j.i.faleide@geo.uio.no; carmen.gaina@geo.uio.no

⁵ ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; Nikolay_Sobolev@vsegei.ru; Evgeniy_Petrov@vsegei.ru

ния, прорванные серией долеритовых даек. Породы ордовика и силура слагают крупную Сахаровскую синклинали северо-восточного простирания. Синклинали асимметрична – породы на юго-восточном крыле залегают круче, чем на северо-западном на $10\text{--}20^\circ$ и, в целом, слагают протяженные моноклинали, осложненные редкими флексуобразными малоамплитудными открытыми цилиндрическими и концентрическими складками. Кливаж распространен широко в пелитовых породах и пачках тонкого переслаивания, но отсутствует в более компетентных толщах, хотя и проявлен в конгломератах желанинской свиты. Часто наблюдается рефракция кливажа, связанная с различной компетентностью прослоев пород. Кливаж редко полностью проникающий; в основном межслоевой. Общее падение кливажа на юго-восток приблизительно совпадает с ориентировкой осевой плоскости Сахаровской синклинали. Линейность пересечения кливажа и слоистости под углами $1\text{--}19^\circ$ погружается в юго-западном направлении, как и ось Сахаровской синклинали. Породы нарушены субсинхронными кливажу и основной складчатости редкими надвигами северо-западной вергентности и секущими более поздними по отношению к кливажу присдвиговыми кинк-зонами субширотного простирания и мелкими правосторонними сдвигами.

Участок Бухта Мака. Бухта Мака расположена на северо-западе Северного острова архипелага Новая Земля. Здесь вдоль северного берега бухты в ядре крупной антиклинальной складки обнажаются протерозой(?)–кембрийские отложения, выделяемые в ломоносовскую свиту. Наблюдения проводились на юго-восточном крыле крупной асимметричной коробчатой концентрической Маковской антиклинали, ядро которой осложнено тремя складками. На северо-западном крыле антиклинали породы залегают круто с падением до $70\text{--}75^\circ$ на северо-запад, тогда как моноклинально залегающие породы на ее юго-восточном крыле падают под углами $30\text{--}60^\circ$. Повсеместно проявлен проникающий кливаж северо-западной вергентности, имеющий падение от 60 до 85° и ориентированный, в целом, субпараллельно осевой плоскости Маковской антиклинали. Нередко наблюдается рефракция кливажа, но линейность пересечения кливажа и слоистости выдержана, погружается строго в юго-западном направлении под углами от 10 до 30° и параллельна оси Маковской антиклинали. Это несколько странно, т.к. согласно данным геологического картирования Маковская антиклиналь является ундулирующей и ее ось на северо-восточном берегу залива Мака наклонена на северо-восток. Дизъюнктивные нарушения представлены в основном правосдвиговыми кинк-зонами шириной от первых сантиметров до первых дециметров, деформирующими кливаж.

Залив Иностранцева. Наиболее древние протерозой (?)–кембрийские комплексы выходят вдоль западного берега залива Иностранцева и выделяются в ломоносовскую свиту. Нижняя часть разреза обнажается в ядре крупной антиклинальной складки. Ломоносовская свита перекрыта черными аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и карбонатов менделеевской свиты (нижний–средний кембрий). Оленинская свита (верхний кембрий – нижний ордовик) обнажается к востоку от м. Скалистый. На геологической карте оленинская свита граничит по надвигу с реликтовой свитой (верхний силур – нижний девон). Самые молодые отложения, обнажающиеся в исследуемом районе, относятся к быстринской свите нижнего девона.

На юго-западном побережье зал. Иностранцева согласно данным геологического картирования вскрывается ядро крупной опрокинутой на северо-запад Иностранцевской антиклинали. В ее ядре обнажены породы протерозоя (?)– нижнего кембрия, а на северо-западном крыле – отложения нижнего–среднего кембрия, верхнего кембрия – нижнего ордовика, силура и нижнего девона. Юго-восточное крыло антиклинали сложено моноклинально залегающими породами ломоносовской свиты. Кливаж, как проникающий, так и межслоевой, проявлен спорадически, круто падая на юго-восток. Линейность пересечения кливажа и слоистости погружается преимущественно на северо-восток под углами 3–25°. Необходимо отметить, что падение линейности пересечения здесь диаметрально противоположное наблюдаемой линейности этого типа на предыдущих участках. Редко встречается будинаж, указывающий на растяжение в направлении северо-восток–юго-запад, что, в целом, согласуется с общей кинематикой проявленных здесь деформаций. К более поздним деформациям относятся редко наблюдаемые разнонаправленные присдвиговые кинк-зоны и мелкие правосторонние сдвиги.

В ядре Иностранцевской антиклинали развиты крупные складки шириной до нескольких сотен метров, зачастую опрокинутые на северо-запад и осложненные более мелкими также асимметричными складками шириной и амплитудой до нескольких метров. На северо-западном крыле Иностранцевской антиклинали породы кембрия–ордовика смяты в опрокинутые на северо-запад малоамплитудные концентрические, цилиндрические складки, принизанные преимущественно проникающим кливажом северо-западной вергентности. Часто наблюдается рефракция кливажа. Иногда падение кливажа выполаживается и достигает 38–40°. Шарниры мелких складок и линейность пересечения кливажа и слоистости погружаются в основном на северо-восток под углами 2–28°. Отмечаются малоамплитудные надвиги северо-западной вергентности.

Западнее, на мысе Балашова породы быстринской свиты смяты в серию складок северо-западной вергентности, вскрытых в мульде крупной опрокинутой на северо-запад синклинали. Интенсивная мелкая складчатость проявлена непосредственно в центральной части крупной складки. Отмечены мелкие надвиги также северо-западной вергентности. Характер деформаций позволяет предполагать присутствие крупного нескрытого разрывного нарушения надвиговой кинематики, по которому обнаженные восточнее породы реликтовой свиты взброшены на толщи быстринской свиты. Кливаж отсутствует. Шарниры мелких складок погружаются под углами $5-15^\circ$ на юго-запад.

Было проведено (U-Th)/He датирование обломочных цирконов из шести образцов палеозойских отложений. Закрывание U-Th/He системы в цирконах происходит на глубине 6–7 км [3], соответственно получаемые этим методом возрасты, обычно, отражают крупные тектонические события. Все полученные (U/Th)He возрасты моложе возрастов осадконакопления изученных образцов, что позволяет реконструировать время подъема этой части Североновоземельского геоблока. Полученные (U-Th)/He возрасты из кембрийских и девонских песчаников группируются в два пика ~228 и 180 млн лет, что указывает на два эпизода значительных поднятий в раннем триасе и ранней юре.

Выводы:

1) Вся наблюдаемая складчатость имеет северо-восточное простирание, что хорошо согласуется с данными геологического картирования; как правило, опрокинута на северо-запад, подчеркивая общее направление тектонического транспорта с юго-востока на северо-запад. Распределение полюсов слоистости на обобщенной стереограмме это подтверждает.

2) Ориентировка кливажа выдержана на всех четырех участках. В целом, кливаж круто падает на юго-восток, подчеркивая общую вергентность складчатых структур и подтверждая направление тектонического транспорта.

3) Линейность пересечения кливажа и слоистости ориентирована в северо-восточных и юго-западных румбах параллельно осям крупных и шарнирам мелких складок. Однако обращает на себя внимание довольно крутое залегание линейности, достигающее в отдельных случаях 30 и более градусов. Причем, углы погружения линейности могут резко меняться на довольно коротком расстоянии. Кроме того, если на первых трех участках падение линейности было преимущественно на юго-запад, то в районе залива Иностранцева линейность этого типа погружается в основном на северо-восток. Это позволяет предположить, что основной деформации могли подвергаться ранее уже складчатые поро-

ды и углы погружения линейности пересечения близки к углам падения слоистости на крыльях этих ранних, судя по всему, пологих и открытых складок.

4) Возраст предполагаемой ранней складчатости остается открытым. Можно предположить, что она связана с каледонской или элсмирской орогеней. Мы связываем установленные (U-Th)/He термохронологией поздне триасовый и раннеюрский эпизоды крупных поднятий, следствием которых явилась эксгумация этой части Пайхой–Новоземельской покровно-складчатой системы с глубин 6–7 км и соответствующая величина эрозии, с основными деформациями второго этапа. Установленный возраст этих последних тектонических событий подтверждает высказанное ранее мнение о поздне триасовом–раннеюрском (раннекиммерийском) времени основного тектонического события в Пайхой–Новоземельской покровно-складчатой системе [1, 2, 4].

Исследование частично поддержано проектами РФФИ 16-55-20012 и советом по Науке Норвегии грант 254962/Н30.

Литература

1. *Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г.* Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. Л.: Недра, 1992. 196 с.
2. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
3. *Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K.* Past, Present, and Future of Thermochronology // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. № 1 (58). P. 1–18.
4. *Toro J., Miller E.L., Prokopyev A.V., Zhang Xiaojing, Veselovskiy R.* Mesozoic orogens of the Arctic from Novaya Zemlya to Alaska // *Journal of the Geological Society*. 2016. V. 173. N 6. P. 989–1006.

В.Г. Прокудин, С.Н. Медведев¹

Тектоника Цусимской котловины Японского моря

Цусимская глубоководная котловина расположена в юго-западной части Японского моря. На западе она ограничена континентальным склоном Кореи, на севере – склонами Корейского плато и острова Уллындо, на северо-востоке и востоке – склонами острова Докдо и возвы-

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия; prokudin@poi.dvo.ru

шенности Оки, на юге – островным склоном Японии. Дно котловины представляет собой равнину, большая часть которой расположена на глубинах 1500–2200 м. В структурном отношении котловина является поверхностным проявлением обширной, частично компенсированной осадками, изометричной депрессии фундамента.

В пределах котловины научными и производственными организациями Кореи, Японии и России выполнены площадные сейсмические исследования МОВ (методами НСП и ОГТ), а также шесть профилей ГСЗ [2, 3, 9, 10, 12]. На южном замыкании котловины корейскими и японскими компаниями пробурено более 10 разведочных скважин (well) глубиной от 2050 до 4265 м [6, 12 и др.]. Драгирование пород фундамента проводилось в рейсах ТОИ на структурах северного обрамления котловины [1].

Цусимская котловина характеризуется максимальными для Японского моря величинами мощности осадочных пород. По материалам ОГТ корейскими учеными [10] построена карта мощности чехла, на которой показаны три депоцентра, разделенные поднятиями фундамента. По этим оценкам мощность чехла превышает 5000, 7000 и 11000 м для депоцентров центральной, восточной и южной частей котловины.

Анализ сейсмических материалов – опубликованных временных разрезов ОГТ и данных ГСЗ (в том числе собственных), позволил расшифровать структуру верхней части коры Цусимской котловины и определить ее скоростные параметры. Основные топографические элементы дна котловины контрастно проявлены и в рельефе акустического фундамента (АФ). На западе фундамент котловины через крутой уступ материкового склона переходит в фундамент шельфа; на севере и востоке его локальными поднятиями оконтурены цоколи островов Уллындо и Докдо, возвышенностей Глебова и Оки. Между возвышенностями Оки и Криштофовича расположен трог, соединяющий Цусимскую и Центральную котловины. Кроме того, в рельефе фундамента фиксируются локальные поднятия СВ и СЗ простираний, которыми котловина делится на три осадочных суббассейна. На шельфе и континентальном склоне Кореи рельеф АФ характеризуется сочетанием хребтов, трогов и изометричных поднятий. Эти структуры имеют общее субмеридиональное простирание и ограничиваются крутыми (часто вертикальными) сбросами. Рельеф фундамента южного борта котловины закамуфлирован отложениями чехла; о значительной дислоцированности поверхности фундамента здесь можно судить по материалам НСП и, косвенно, по характеру аномалий магнитного и гравитационного полей.

Скоростная модель чехла содержит 5 слоев, скорости распространения Р-волн в которых (сверху вниз) составляют 1.55–1.6, 1.8, 2.1–2.2,

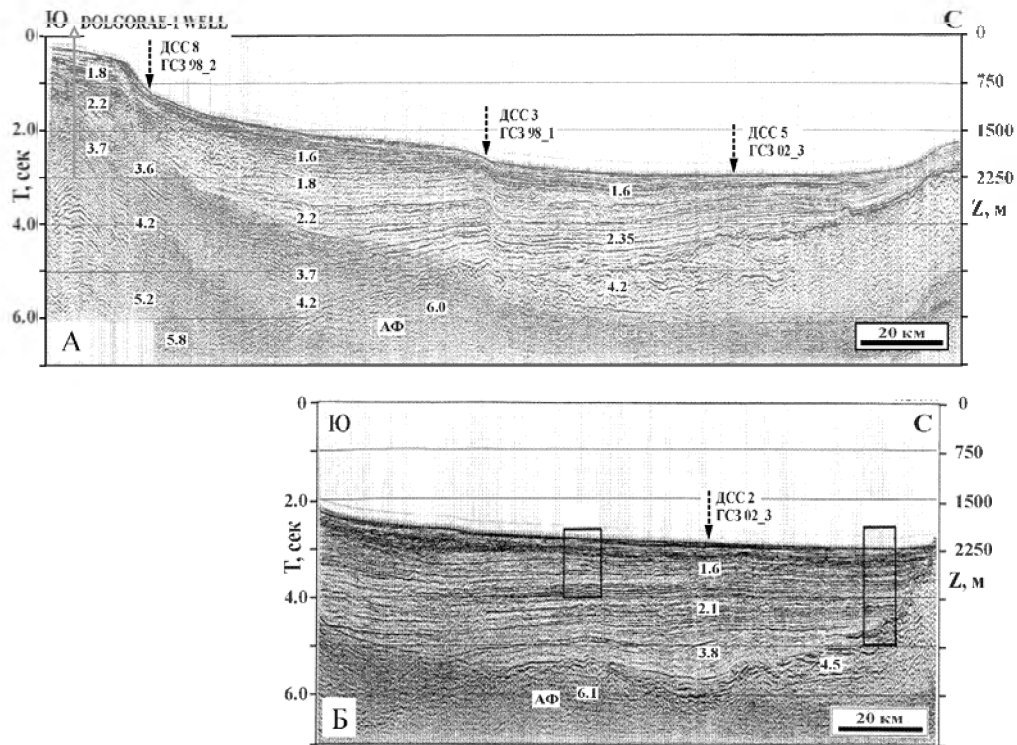


Рисунок. Структура и скоростные параметры верхней части земной коры Цусимской котловины.

А, Б – временные разрезы ОГТ (данные Korea National Oil Corporation, по Lee G.H. et al., 2001, 2002). Пунктирными стрелками отмечены точки пересечения с профилями ГСЗ российско-японских экспериментов 1998 и 2002 гг. (надписаны номера ближайших донных сейсмических станций). Цифры на разрезах – значения скоростей продольных волн. АФ – акустический фундамент. Шкала глубин (Z, м) относится к водному слою. Вертикальная линия – положение разведочной скважины Dolgorae-1

3.6–3.8 и 4.2–4.5 км/с (рисунок). Верхний слой (мощностью до 800 м) выклинивается на бортах котловины, мощности остальных варьируют от первых сотен метров до 1.5–2.0 км. Единственная реперная граница разреза связана с кровлей базального горизонта чехла. Этот горизонт проявляется в виде пачки высокоамплитудных отражателей, которые (по аналогии с котловиной Хонсю) могут быть интерпретированы как переслаивание вулканических и тонких осадочных слоев. Гетерогенный акустический фундамент характеризуется скоростями 4.5–6.1 км/с. На шельфе и материковом склоне он, вероятно, сложен магматическими и консолидированными осадочными породами, обнажающимися вдоль восточного побережья Кореи. Севернее 36°45' с. ш. здесь широко развиты докембрийские гнейсы и палеозойские осадочные породы, прорванные мезозойскими гранитами. Южнее 36°45' с. ш. – андезиты, фельзиты и базальты, экструдированные в меловые осадочные толщи [7]. Калий-аргоновый возраст вулканических пород указывает, что их формирование началось в эоцене (46–44 млн лет) и завершилось, после перерыва магматической активности, в миоцене (23–13.6 млн лет) [4]. В северной части котловины АФ, вероятно, состоит из позднемиоцен-четвертичных вулканитов, слагающих острова Уллындо, Докдо и возвышенность Глебова.

Структура и параметры коры в целом определены при интерпретации данных ГСЗ. Наиболее представительные материалы получены в двух российско-японских экспериментах (1998 г. и 2002 г.) и японском эксперименте (2000 г.) с цифровыми донными сейсмическими станциями и пневмоисточниками [2, 12]. Установлено, что мощность коры (без водного слоя) в центральной части котловины 16–17 км. На бортах котловины и в Корейском проливе мощность коры увеличивается до 22–25 км. Консолидированная кора содержит два отдела: верхний со скоростями распространения Р-волн 4.5–6.3 км/с и нижний с $V_p = 6.6–7.4$ км/с. В основании нижней коры выявлен высокоскоростной горизонт ($V_p = 7.3–7.4$ км/с) мощностью 4–5 км, вероятно выклинивающийся под континентальным склоном. Подобные высокоскоростные слои в низах коры известны и в других зонах перехода континент – океан [8]; их происхождение связывают с серпентинитизацией пород в кровле литосферной мантии. По скоростным параметрам кора центральной части котловины может быть отнесена к субокеанической, а ее периферийных участков и Корейского пролива – к редуцированной континентальной.

По материалам бурения разведочных скважин [6] нижние горизонты вскрытой части чехла в Цусимской котловине сложены раннемиоценовыми терригенными породами, отлагавшимися в глубоководных условиях. Однако глубоководный бассейн в Корейском проливе существовал уже в среднем эоцене [11]. Поскольку выклинивание слоев чехла на

бортах котловины по типу подошвенного прилегания (рисунок, Б) свидетельствует об осадконакоплении в пределах предварительно сформированного бассейна, время заложения Цусимской котловины следует отнести, по крайней мере, к концу раннего – началу среднего эоцена.

Средняя скорость Р-волн для чехла в целом не превышает 2.8 км/с (для вскрытой скважиной Dolgogae-I части разреза $V_{ср} = 2.7$ км/с), поэтому максимальные мощности чехла в наиболее погруженных локальных депрессиях фундамента можно оценить в 6–6.5 км. Мощность 11 км [10] может быть получена только при отнесении к чехлу всех скоростных горизонтов разреза с величинами V_p меньше 6.0 км/с. Однако такая интерпретация не согласуется с данными гравиметрии: южный депоцентр осадочного бассейна (по [10]) расположен в области положительных аномалий Фая. Цусимской котловине соответствует область отрицательных значений аномалий Фая, но консолидированная кора и литосфера в целом на диаграммах распределения плотности характеризуются повышенными значениями [2].

Пликвативные дислокации слоев чехла не выявлены; дизъюнктивные дислокации различной ориентировки и возраста отчетливо проявляются в рельефе дна, акустического фундамента, в структуре чехла и в аномалиях магнитного и гравитационного полей. Наиболее выразительны нарушения северо-восточного и северо-западного простираний, а также (на бортах котловины) субмеридиональные зоны разломов.

Таким образом, депрессия Цусимской котловины заложилась в раннем эоцене(?) – начале среднего эоцена на континентальной окраине, раздробленной в позднем мезозое. Формирование глубоководной котловины завершилось в среднем эоцене после накопления вулканогенно-осадочного горизонта ($V_p = 4.2–4.5$ км/с). Осадочные толщи чехла накапливались в процессе общего погружения бассейна. Перестройка первоначального структурного плана котловины имела место при тектономагматической активизации региона [1, 5] в позднем олигоцене – раннем миоцене, среднем–позднем миоцене, плиоцене–голоцене.

Литература

1. Берсенева И.И. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
2. Гильманова Г.З., Прокудин В.Г. Плотностная модель литосферы Цусимской котловины Японского моря // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28, № 6. С. 94–101.
3. Жигулев В.В. и др. Оценка нефтегазоносности впадины Цусима и прилегающего шельфа (по сейсмическим данным) // Вестник ДВО РАН. 2006. № 1. С. 33–42.
4. Мартынов Ю.А., Ли Д.У. Позднемиоценовая – кайнозойская базальтовая вулканизация Кореи // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 37–49.

5. *Сьедин В.Т.* Тектономагматические этапы Охотского и Японского морей // *Материалы XLI Тектонич. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2008. С. 303–307.*
6. *Chough S.K., Barg E.* Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan) // *Geology. 1987. V. 15. P. 45–48.*
7. *Chough S.K.* *Geology and Sedimentology of the Korea Peninsula.* Elsevier, 2013. 363 p.
8. *Czuba W. et al.* Continent-ocean-transition across a trans-tensional margin segment: off Bear Island, Barents Sea // *Geophys. J. Int. 2011. V. 184. P. 541–554.*
9. *Kim H.J. et al.* Crustal structure of the continental margin of Korea in the East Sea (Japan Sea) from deep seismic sounding data: evidence for rifting affected by the hotter than normal mantle // *Tectonophysics. 2003. V. 364. P. 25–42.*
10. *Lee G.H. et al.* Seismic stratigraphy of the deep Ulleung basin in the East Sea (Japan Sea) back-arc basin // *Marine and Petroleum Geology. 2001. V. 18. P. 615–634.*
11. *Sakai H., Nishi H.* Geologic ages of the Taishu group and the Katsumoto formation in the Tsushima and Iki Islands off northwest Kyushu of the basis of planktonic Foraminifers // *J. Geol. Soc. of Japan. 1990. V. 96. N 5. P. 389–392.*
12. *Sato T. et al.* P-wave velocity structure of the margin of the southeastern Tsushima Basin in the Japan Sea using ocean bottom seismometers and airguns // *Tectonophysics. 2006. V. 412. P. 159–171.*

**М.Ю. Промыслова¹, Л.И. Демина¹, А.Ю. Бычков¹,
А.И. Гущин¹, В.В. Царев¹**

Брекчии офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма и их значение для палеогеодинамики региона

В офиолитовых ассоциациях складчатых областей очень широко распространены брекчии, включающие разнообразные обломки пород. Особое значение имеют так называемые офиокальциты, представляющие собой брекчии серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов, сцементированные карбонатным материалом. Помимо ультрабазитов в обломках могут присутствовать также подушечные лавы, породы даек и кремнистые образования [2, 4]. Подобные брекчии известны в офиолитах Кипра, Лигурии, Малого Кавказа, Южного Тянь-Шаня, хребта Гуйран-Сайхан Южной Монголии и других областей. Во время полевых исследований 2015 года в береговых обрывах восточной части

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия; mary.promyslova@gmail.com; lidem06@rambler.ru; bychkov@geol.msu.ru; alexmsu-824@mail.ru; charev2011@yandex.ru

выходов офиолитов района мыса Фиолент, расположенного на южном окончании Гераклейского полуострова Юго-Западного Крыма, нами были встречены офиокальциты [8], а также изучены другие типы брекчий этого участка.

В районе мыса Фиолент установлены все члены полного разреза офиолитовой ассоциации, включающей серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс; габбро и габбро-долериты; фрагменты комплекса параллельных даек; подушечные лавы; кремнистые черные слоистые образования и яшмы [1, 7]. Детальное изучение химического состава, включая распределение редких земель и широкого спектра других микроэлементов, ультрабазитов, подушечных лав и долеритов из офиолитов района мыса Фиолент, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга [6, 7].

На восточном участке Фиолента от Мраморной бухты до мыса Айя-Бурун обнажаются две толщи подушечных лав, различающихся составом и текстурно-структурными особенностями. Нижняя сложена миндалекаменными спилитами с ярко выраженным зональным строением подушек. Межподушечное пространство заполнено обломками лав и яшмами зеленого цвета. Лавы перекрыты глыбовыми брекчиями, состоящими из крупных (до 0.8–1 м) обломков долерито-базальтов параллельных даек. В цементе помимо пород даек присутствуют серпентинизированные породы и карбонатный материал. О первично обломочном характере толщи свидетельствует тот факт, что в ней наблюдаются тонкие (до нескольких см) протяженные ненарушенные прослои карбоната, а также соседствующие с брекчиями фрагменты параллельных даек с сохранившимися первичными взаимоотношениями со скринами.

Офиокальциты располагаются к западу от обнажений глыбовых брекчий. В них присутствуют как остроугольные, так и в разной степени окатанные обломки разнообразных пород (серпентинитов, серпентинизированных ультрабазитов, даек, основных лав), некоторые из которых достигают размеров до 0.5–0.8 м. Обломки сцементированы карбонатным материалом с небольшой долей (до 3 %) силикатной составляющей. Офиокальциты перекрываются верхней толщей подушечных лав, пропитанных карбонатным материалом, который концентрируется как в межподушечном пространстве, так и в радиальных расщеливающих подушки трещинах, утолщающихся от их центров к краям. Отдельные потоки лав разделены прослоями брекчий толщиной до 1 м с остроугольными обломками размером до 15–20 см этих же лав и также сцементированных карбонатным материалом. Присутствие значительного

количества цементирующего карбонатного материала свидетельствует о том, что извержения основной лавы происходили на поверхность морского дна, расположенную на глубине выше или на уровне карбонатной компенсации. Отметим, что западнее (мыс Львенок) в цементе брекчий, содержащих аподунитовые петельчатые серпентиниты, первичные карбонаты отсутствуют [1].

Широкое развитие глыбовых брекчий является признаком аномальных склонов рифтовых долин медленноспрединговых хребтов, которые возникают при пересечении их трансформными разломами [2]. В этом случае происходит резкое поднятие внутреннего угла долины, разрушение слагающих его пород, образование у подножия поднятия глыбовых осыпей, которые при цементации превращаются в брекчии. Впоследствии осыпи заливаются новыми порциями лавы. Именно такие взаимоотношения брекчий и лав наблюдаются в восточной части Фиолента. Подобные брекчии часто ошибочно относятся либо к взрывным вулканогенным породам (туфам), либо к брекчиям и конгломератам, связанным с началом нового тектонического этапа. Именно в качестве туфов были закартированы брекчии геологами-производственниками в данном районе. Наличие «туфов» было веским аргументом в пользу отнесения магматизма к островодужному типу.

Похожие взаимоотношения ультрабазитов, дайкового комплекса и подушечных лав описаны в офиолитовом массиве Троодос на Кипре, для которого также предполагается связь их формирования с трансформным разломом [5].

Горные породы области внутреннего угла, расположенного на пересечении рифтовой долины и активного участка трансформного разлома, испытывают разнонаправленное растяжение, что выражается в перпендикулярном или косом, под углом в 45° , расположением сбросов [2]. Свидетельством существования таких условий в районе является взаимоотношение более поздних, чем параллельные, даек мыса Броневой (Кашалот), расположенного между мысами Лермонтова и Виноградный. Здесь в подушечных лавах наблюдаются две перпендикулярные дайки оливин-пироксеновых долеритов с порфирировидной структурой, одна из которых падает на З-СЗ под углом 70° и экранирует субвертикальную дайку СЗ простирания, так что в плане наблюдается их Т-образное сочленение. На контактах шириной от 20 до 80 см лавы брекчированы и обожжены, ожелезнены и пропитаны дайковым материалом, что наблюдается и в толще лав вне контактов с дайками. В свою очередь лавы и дайки мыса Броневой срезаны сдвиговой зоной СЗ простирания с многочисленными зеркалами скольжения и интенсивной хлоритизацией, эпидотизацией, альбитизацией. Вдоль зоны сдвига вне-

дряются более поздние дайки близкого к двум предыдущим состава. Это свидетельствует об условиях транстенсии в зоне сдвига. Подобные условия установлены для современных зон трансформных разломов Срединно-Атлантического хребта, вдоль которых также проявлен магматизм [3].

Таким образом, можно предположить, что трансформный разлом имел северо-западное простирание (в современных координатах), а зона спрединга – северо-восточное. Этот вывод не противоречит представлениям В.В. Юдина [10, 11] о северо-восточном простирании юрско-раннемеловой Предгорной коллизионной сутуры Крыма, представляющей собой след закрытия бассейна с корой океанического типа.

В районе мыса Фиолент очень широко распространены также брекчии тектонической природы, приуроченные к многочисленным зонам разломов, в том числе и надвигового типа, связанных с формированием Предгорной коллизионной сутуры [10]. Породы в зонах разломов брекчированы, катаклазированы, милонитизированы и замещены вторичными минералами – альбитом, кварцем, хлоритом, карбонатами, актинолитом, эпидотом и др. Практически все породы района мыса Фиолента и вне зон разломов сильно тектонизированы (брекчированы) и изменены, что объясняется их расположением в Симферопольском меланже, выделенным В.В. Юдиным [9]. Он отмечает, что мощные зоны брекчирования проявляются не только в самих сутурах, но и в оперяющих их высокоамплитудных надвигах [10], что и наблюдается в Юго-Западном Крыму.

Литература

1. Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Короновский Н.В., Царев В.В. Первая находка серпентинитов в коренных обнажениях Горного Крыма // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2015. № 5. С. 12–20.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
3. Кашишцев Г.Л., Шрейдер А.А., Максимоскин В.И., Булычев А.А., Гилюд Д.А. Транстенсия и щелочной магматизм разлома Романш, Атлантика // Геотектоника. 2008. № 4. С. 85–92.
4. Книппер А.Л. Офиокальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доороженное становление офиолитовых комплексов // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–65.
5. Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. Массив Торос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 53–74.
6. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Царев В.В., Гуцин А.И. Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2014. № 6. С. 14–22.

7. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Короновский Н.В., Царев В.В. Офиолитовая ассоциация Юго-Западного Крыма // Геотектоника. 2016. № 1. С. 25–40.

8. Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Гуцин А.И. Тектонические условия формирования офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. Мат-лы X научных чтений, посвященных памяти профессора М.В. Муратова. М.: МГРИ-РГГРУ, 2016. С. 74–77.

9. Юдин В.В. Симферопольский меланж // ДАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 250–252.

10. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 116 с.

11. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 333 с.

И.А. Прудников¹

Современное состояние стратотипа абдрезяковской свиты – объём, состав и условия формирования её отложений

Изученность и стратиграфический объём свиты. Абдрезяковская свита была названа Г.А. Смирновым по с. Абдрезяково, близ которого расположено несколько обнажений, характеризующих свиту [5]. В её объём включались когломаратовые, в том числе флишоидные отложения, не разделявшиеся по генезису. В северном направлении свита фациально замещалась валунными отложениями трусакальской свиты в понимании Г.А. Смирнова [4]. Подстилается свита в пределах стратотипа башкирскими известняками, на которые ложиться с несогласием и разрывом. Севернее подстилается древесными отложениями азымской свиты, имея с ней согласный контакт. Перекрывается всюду согласно флишоидными отложениями васелгинской свиты. В 50-х годах стратотип неоднократно изучался В.Д. Наливкиным [4] и Г.А. Смирновым [5] и позднее различными исследователями при составлении ГГК масштаба 1:50 000. При этом традиционно сложилось два мнения по поводу объёма свиты: ряд исследователей включала в понятие абдрезяковской свиты, расположенные в верху разреза флишоидные толщи [3, 5], а части относил их к васелгинской свите [1]. Исходя из этого мощность свиты оценивается по-разному – от 370 [1] до 740 м [3, 5]. Последними наиболее детальными исследованиями по изучению отложений абдрезяковской свиты является работа Р.М. Ивановой [1], посвященная изучению

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; prydnukov@gmail.com

комплекса формаминифер, заключенных в карбонатных обломках встречающихся в отложениях свиты. Согласно её данным возраст свиты определяется как позднемосковский, а возраст перекрывающих флишоидных образований как касимовский.

Состав свиты. В основании разреза стратотипа в подрезке северо-восточного борта дороги на д. Абдрезяково отмечаются подстилающие абдрезяковскую свиту башкирские известняки.

В подрезке в вывалах отмечаются известняки серые, тёмно-серые часто афанитовые или мелкозернистые с редкими остатками криноидей, кораллов и брахиопод. В известняках отмечаются крупные конкреции чёрных кремней неправильной формы с резкими угловатыми границами с вмещающими известняками. Конкреции ориентированы субвертикально с отдельными раздувами субгоризонтальной ориентировки. Согласно данным Р.М. Ивановой [1] горизонт кремнистых известняков башкирского яруса относится к аксынбашскому горизонту.

В следующей подрезке в борту дороги в сторону д. Абдрезяково, расположенной в 200 м от предыдущей, отмечаются высыпки валунно-галечного в основном среднегалечного материала (конгломерата) на разнозернистом песчаном матриксе, относящиеся к абдрезяковской свите. В гальке и валунах отмечаются в основном кремни различных цветов и текстур (галька) и буровато-серые мелкозернистые кварцитовидные песчаники "азямского" типа (валуны) размером до 20–25 см (зильмердакской свиты), иногда содержащие обломки зелёных алевролитов.

В 30 м далее по дороге отмечается выемка, где вскрыты пласты галечных конгломератов и гравелитов существенно кремнёвых, залегающих опрокинуто (аз. пад. 130 \angle 75). В толще отмечаются градационно-слоистые пачки, представленные в основании среднегалечными конгломератами на дресвяно-гравийном матриксе, переходящие к кровле в гравелиты, содержащие отдельные разбросанные гальки. Пачки мощностью от 40 см до 1.2 м в чередовании с дресвянистыми гравелитами, содержащими в основании разбросанные гальки. Отмечаются отдельные пласты несортированного валунно-галечного конгломерата.

Далее в 35 м по дороге в сторону д. Абдрезяково в небольшом карьере в северо-восточном борту дороги, в стенке вскрыто чередование гравелитов, дресвянистых и валунно-галечных конгломератов, стоящих субвертикально (аз. пр. 35). В разрезе выделяются с юга на север (вниз по разрезу):

1) пачка валунно-галечных конгломератов видимой мощностью около 3–3.5 м; видимой градационной сортировки не наблюдается, валуны и галька ориентированы хаотично. Состав материала аналогичен выше описанному.

2) пачка с обратной градационной сортировкой; в основании от грубых гравелитов до редкогалечных мелкогалечных конгломератов на грубогравелистом матриксе в кровле. Мощность около 1 м.

3) гравелиты мелко- среднезернистые местами косо- и параллельнослоистые (наблюдается по отдельности) со слабой градационной сортировкой зеленовато-серого цвета. В основании наблюдаются грубозернистые разности в кровле мелкозернистые. Содержат обломки алевролитов буровато-серых подрасланцованных в виде линз и отдельных смятых растащенных слойков, которые тяготеют к основанию пачки. Мощность около 0.5 м.

4) нормально градационно-слоистая пачка, в основании представленная галечно-валунными конгломератами в кровле крупно-грубозернистых гравелитов. Валунуны представлены в основном кварцитовидными песчаниками галька кремнями. Валунуны размером до 25 см, упорядоченной ориентировки в их расположении не наблюдается. Среди валунов и гальки отмечаются обломки башкирских брахиоподовых известняков. Мощность пачки около 1.5 м. Подошва не ровная карманобразная с подстилающими отложениями.

5) пачка несортированных массивных средне-крупнозернистых гравелитов с отдельными крупными гальками и мелкими валунами разбросанными хаотично. Колебания мощности по кровле не более 30 см. Мощность пачки около 70–80 см.

6) валунно-галечные конгломерат не сортированный видимой мощностью около 1 м.

Далее в 140 м по дороге в сторону д. Абдрезяково отмечается дорожная подрезка. В подрезке отмечаются выходы пестроцветных пород абдрязковской свиты с вишнево-бурыми и желтовато-серыми окрасками в опрокинутом залегании (аз. пад. 100 \angle 60–70). С юго-востока на северо-запад выделяются следующие пачки (вверх по разрезу):

1) мелко-среднегалечные существенно кремнёвые конгломераты не сортированные с размером галек до 5–6 см, в среднем 2–3 см. Видимая мощность пачки около 3,5 м.

2) пачка крупногалечных редко мелковалунных конгломератов мощностью около 30 см, с содержанием валунов и гальки не более 30–40%. Матрикс среднезернистый песчанистый, цемент карбонатный.

3) нормально градационно-слоистая пачка средне-мелкогалечных конгломератов в основании редко-мелковалунных в кровле мелкогалечных гравелитов. Матрикс породы гравелистый разнозернистый песчаник. Цемент карбонатный. В пачке отмечаются отдельные прослои мощностью до 5 см средне-мелкогалечного конгломерата на фоне более

гравелистой массы. Внешняя окраска бурая на свежем сколе серая. Мощность пачки около 3.5 м.

4) симметрично градационно-слоистая пачка в кровле и подошве представлена галечно-валунным конгломератом, а в центральной части средне-крупногалечным конгломератом. Пачка разделена пополам окраской, нижняя часть обладает вишнево-бурой окраской, а верхняя серовато-бурой. Мощность пачки от 1 до 2.5 м. Форма пачки клиновидная.

5) пачка, в основании представленная мелкозернистыми буровато-серыми песчаниками, содержащими валуны? или каналы? округлой формы гравелистых параллельнослоистых грубозернистых песчаников размером около 0.5 м по длинной оси, ориентированной по слоистости.

Через 0.5 м выше по разрезу мелкозернистые песчаники сменяются чередованием мелкозернистых песчаников с гравелистыми грубозернистыми песчаниками. Последние образуют лентовидные пласты мощностью около 3–10 см, часто подгибающиеся по падению. Мощность пачки чередования около 0.5 м.

Далее отмечаются массивные с обратной градационной сортировкой грубозернистые гравелиты мощностью около 2 м. Общая мощность пачки около 3 м. Вероятно она срезает предыдущую.

6) пачка вишнево-бурых тонкопесчанистых алевролитов с неровной подошвой, где отмечается бурый пласт алевропесчаников тонкозернистых с рассеянной примесью грубого песка и мелкого гравия мощностью не более 5–6 см. В приподошвенной части отмечается пласт светло-серых известковистых песчаников мелкозернистых мощностью около 5–6 см. Сами тонкопесчанистые алевролиты – массивные у подошвы, ярко-вишнёвые – к кровле. После слоя мелкозернистых песчаников отмечаются пятнистые алевролиты с бурыми неправильными пятнами похожими на биотурбацию. Отмечаются так же серые прослои алевропесчаников, вблизи которых отмечаются слабо давленные раковины брахиопод. Мощности около 1.5 м.

Выше идут аналогичные вишнёвые песчанистые алевролиты со множеством кальцитовых прожилков и жил субпослойной ориентировки с обломками песчаников зеленовато-серых, вероятно, перекрывающих пачку. Мощность тектонизированной зоны около 0.8 м.

7) выше отмечаются зеленовато-серые алевропесчаники рассланцованные и раздробленные, переходящие в средне-мелкозернистые песчаники табачного цвета. Мощность около 0.8 м.

8) сверху несогласно все образования перекрываются олистостромовым микститом, содержащим валуны и гальку кремней и кварцитовидных песчаников, а также олистолиты валунно-галечных конгломератов

и крупно-грубозернистых песчаников и башкирских органогенно-обломочных и коралловых известняков размером до 0.8 м. Матрикс аргиллит-алевролитовый желтовато-серый не стратифицированный. В толще отмечается разноориентированная система зеркал скольжения. Отмечаются раковины брахиопод.

Таким образом, мощность свиты можно оценить в 400–450 м. При этом обнажено из них не более 24 м разреза, что составляет около 7% от общей мощности. К сожалению, первые 200 м мощности свиты, способные скрывать разрез аязмской свиты, не обнажены вовсе. Учитывая резкое несогласие и смену палеогеографических обстановок на контакте пестроцветных алевролитов и олистостромовых отложений, предлагается проводить кровлю абдрезяковской свиты по кровле вишнево-красных известковистых алевролитов.

Условия формирования отложений. Описанные отложения долгое время не подвергались детальной интерпретации. Конгломератовые толщи аязмской и абдрезяковской свит долгое время считались отложениями прибрежного мелководного моря [3], в частности, отложениями разрушающихся мелких островов [5]. Г.А. Мизенсом [2] грубообломочные толщи абдрезяковской свиты интерпретировались как отложения проксимальных частей конусов выноса глубоководных турбидитных систем, расположенных на восточном борту Предуральского краевого прогиба. Накопленные современные данные благодаря детальному посылонному изучению естественных и искусственных обнажений в пределах и за пределами стратотипа позволяют утверждать, что валунно-галечные отложения свиты образовывались в условиях семиаридных дельт гилбертова типа. Разрез, представленный в средней части свиты и сложенный различной мощности пачками валунно-галечных и галечно-дресвянных отложений, интерпретируется нами как отложения среднего аллювиального конуса, образованными временными, в том числе сезонными и постоянными мигрирующими русловыми потоками. В прикровельной части свиты в пределах последнего обнажения отложения пачек 1–4 и в особенности пачка 4, имеющая клиновидную форму интерпретируется как отложения передовых слоёв дельты гилбертова типа. Отложения пачек 5 и 6 интерпретируются как отложения подстилающих слоёв, формирующихся вблизи фронта за границей перегиба передовых слоёв, обращённых в сторону моря.

Литература

1. *Иванова Р.М.* Абдрезяковская свита московского яруса южной части Уфимского амфитеатра. Тр. ИГТ УрО РАН; Вып. 156. Екатеринбург, 2009. С. 31–33.
2. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург, 1997.

3. *Наливкин В.Д.* Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сыльвенской депрессии. Л., М.: Гостоптехиздат, 1949. 206 с.

4. *Наливкин В.Д.* Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сыльвенской депрессии. Л., М.: Гостоптехиздат, Труды всесоюзного научно-исследовательского геолого-разведочного института (ВНИГРИ). Вып. 47. 1950. 127 с.

5. *Смирнов Г.А.* Уфимский амфитеатр. Ч.1. Стратиграфическое описание. Труды горно-геологического института. Уральский филиал. Вып. 25. Свердловск, 1956. 173 с.

А.А. Пугачев¹

Типы метаморфических пород Южного Приморья

На побережье Южного Приморья и на Возвышенностях Японского моря широко развиты метаморфические породы. На побережье имеются выходы метаморфических пород на островах Русском, Путятин, Аскольд (путятинская свита) и на полуострове Трудный и Сулова. Описание этих пород зафиксированы в геологических отчетах Приморского Геологического Управления. Также измененные породы широко распространены на возвышенностях Восточно-Корейской, Криштофовича, Ямато, Витязя и Алпатова и материковом склоне в Японском море [3].

Метаморфические породы являются индикатором, отражающим изменение геодинамической обстановки района.

Сейчас появились новые способы получения данных по микроэлементному и петрохимическому составу пород, что позволило выявлять новые закономерности распространения элементов в горных породах, в том числе и метаморфических. А это в свою очередь позволит точнее восстанавливать геодинамические процессы, которые повлияли на метаморфические изменения пород.

Метаморфические образования докембрийского возраста

На полуострове Трудный в районе Находкинского перевала установлены метаморфические породы, представленные гнейсами, амфиболитами, сланцами, которые представляют собой блоки метаморфических пород в гранодиоритах и гранитах с возрастом 618 млн лет (рубидий-стронциевый метод), что может свидетельствовать о докембрийском их возрасте [3].

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия; pugachev@poi.dvo.ru

Кубанская толща распространена на юге Западно-Приморской зоны в бассейнах рек Цукановка и Виноградная, в тектонических блоках линейной формы площадью 8 км², а также на мысе Сулова – в виде останца габбро-суловского комплекса [2].

Среди метаморфических пород выделяются сланцы и роговики, развитые по породам основного состава.

Остров Русский расположен в Южной части Приморского края к югу от Владивостока. От полуострова Муравьев Амурского он отделен проливом Босфор Восточный, а проливом Старка от острова Попова.

При геологических работах были выделены кристаллические сланцы в западной части о. Русского с правого и левого бортов бухты Рында и севернее мыса Кошелева в центре небольшой бухты, отнесенные предшественниками к рифею.

В этом районе было проведено несколько маршрутов с целью отбора образцов и установлен рвущий контакт гранитов с вмещающими породами.

Левый борт бухты Рында сложен коренными выходами тонкоплойчатых серых биотит-хлорит-кварц-плаггиоклаз-актинолитовых и биотит-хлорит-плаггиоклаз-мусковит-кварцевых сланцев с прожилками кварца до 2 см, прорванных жилами гранитов около 20 см.

На правом борту бухты Рында и у мыса Кошелева выходят кварц-хлорит-карбонат-эпидот-калишпатовые и силлиманит-биотит-мусковит-амфибол-хлорит-кварцевые сланцы, прорванные жилами до 1.5 м

Таблица. Петрохимический состав метаморфических пород острова Русский (1–6) и Острова Аскольд (7–10)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	P-2	P-2-1	S-2-2	54-1	55-1	61	63-1	64	67	68
SiO ₂	55.17	55.31	47.60	62.44	62.20	53.40	63.10	71.50	54.76	50.81
TiO ₂	0.52	0.8	1.44	0.60	0.47	0.51	0.63	0.56	0.63	0.51
Al ₂ O ₃	13.23	18.69	15.31	12.59	12.12	11.46	15.82	10.56	15.66	15.65
Fe ₂ O ₃ общ	4.8	6.52	12.31	5.29	6.01	5.40	4.78	4.74	8.65	8.92
MnO	0.1	0.08	0.16	0.12	0.10	0.18	0.08	0.10	0.14	0.22
MgO	2.77	4.5	7.90	4.83	4.15	6.04	2.54	2.49	6.88	6.36
CaO	11.89	3.49	8.92	5.53	8.77	11.48	4.38	4.91	9.17	12.90
Na ₂ O	2.89	2.71	2.83	2.29	2.95	2.57	4.13	2.06	2.66	2.12
K ₂ O	2.19	3.91	1.27	3.27	1.80	2.04	1.75	0.52	0.96	0.82
P ₂ O ₅	0.19	0.25	0.11	0.25	0.15	0.15	0.23	0.13	0.14	0.10
H ₂ O-	0.19	0.25	0.20	0.08	0.14	0.25	0.03	0.03	0.03	0.11
ППП	6.3	3.25	1.70	2.44	0.96	6.25	2.70	2.63	0.49	1.18
Σ	100.25	99.75	99.74	99.73	99.83	99.73	100.17	100.23	100.16	99.69



Рисунок. Карта фактического материала Южного Приморья. Цифрами на карте обозначены места проведения маршрутов: 1 – п-ов Суслова; 2 – ПГТ Краскино; 3 – о. Русский; 4 – о. Аскольд; 5 – о. Путятин; 6 – Находка и Находкинский перевал

порфиридных граносиенитов. Возраст граносиенитов, полученный по цирконам U-Pb методом составляет 423.7 ± 3.2 млн лет, что соответствует нижнему силуру [6]. Это подтверждает, что возраст метаморфических пород о. Русский может соответствовать нижнему палеозою или рифею.

В центре бухты севернее мыса Кошелева есть небольшой мыс, полностью сложенный тонкоплочатыми светло-серыми эпидот-хлорит-карбонат-плагноклаз-калишпат-кварцевыми сланцами. Породы по химическому составу отвечают трахиандезитам или андезитобазальтам, характеризуются повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 5.08 - 6.62\%$) и относятся к образованиям высококалийевой серии.

Этим породам свойственны высокие концентрации легких редкоземельных элементов и низкие содержания тяжелых, что выражается в высоких La/Sm (5.84–5.89), La/Yb (17.30–18.49) отношениях и резко фракционированном спектре распределения редкоземельных элементов. Также наблюдается отрицательная европиевая аномалия.

На основе данных возраста гранитов, рвущих метаморфические блоки, условий залегания, а также анализу шлифов можно считать, что кристаллические сланцы, скорее всего, сформировались в условиях регионального метаморфизма и представляют собой часть древнего фундамента.

Метаморфические образования силур-девонского возраста

В заливе Петра Великого Японского моря к 36 км к востоку от Владивостока расположен полуостров Дунай с одноименным поселком.

Путятинская свита развита на о. Путятин и п-ове Дунай. Свита, по Б.И. Васильеву, представлена метаморфизованными туфо-эффузивными образованиями (с линзами известняков), превращенными на отдельных участках в хлоритовые и амфиболовые сланцы.

Путятинская свита весьма условно отнесена к силуру-девону, поскольку по литологическому составу и степени метаморфизма она не похожа на известные в Приморье протерозойские отложения и, кроме того, прорвана гранитами и анненскими габброидами, имеющими абсолютный возраст 315 млн лет, и несогласно перекрыта нижнепермской дунайской свитой [2].

На полуострове Дунай проведен маршрут по бухтам Безымянная и Веселкина.

Среди пород найдены: метасоматически измененные порфириды, мусковит-серицитовые сланцы с обломками долеритов и базальтов, карбонат-мусковит-кварц-серицитовые сланцы, кварц-серицитовые сланцы.

Остров Аскольд расположен в зал. Петра Великого Японского моря, в 7 км к югу от материковой части Приморья (п-ов Дунай) и примерно в 50 км от Владивостока. Географические координаты его центра 42°45' с.ш. и 132°21' в.д.

В геологическом строении о-ва Аскольд принимают участие осадочные, магматические и метаморфические породы разного состава и возраста [4].

На острове Аскольд к путятинской свите отнесены осадочно-метаморфические породы, развитые в южной части острова. Свита состоит из согласно переслаивающихся горизонтов темно-серых, иногда черных биотитовых роговиков и метаморфизованных конгломератов. В составе толщи наблюдаются прослой метазэффузивов мощностью до 50 м, представленных порфиридами, туфами и туфопесчаниками [3].

В маршрутах по острову на контакте с гранитной интрузией были обнаружены сланцы, развитые, скорее всего, по породам основного состава. В основном все образцы относятся к известково-щелочной серии.

Литература

1. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Недра, 1969. 695 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000. (Третье поколение). Дальневосточная серия. Лист К-52, 53 - Владивосток. Объяснительная записка. СПб., 2011. 332 с.

3. Леликов Е.П. Метаморфические комплексы окраинных морей Тихого океана / Е.П. Леликов. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1992. 168 с.

4. Леликов Е.П. Остров Аскольд: геологическое строение и золотоносность // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 198–204.

5. Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. № 6.

6. Yukiasu Tsutsumi. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and the southernmost Khanka Massif, Far East Russia / Tsutsumi Yukiasu // Journal of Mineralogical and Petrological Science. 2014. V. 109. P. 97–102.

В.Н. Пучков¹

Роль плюмов и суперплюмов в формировании современной структуры океанов

На современной геологической карте мира океаны и континенты выглядят резко контрастно, причем структура океанов, читаемая из карты, наглядно, в отличие от континентов, говорит о роли плейт-тектонических процессов (спрединг, в виде полосового расположения разновозрастных зон коры вдоль СОХ и субдукция в виде островных дуг над зонами погружения литосферы). Роль плюмовой компоненты в структуре океанов проявлена не столь ярко, однако она весьма значительна и разнообразна.

Между одиночными плюмами и суперплюмами имеются существенные различия. С суперплюмами связывают образование Крупных Магматических Провинций (КМП или LIPs), с объемом магматических пород от 0.1 до первых десятков Мкм³ и площадью от 0.1 до десятков Мкм², и длительностью импульсов активности от 0.5 до первых десятков млн лет, в зависимости от наличия одного или нескольких более коротких импульсов [7]. Что касается одиночных плюмов, они нередко возникают после или в конце проявления суперплюмов и существуют непрерывно в течение многих десятков миллионов (до сотни) лет. В последнее время широкой поддержкой пользуется представление о формировании плюмов и суперплюмов, как восходящих конвекционных потоков, от так называемых суперсвеллов на границе ядра и мантии при их взаимодействии, заключающемся в обогащении мантии летучими и её разогреве на слое D”.

¹ Институт Геологии Уфимского Научного Центра РАН, Уфа, Россия; puchkv@ufaras.ru

В результате действия суперплюмов возникают грандиозные вулканические образования, среди которых наиболее важную роль на континентах играют базальты трапповой формации (flood basalts). В океанах их аналогами являются огромные лавовые плато и базальтовые излияния в бассейнах. В типичном случае сейсмические профили, пересекающие вулканические плато, выявляют аномальную мощность их коры (до 35 км против 5–10 км нормальной коры). В основании разреза плато обычно выделяется мощная базитовая интрузия (следствие андерплейтинга), выше находится средняя часть (кора нормального типа) и завершает разрез мощная осадочно-вулканогенная верхняя часть.

В некоторых случаях удается установить реликты плато в складчатых поясах. Наиболее ярким примером является океаническое базальтовое плато Врангелия, аккретировавшее к западной окраине Североамериканского континента и участвующее в складчато-надвиговых дислокациях [7].

Одиночные плюмы («горячие точки», по Т. Вильсону) имеют относительно постоянную позицию, колеблясь около аттрактора, и в силу этого образуют на поверхности движущихся плит цепи вулканов с регулярным изменением возраста (time-progressive chains). Вулканические цепи прерываются там, где на них накладываются более молодые СОХ.

В 2016 г. опубликована ITRF–2014 (International Terrestrial Reference Frame) – постоянно обновляемая схема векторов горизонтального перемещения точек геодезических наблюдений 4-мя методами с использованием космических технологий (VLBI, SLR, GNS и Doris) [6]. Ранее публиковавшаяся [4] схема перемещения плит, составленная по расположению регулярных вулканических цепей и актуализированная нами на сегодня, находится в прекрасном соответствии с ITRF–2014.

Пассивные (рифтогенные) [3] окраины континентов являются одновременно окраинами океанов атлантического типа. Они делятся на вулканические и невулканические [1, 2] в зависимости от того, является ли рифтогенез, приведший к их образованию, активным (связанным с плюмами) или пассивным. Окраины первого типа составляют более 50% всех рифтогенных окраин и отличаются рядом особенностей. Они подслоены мощными базитовыми интрузиями (следствие механизма андерплейтинга), их чехол содержит обильные вулканические потоки и разбит сбросами, образующими полуграбены, с характерными сейсмическими отражателями, падающими в сторону океана (SDRs, Seward Dipping Reflectors) [8]; такие окраины пронизаны базитовыми интрузиями – подводными каналами вулканов. Местами окраины пересечены вулканическими цепями с регулярным омоложением вулканов от континента в сторону океана.

Взаимодействие плюм- и плейт-тектонических механизмов в океанах имеет следствием целый ряд структурных явлений, информация о которых обобщена в [5]. Среди них – поляризация мантии вокруг активных одиночных плюмов, искажение формы СОХ в плане, связанное с «притяжением активной части СОХ плюмом, явление «мантийного ветра» и др.

Исследования проводились при поддержке Российского научного фонда (РНФ) № 16-17-10192.

Литература

1. *Меланхолина Е.Н.* Тектонотип вулканических пассивных окраин в Норвежско-Гренландском регионе // Геотектоника. 2008. № 3. С. 73–96.
2. *Меланхолина Е.Н.* Тектонотип невулканических пассивных окраин в регионе Иберии–Ньюфаундленда // Геотектоника. 2011. № 1. С. 8–105.
3. *Пучков В.Н.* Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Докл. Президиуму Коми ФАН СССР. 1974. 41 с.
4. *Пучков В.Н.* “Великая дискуссия” о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.
5. *Пучков В.Н.* Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов // Геотектоника. 2016. № 4. С. 88–104
6. *Altamimi Z., Rebischung P., Collileux X.* ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2016. V. 121. P. 6109–6131, doi:10.1002/2016JB013098.
7. *Ernst R.E.* Large igneous provinces. London: Cambridge University Press, 2014. 653 p.
8. *Geoffroy L.* Volcanic passive margins // C. R. Geoscience. 2005. V. 337. P. 1395–1408.

**А.М. Пыстин¹, Е.В. Кушманова¹, Ю.И. Пыстина¹,
И.Л. Потапов¹, А.В. Панфилов¹, В.Б. Хубанов²**

Неркаюский эклогит-амфиболит-сланцевый комплекс Приполярного Урала как фрагмент нижнедокембрийских палеоокеанических образований в структуре уралид

Неркаюский комплекс выделен в процессе проведения геолого-съемочных работ масштаба 1:50000 в 1979 г. и на основании структур-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; rustin@geo.komisc.ru; rustina@geo.komisc.ru; reg@geo.komisc.ru

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия; khubanov@mail.ru

ных особенностей, метаморфизма пород и соотношений с окружающими толщами отнесен к разрезу нижнего протерозоя [1]. Он слагает одноименный тектонический блок, имеющий в плане серповидную форму и прослеживается в северо-восточном направлении на 80 км по правобережью р. Хулги от ее крупного притока – р. Хальмерью на юге до р. Бол. Тыкотлова на севере. Максимальная ширина блока 15 км.

Комплекс сложен эклогитами, амфиболитами и гранат-слюдяными кристаллическими сланцами. Породы многократно дислоцированы и преобразованы последовательно проявившимися метаморфическими процессами. Фрагменты наиболее ранних структурных элементов представлены линейными складками преимущественно субширотной и северо-западной ориентировки, поперечной генеральному простиранию уралид.

Парагенезисы наиболее раннего относительно высокотемпературного и высокобарного метаморфизма лучше сохранились в центральной части комплекса в удалении от ограничивающих его разломов и других разрывных нарушений с приуроченными к ним зонам зеленосланцевых диафторитов.

Эклогиты в основном локализованы в двух зонах, ориентированных согласно простиранию ранних структур. Одна из них прослеживается в широтном направлении по правобережью р. Неркаю, вторая находится в междуречье Бол. и Мал. Нядокоты и имеет северо-западную ориентировку. Здесь нами при полевых исследованиях в 2014 г. были обнаружены, ранее не встречавшиеся в неркаюском комплексе, кианитсодержащие эклогиты [2].

Локальное распространение эклогитов в разрезе неркаюского комплекса, по-видимому, свидетельствует о том, что условия раннего этапа метаморфизма пород, в целом, были пограничными между эклогитовой и амфиболитовой фациями. Лишь в отдельных зонах могли реализоваться повышенные давления, достаточные для кристаллизации эклогитовых парагенезисов.

Переходя к реконструкции геодинамических условий образования протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса, отметим, что они слабо изменены метасоматическими преобразованиями и не гранитизированы. Это обстоятельство позволяет с большим доверием относиться к результатам палеогеодинамических реконструкций по петрохимическим и геохимическим данным.

На дискриминационных диаграммах точки составов эклогитов и амфиболитов попадают в пограничные области полей континентальных базальтов и базальтов океанических островов. Сравнение распределения R3Э в metabazитах (эклогитах и амфиболитах) неркаюского ком-

плекса с типовыми составами вулканитов основного ряда показывает их сходство с платобазальтами и умеренно-обогатненными толеитами окраинных (задуговых) морей.

Изучение петрогеохимических особенностей гранат-слюдяных кристаллических сланцев свидетельствует о том, что они относятся к паропородам. Это подтверждается наличием в породах обломочных аксессуарных минералов. С целью установления седиментационных условий, имевших место при накоплении осадков, был построен мультиэлементный спектр для кристаллических сланцев и выполнено его сравнение со спектрами распределения элементов в граувакках, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. Судя по полученным спектрам распределения элементов, можно судить о схожести исследуемых кристаллических сланцев с составами граувакк океанических островных дуг.

В целом, результаты анализа петрогеохимических данных приводят к выводу, что породы неркаюского комплекса наряду с признаками океанического (морского) происхождения имеют континентальные метки. Это можно проинтерпретировать следующим образом: вулканогенно-осадочные образования – протолиты метаморфических пород – сформировались на окраине континента в обстановке рифтогенеза и последующего развития задугового моря.

Вопрос о возрасте вулканогенно-осадочного субстрата неркаюского комплекса и времени проявления процессов метаморфизма пород остается дискуссионным. Как было отмечено выше, на основе геологосъемочных данных он был отнесен к нижнепротерозойским образованиям, что нашло отражение в схеме стратиграфии, принятой IV Уральским межведомственным стратиграфическим совещанием [3] и на ряде изданных геологических карт.

Тем не менее, ограниченный объем геохронологических данных и пространственная приуроченность комплекса к Главному Уральскому глубинному разлому приводит многих исследователей к идее о палеозойском возрасте пород и времени проявления высокобарного метаморфизма.

В последнее время мы предприняли попытку датировать цирконы из кристаллических сланцев неркаюского комплекса U-Pb методом с использованием лазерной абляции и магнитно-секторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-SF-MS) [4]. Анализы выполнялись в Геологическом институте СО РАН в г. Улан-Удэ. Было проанализировано 50 зерен цирконов.

Полученные значения возраста демонстрируют высокую степень конкордантности ($D < 10\%$). По критерию конкордантности возрастов по разным изотопным системам отобрано для дальнейшего анализа 47.

Наиболее высокие возрастные значения были получены для терригенных цирконов (2.53–2.46 и 2.12–2.01 млрд лет). Для цирконов, в которых отсутствуют признаки транспортировки (шероховатость поверхности плоскостей кристаллов, наличие на них царапин и др.) и которые на этом основании могут быть отнесены к метаморфогенным минералам, наиболее высокие датировки находятся в интервале 1.99–1.94 млрд лет. Все они получены для цирконов, представленных идиоморфными кристаллами округлой формы. Такие цирконы характерны для ультравысокотемпературных и высокотемпературных метаморфических пород [5]. Основной объем возрастных значений получен по цирконам призматического габитуса. Они группируются в следующие интервалы: 1.85–1.39, 1.20–0.99 и 0.72–0.59 млрд лет.

Датировки цирконов более 2.01 млрд лет указывают на возраст протолитов метаморфических пород неркаюского комплекса. Морфологические особенности наиболее древних метаморфогенных цирконов (1.99–1.94 млрд лет) подтверждают структурные и петрографические данные о высокотемпературном характере раннего этапа метаморфизма пород. Последующие более молодые возрастные значения отражают многоэтапный характер полиметаморфических преобразований в породах неркаюского комплекса. Они в целом соотносятся с возрастными интервалами основных этапов метаморфизма в раннедокембрийских метаморфических комплексах Урала [5]. Обращает на себя внимание примерное совпадение возрастного интервала основной популяции неркаюских цирконов (1.85–1.39 млрд лет; 50% датировок) и возрастных значений высокотемпературного метаморфизма пород марункеуского эклогит-гнейсового комплекса Полярного Урала, установленного по разным изотопным системам В.Л. Андреевым [6]: 1.86, 1.68, 1.54 млрд лет, а также полное отсутствие палеозойских возрастов. Полученные К.С. Ивановым и его соавторами [7] датировки белых слюд из эклогитов (351.3 ± 3.6 и 352 ± 3.6 млн лет), вероятно, отражают время тектонического выведения метаморфических пород в верхние горизонты коры.

Таким образом, приведенные данные подтверждают неоднократно высказывавшееся нами представление о неркаюском комплексе как о фрагменте нижнедокембрийского кристаллического основания, вовлеченного в структуру уралид.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований РАН №15-18-5-17.

Литература

1. Пыстин А.М., Казак А.П., Чернышев Ю.А. Эклогиты неркаюского комплекса на Приполярном Урале // Записки ВМО. 1983. Ч. 112. Вып. 3. С. 346–353.

2. *Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Потанов И.Л., Панфилов А.В.* Неркаюский метаморфический комплекс Приполярного Урала // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. №11. С. 14–19.

3. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.

4. *Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А.* U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.

5. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись Уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.

6. *Андреичев В.Л.* Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2010. 46 с.

7. *Иванов К.С., Карстен Л.А., Малюски Г.* Первые сведения о возрасте субдукционного (эклогит-глаукофанового) метаморфизма на Приполярном Урале // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Сборник докладов V Международной научной конференции «Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 121–128.

Ю.Н. Разницин, Г.Н. Савельева, М.А. Федонкин¹

Геодинамическая модель формирования углеводородного потенциала надсубдукционных областей

Предложенная геодинамическая модель формирования углеводородного потенциала надсубдукционных областей активных современных и древних континентальных окраин учитывает последние достижения в исследованиях Мирового океана, новые данные по тектонике офиолитов, минералого-геохимические и биохимические аспекты процессов серпентинизации и связанного с ней абиогенного синтеза метана и водорода, и позволяет оценить углеводородный потенциал этих уникальных областей Земли [1–15]. Существенная роль в модели отведена геодинамическому районированию на основе комплексных геолого-геофизических исследований, детализации условий тектонического расщипывания литосферы и определению коровых и мантийных составляющих процесса серпентинизации. Основными элементами этой модели являются: пространственно-генетические связи между тектоническим становлением офиолитовых аллохтонов, входящих в состав

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; e-mail: razn46@mail.ru

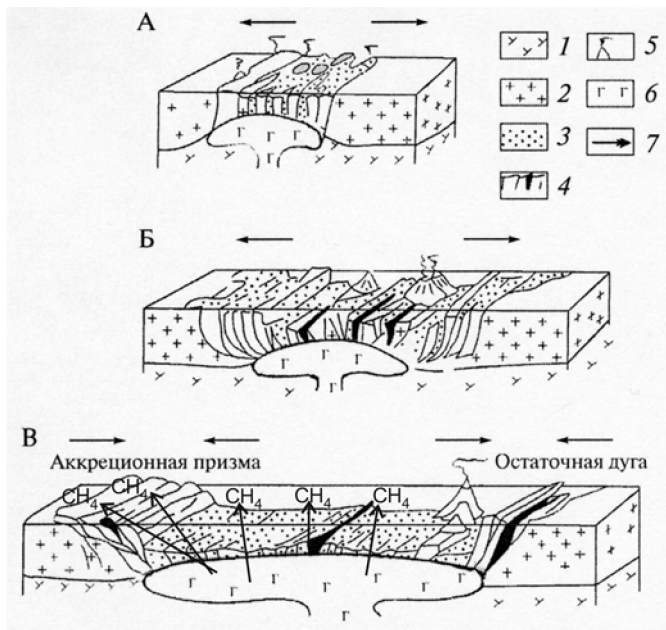


Рис. 1. Принципиальная модель образования задуговой впадины окраинно-го моря и формирования ее углеводородного потенциала.

Стадии развития: А – разуплотнение и деструкция коры с появлением грабенов, выполненных вулканическими породами, Б – диффузный спрединг с образованием офиолитовых комплексов и остаточных островных дуг, В – формирование зрелой впадины с зонами тектонического скупивания в аккреционных призмах; 1 – мантия; 2 – континентальная или океаническая кора доспредигового возраста; 3 – вулканические породы, 4 – офиолиты; 5 – вулканические цепи; 6 – мантийный диапир; 7 – направления растяжения – сжатия

аккреционных складчато-надвиговых поясов, обрамляющих задуговые впадины окраинных морей, и образованием этих впадин за счет растяжения литосферы под ними в результате подъема мантийных диапиров; идентификации офиолитовых аллохтонов в качестве фрагментов коры и мантии этих впадин; абиогенная генерация углеводородов за счет продуктов серпентинизации мантийных образований, выведенных в верхнюю часть корового разреза впадин в процессе «сухого» спрединга, подобно тому, как это происходит сегодня в медленно-спрединговом Срединно-Атлантическом хребте; тектоническое нагнетание углеводородов, дренированных из серпентинитов фундамента впадин в корневые зоны офиолитовых аллохтонов по глубинным надвигам, и, наконец, формирование углеводородных залежей на шельфах впадин в

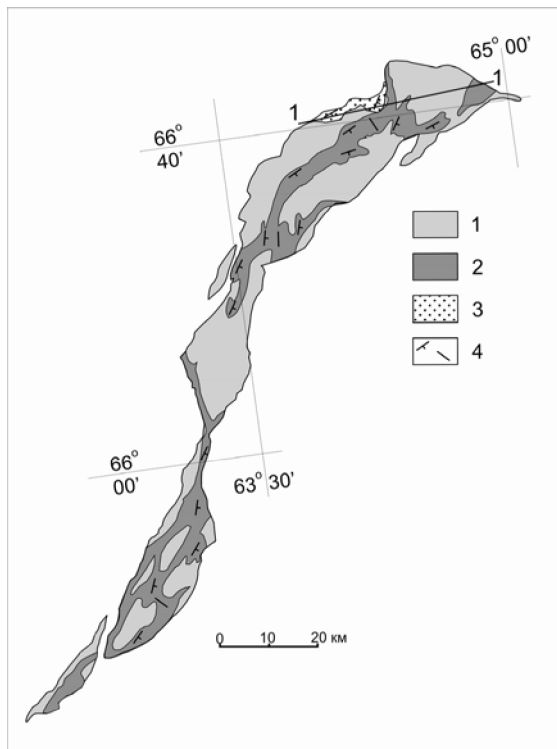


Рис. 2. Геологическая схема распределения ультраосновных пород с низкотемпературной и высокотемпературной серпентинизацией на Войкар-Сынгынском массиве.

1 – перидотиты с низкотемпературной серпентинизацией; 2 – перидотиты с высокотемпературной серпентинизацией; 3 – метаморфические породы в подошве массива; 4 – элементы залегания пород; 1 – 1 – положение разреза, приведенного на рис. 3

структурных ловушках типа принадвиговых антиклиналей в верхних частях осадочного чехла. При этом сами впадины служат нефтегазосборными площадями для формирующихся залежей. Подъем мантийных перидотитовых масс в кору сопровождается многоступенчатой серпентинизацией с обильным выделением метана и водорода на всех стадиях этого процесса. Сценарий всех этих событий предусматривает два варианта. В первом образование впадин происходит за счет деструкции континентальной коры в условиях растяжения литосферы. Второй вариант подразумевает заложение задуговых впадин на океанической коре в процессе субдукции. (рис. 1). Важным аспектом работы является

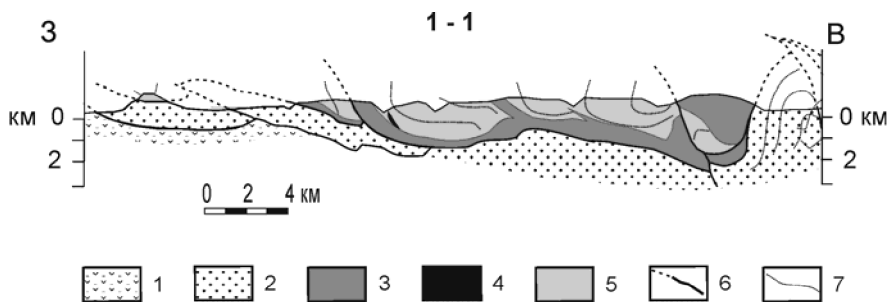


Рис. 3. Геологический разрез через Войкаро-Сыньинский массив.

1 – вулканогенно-осадочные породы палеозойского возраста; 2 – лавсонит-гранат-глаукофановые сланцы, амфиболиты; 3 – ультраосновные породы с высокотемпературной серпентинизацией: антигорит-оливиновые, тальк-амфибол-антигорит-оливиновые породы и сланцы по гарцбургитам, объединенные; 4 – дуниты; 5 – гарцбургиты и перцолиты с низкотемпературной хризотиловой серпентинизацией; 6 – надвиги; 7 – разномасштабные складки, образованные в ходе вязкопластического течения мантийного вещества при субсолидусных температурах

сравнительное изучение геологических и геохимических процессов в литосфере, связанных с молодыми и древними надсубдукционными зонами. Получены чрезвычайно ценные результаты в ходе изучения палеозойских офиолитов Урала. Установлено, что в ультраосновных массивах офиолитов Полярного Урала пространственно обособлены области с разным типом серпентинизации протекавшей в двух различных обстановках, различающихся диапазонами температур, давлений и стресса (рис. 2 и 3).

Впервые показано, что ранняя высокотемпературная гидратация перидотитов проходила в литосферной области мантийного клина непосредственно над погружающимся слэбом по следующей схеме: дегидратация серпентинитов и осадков в слэбе обуславливала формирование потока летучих компонентов, основным из которых является вода. Этот поток поднимался в породы мантийного клина, вызывая высокотемпературную гидратацию перидотитов в интервале глубин 50–60 км (рис. 4). Образование фронта гидратации сопровождалось увеличением объема и повышением температуры серпентинизируемых перидотитов, что повышало пластичность этих пород и способствовало их выведению в кору. Породы, образованные при высокотемпературной серпентинизации перидотитов, слагают зоны, строение которых отражает глубинную транспортировку масс. По мере выведения перидотитов в верхнюю часть корового разреза температура и общее давление снижались, но давление флюида и стресс в локальных зонах возрастали. Сделаны обоснованные выводы

о том, что процесс метаморфизма в мантийном клине над зоной субдукции в целом является регрессивным. Показано, что низкотемпературная петельчатая lizardit-хризотиловая серпентинизация ультрамафитов в задуговых бассейнах проходила в коровых приповерхностных условиях и вызвана, в том числе, тектоническими процессами, будучи обусловлена механизмом скучивания и горизонтальным тектоническим расслаиванием океанической коры и верхов мантии, что способствовало усиленному проникновению морской воды в толщу ультрамафитов и обеспечивало масштабные процессы серпентинизации в процессе рассеянного «сухого» спрединга, приводящие в конечном счете к генерации метана и водорода. Как высокотемпературная, так и низкотемпературная серпентинизация мантийных перидотитов сопровождалась обильным выделением водорода, участвующего в abiогенном синтезе метана в присутствии растворенного в воде CO_2 . Водород является субстратом жизнедеятельности разнообразных прокариот, прежде всего метан-генерирующих архей. Активному водородному метаболизму способствует высокая концентрация ионов тяжелых металлов (Fe, W, Ni и других активаторов ферментов водородного метаболизма – гидрогеназ) в зонах разгрузки гидротерм в задуговых бассейнах и в областях истечения на поверхность дна высокощелочных флюидов в преддуговых обстановках. Высокая продуктивность прокариотной биоты

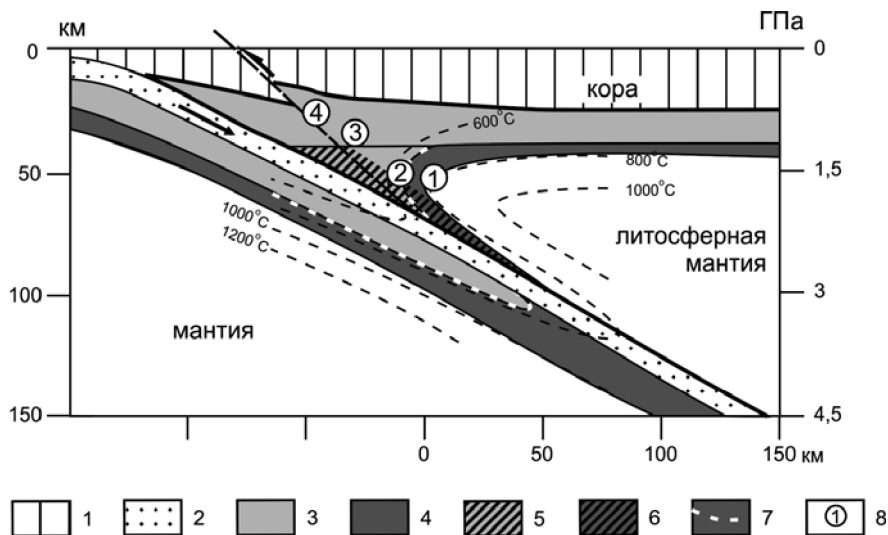


Рис. 4. Положение областей формирования ультраосновных метаморфитов в мантийном клине над зоной субдукции.

1 – островодужная кора, 2 – океаническая кора слэба, 3 – серпентинизированные (антигорит) ультрамафиты; 4 – «хлоритовые гарцбургиты» со структурами спинифекс и роговиковыми; 5 – область устойчивости антигорита в мантийных гарцбургитах надсубдукционного клина; 6 – область устойчивости магнезиального хлорита в мантийных гарцбургитах надсубдукционного клина; 7 – граница распада антигорита; 8 – участки литосферной мантии, для которых определены *P–T*-условия гидратации

(биомасса и биогенный метан) указанных биотопов в большой степени определяют углеводородную перспективность пористых горных пород и осадков, залегающих над зоной субдукции. Важное теоретическое и прикладное значение имеют выводы о большой древности процессов серпентизации в качестве источника водорода, о весьма вероятной связи процессов происхождения жизни и ее ранней эволюции с зонами водородной эмиссии в бентали, о доминанте хемоавтотрофных прокариот с водородным обменом среди первичных продуцентов органического вещества в анаэробных условиях, и о высокой вероятности нефтидогенеза на основе указанных прокариотных сообществ в архее и протерозое. Таким образом, происхождение углеводородов в рамках развиваемой модели рассматривается с позиций полигенетической парадигмы нефте- и газообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 12–05–00113, 13–05–00136, гранта ведущих научных школ НШ-2981.2014.5 и программы Президиума РАН № 30.

Литература

1. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 52 с.
2. *Гогоненков Г.Н., Тимурзиев А.И.* Сдвиговые деформации в чехле Западно-Сибирской плиты и их роль при разведке и разработке месторождений нефти и газа // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 3. С. 384–400.
3. *Гончаров М.А., Короновский Н.В., Разницын Ю.Н., Свалова В.Б.* Вклад мантийного диапиризма в процесс формирования новообразованных впадин Средиземноморья и Карибского региона и окружающих центробежно-вергентных складчатопокровных орогенов // Геотектоника. 2015. № 6. С. 80–93.
4. *Разницын Ю.П.* Офиолитовые аллотоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 105 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 371).
5. *Разницын Ю.Н.* Роль тектонического расслаивания литосферы в образовании гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 1–15.
6. *Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 560).
7. *Разницын Ю.Н.* Геодинамика тектонопар офиолитовые аллотоны – сопредельные глубоководные впадины и формирование месторождений углеводородов

на западе Тихого океана // Материалы IXX Международной конференции (Школы) по морской геологии. М.: ГЕОС, 2011. С. 101.

8. *Разницын Ю.Н.* Геодинамика офиолитов и формирование месторождений углеводородов на шельфе Восточного Сахалина // Геотектоника. 2012. № 1. С. 3–18.

9. *Разницын Ю.Н.* Вклад мантийного диапиризма в образование глубоководных впадин и аккреционных призм Карибского региона // Докл. РАН. 2013. Т. 453. № 2. С. 180–184.

10. *Разницын Ю.Н.* Перспективы нефтегазоносности и геодинамическая модель формирования углеводородных залежей на южном шельфе Кубы // ДАН. 2014. Т. 456. № 6. С. 699–702.

11. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре М.: Наука. 1987. 243 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).

12. *Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г.* Океанические комплексы Полярного Урала в складчатом обрамлении Западно-Сибирского бассейна // Материалы Всероссийской научной конференции с участием иностранных ученых «Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезо-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. 29 сентября – 2 октября 2008 года». Тюмень – Новосибирск. С. 179–181.

13. *Савельева Г.Н., Разницын Ю.Н., Меркулова М.В.* Метаморфизм перидотитов в мантийном клине над зоной субдукции: гидратация в литосферной мантии // ДАН. 2016. Т. 468. № 1. С. 62–64.

14. *Федонкин М.А.* Роль водорода и металлов в становлении и эволюции метабиологических систем // Проблемы зарождения и эволюции биосферы. М.: Книж. дом «Либроком», 2008. С. 417–437.

15. *Goncharov M.A., Raznitsin Yu.N., Barkin Yu.V.* Specific features of deformation of the continental and oceanic lithosphere as a result of the Earth core northern drift // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. № 1. P. 27–54. DOI:10.5800/GT-2012-3-1-0060.

**А.А. Разумовский¹, А.В. Рязанцев¹, И.А. Новиков²,
А.В. Артамонов¹**

Новоракитянский дайковый комплекс: строение и условия формирования (Сакмарская зона, Южный Урал)

Новоракитянский дайковый комплекс слагает крутопадающий на ЮВ тектонический блок, протяженностью около 3-х км, шириной 1–1.3 км. Структурно описываемый блок входит в зону меланжа на крыле Утягу-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; minerals-fossils@mail.ru

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

ловско-Блявинской синформы Сакмарского аллохтона. Ранее [1, 2, 3, 5] были предварительно установлены взаимоотношения метаморфических и магматических комплексов окрестностей дер. Новая Ракитянка, дополненные и измененные в настоящей работе.

В составе Новоракитянского блока выделяются два типа «разреза». Первый представлен комплексом параллельных даек (КПД), сложенный пакетами долеритов «дайка в дайке» 2-х генераций со скринами верхнемантийных и нижнекоровых пород офиолитового разреза. Второй построен с участием в скринах пород габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса.

1-я генерация КПД слагает северную и восточную части, а также следует вдоль южного края Новоракитянского блока. Она образована мощными полудайками среднезернистых габбро-долеритов. Характерны широкие, до 1–1.5 м, зоны закалок, появление в этих зонах пироксен-порфировой структуры, а также внедрение мелких (3–7 см) афанитовых долеритовых жил вблизи контактов. Мощности полудаек составляют в среднем 5–7 м, достигая 12 м. Дайки содержат скрины аподунит-гарц-бургитовых серпентинитов и пород расслоенного комплекса (троктолитов, оливиновых габбро и габброноритов). Мощности скринов обычно составляют первые метры, достигая 20–30 м.

2-я генерация КПД образована отдельными телами и сближенными роями даек долеритов. Мощности долеритовых тел изменяются от первых сантиметров до 5–6 метров. Их структура напрямую зависит от мощности и меняется от афанитовой до мелко-среднезернистой.

Амфиболиты в пределах Новоракитянского блока представляют собой продукт переработки пород КПД. На юге блока проявлена метаморфическая полосчатость с обособлением лейкосом и меланосом. Уплотненность новообразованного амфибола лежит в плоскости метаморфической полосчатости. Метаморфические текстуры макроскопически хорошо проявлены в средне- и крупнозернистых породах. В мелкозернистых разностях и в афанитовых зонах закалки они не видны. Когда в зоне амфиболитизации оказываются пакеты полудаек габбро-долеритов 1-й генерации и отдельные секущие дайки долеритов 2-й генерации, близкой степени кристалличности, метаморфические изменения наблюдаются только в породах, образующих тела 1-й генерации.

Габбро-тоналит-плагиогранитный комплекс (ГТПК) образован серией сближенных тел, варьирующих по составу от амфиболового габбро, через кварцевые диориты, до тоналитов и преобладающих плагиогранитов. Взаимоотношения между телами наблюдаются в единичных случаях. Так, например, мелкозернистые кварцевые диориты образуют неправильной формы фрагменты размерами от 10–15 см до 0.5–

0.7 м в среднезернистых плагиогранитах. Края таких диоритовых обособлений могут быть как с постепенным переходом к вмещающим плагиогранитам, так и образовывать четкую линию без приконтактовых изменений. Другой вариант установленных взаимоотношений – секущие жилы среднезернистых гранофировых лейкогранитов в среднезернистых плагиогранитах. Также установлены зоны магматических брекчий с обломками диоритов, имеющих нечеткие границы, в тоналит-плагиогранитном матриксе. Породы ГТПК, в том числе и магматические брекчии, слагают скрины между дайками, реже пакетами даек долеритов и секутся отдельными долеритовыми жилами. Количество гранитоидов в скринах между долеритами не превышает 20–25% от общего объема пород. Мощности скринов, образованных породами габбро-тоналит-плагиогранитного комплекса варьируют от 0.5–1 до 25–30 м. Средние значения, скорее всего, лежат в интервале 5–10 м.

Последовательность и условия формирования Новоракитянского дайкового комплекса: наиболее ранние пакеты КПД были образованы мощными полудайками габбро-долеритов в процессе относительно концентрированного спрединга. Они внедрялись в породы дунит-гарцбургитового комплекса, содержащие отдельные интрузии троктолитов – оливинового габбро – габброноритов. О том, что породы расслоенного комплекса не слагали единый «слой» над мантийными тектонитами свидетельствует чередование их скринов в одном эрозионном срезе.

Следующим было внедрение пород ГТПК. Ранние габбро-долеритовые дайки содержат отдельные секущие плагиогранитные жилки и зоны магматических брекчий с плагиогранитным матриксом. Конформное положение границы данного ГТПК с залеганием пакетов габбро-долеритов, позволяют предположить, что вектор растяжения унаследован от предыдущего этапа. О перескоке оси спрединга западнее (в современных координатах) говорят ориентировки закалок в ранее сформировавшихся пакетах габбро-долеритов.

На последующем этапе пакеты ранних габбро-долеритов, пространственно сближенные с ГТПК, были «сшиты» с ним второй генерацией долеритовых даек, которые распространены в поле развития пакетов ранних габбро-долеритов и ГТПК. При этом поменялся не только источник вещества, которое вновь стало основного состава, но и режим растяжения. По сопряженной системе трещин происходил процесс рассеянного спрединга, формировавшего рои, отдельные дайки и жилы долеритов. Подушечные базальты, развитые западнее площади развития Новоракитянского дайкового комплекса имеют с ним тектонический контакт. Они могут быть комагматичны 2-й генерации долеритов.

Особенности состава. Породы 1-й и 2-й генераций дайкового комплекса очень близки по составу. Они соответствуют базальтам и андезибазальтам нормального типа щелочности, и относятся к известково-щелочной серии. Для них характерны низкие содержания TiO_2 (~0–5%), повышенные MgO (8–11.8%). Породы имеют фракционированный характер распределения редкоземельных элементов $(La/Yb)_n = 1.40–3.8$. Для мультиэлементных спектров характерен отчетливый Ta-Nb минимум. На дискриминационных диаграммах точки попадают в поля островодужных пород. Породы ГТПК принадлежат дифференцированной известково-щелочной серии с нормальной щелочностью натриевого и калий-натриевого типа. Породы имеют фракционированный характер распределения редкоземельных элементов. От габбро к габбро-диоритам $(La/Yb)_n$ изменяется от 3.0 до 6.3, а от тоналитов к гранофировым гранитам – от 4.5 до 8.3. На мультиэлементных спектрах отчетливо проявлен Ta-Nb минимум. Плагииграниты (трондьемиты) по составу отвечают островодужным высокоглиноземистым гранитам I типа. На дискриминантных диаграммах точки гранитоидов располагаются в полях островодужных пород.

Корреляции. Аналогичные по составу дайковые комплексы, ассоциирующие с габбро и гранитоидами, в Сакмарском аллохтоне известны в структуре Хабарнинского массива [1, 2, 4]. В корневых для Сакмарского аллохтона Присакмаро-Вознесенской и Актау-Таналыкской зоне аналогичные комплексы распространены на р. Таналык [1, 3, 4], в Чингизовском офиолитовом массиве на р. Сакмаре [1, 2, 4], в районе гор Калкан и Акмантау [1], в районе пос. Аккермановка [6]. В Сакмарском аллохтоне и в Присакмаро-Вознесенской зоне описанные плутонические породы структурно связаны с эффузивными комплексами, в которых наибольший объем занимают породы основного и кислого составов.

Проблемы возраста. Из гранитоидов Новоракитянского блока были выделены цирконы, по которым получены значения возраста 427 ± 7 млн лет, а в соседних блоках на том же структурном уровне 456 ± 4 и 456 ± 6 млн лет (SHRIMP-II) [4]. Для амфиболов из меланократовых габбро ГТПК Новоракитянского блока $39Ar/40Ar$ методом возраст плато = 388 ± 12 млн лет. Плагииграниты Хабарнинского офиолитового массива имеют возраст ~400 млн лет [1], а в Актау-Таналыкской зоне 423.7 ± 5.6 млн лет [4]. Для гранитоидов данной ассоциации в разных районах Южного Урала характерно присутствие ксеногенных цирконов, возраст которых варьирует от раннего кембрия до докембрия [2].

Особенности состава магматических пород Новоракитянского комплекса и его аналогов в других районах Южного Урала, их структурное

положение и данные о возрасте позволяют считать, что они сформированы в надсубдукционной обстановке в структуре задугового, или междугового прогиба, который развивался в позднем ордовике – раннем девоне и имел гетерогенный фундамент.

Литература

1. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
2. Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов из офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугуджар // Геотектоника. 2012. №2. С. 65–96.
3. Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. и др. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.
4. Рязанцев А.В., Савельева Г.Н., Разумовский А.А. Дайковые комплексы офиолитов Урала // Геотектоника. №3. 2015. С. 36–55.
5. Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю. Ордовикские вулканогенные и plutонические комплексы Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Геотектоника. 2016. № 6. С. 1–28.
6. Razumovskiy A.A. The geologic structure of the Akkermanovka fragment of the Khabarny Massif ophiolite association (South Ural) // RJES. 2006. V. 8. ES3004. P. 1–18.

**Ю.Л. Ребецкий, Д.С. Мягков, В.В. Погорелов,
А.В. Маринин¹**

Современное напряженное состояние литосферы области сочленения островной дуги (Япония) и океана. Численное 2D моделирование

Введение. Изучение закономерности напряженного состояния в зоне перехода от континентальной (субконтинентальной) литосферы к океанической является не только проблемой геодинамики, но и важнейшей задачей физики очага землетрясения. Это связано с возникновением в таких зонах наиболее сильных – катастрофических землетрясений, которые уже в начале нового тысячелетия сопровождались большими че-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия; reb@ifz.ru; dmitriymyagkov92@mail.ru; vvp@ifz.ru; marinin@yandex.ru

ловческими жертвами (Суматро-Андаманское 2004 г. и Тохоку 2011 г.). Благодаря развертыванию в конце прошлого – начале этого века региональных сетей широкополосных сейсмических станций появились новые данные о сейсмогенных структурах тех участков литосферы зоны перехода от континента или островной дуги к океану, для которых ранее таких данных либо не существовало, либо они были очень отрывочные. Здесь прежде всего речь идет о литосфере океанского склона западного фланга Тихоокеанской сейсмофокальной области вдоль Японского желоба. Сейсмологические данные показали наличие большого числа землетрясений с механизмами очагов типа сброс. Следует особо отметить, что эти землетрясения происходили в период до катастрофического землетрясения Тохоку. Поэтому их нельзя объяснить клавишной моделью Л.И. Лобковского [1], в которой в тыловой – океанской части плиты-клавиши, испытавшей поддвиг под субконтинентальную кору после сильного землетрясения, формируется область горизонтального растяжения. Новые данные показывают, что состояние горизонтального растяжения в океанской литосфере к востоку от тальвега желоба существует всегда. Другой тип геофизических данных – сейсмические профили вкрест зон перехода от океана к континенту [2 и др.], показал, что осадочная призма океанского прогиба сложена осадками, залегающими достаточно спокойно – параллельно кровле коры в низах и субгоризонтально в верхах призмы. Согласно сейсмическим профилям вдоль Южноамериканской сейсмофокальной области призма не содержит сильно перемятых в складки слоев, которые должны возникать в результате поддвига океанской плиты по континентальную. Небольшие объемы, смятых в складки пород иногда встречаются на профилях, но они примыкают к континентальному склону и не проникают в ядерную часть призмы. Кровля коры океанского желоба разбита на разрывы типа сбросов, которые продолжаются и на океанском склоне за пределами желоба. Эти данные сейсмических профилей подтверждают сейсмологические данные. В связи со всем выше сказанным, требует нового рассмотрения вопрос о генезисе напряжений в литосфере зоны перехода от континента к океану. Задачей наших исследований являлось получение на основе численных расчетов распределения напряжений, которое было бы наиболее близким к результатам тектонофизической реконструкции природных напряжений, выполненной ранее [3, 4] для литосферы в районе о. Хонсю на основе данных о механизмах очагов землетрясений (японская сейсмическая сеть F-net). Землетрясения произошли в исследуемом регионе перед катастрофическим землетрясением Тохоку 2011 г. в период 1998–2011 г., что позволяло говорить о получении данных о напряжениях, действовавших в коре

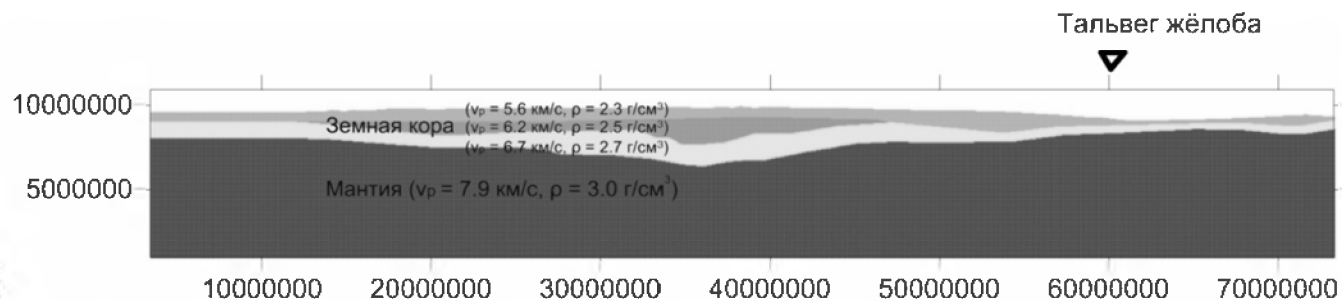


Рис. 1. Упрощенная 2D модель вертикального сечения сейсмофокальной области

исследуемого региона до землетрясения Тохоку. Данные о природных напряжениях крайне важны при моделировании, т.к. у нас нет точного представления, какие условия нагружения осуществляются в природном объекте. Природные напряжения являются тем ориентиром, который позволяет подобрать типы нагружения, создающих в численной модели закономерности распределения напряжений, выявленные в природном объекте.

Исходные геофизические и тектонофизические данные. Нами были использованы работы [5, 6 и др.], на основе которых был создан обобщенный сейсмический профиль вкрест Японских островов (рис. 1). По данным этого сейсмического профиля построена двумерная модель,

которая в субконтинентальной части содержала 4 слоя: осадочный чехол (скорости $V_p=5.6$ км/сек), два слоя кристаллической коры (скорости $V_p=6.2$ км/сек, 6.7 км/сек) и мантия (скорости $V_p=7.9$ км/сек) и три слоя в океанической части. По данным о скоростях волн были заданы плотности и упругие модули слоев модели. Перечислим основные закономерности природных напряжений в субконтинентальной литосфере о. Хонсю и сочлененной с ним океанской литосфере, полученных по результатам тектонофизической реконструкции (с ними мы должны будем сопоставлять результаты численных расчетов): 1) в пределах глубин 0–30 км центральной и северной частях о. Хонсю и континентального склона повсеместно наблюдается субгоризонтальная ориентация осей максимального сжатия с ориентацией, ортогональной простиранию сейсмофокальной зоны. При этом для восточной части острова и на континентальном склоне вплоть до океанического желоба наклон осей этих напряжений направлен в сторону океана (угол наклона 20–30°), а в западной – в противоположную сторону; 2) к востоку от океанического желоба в океанической литосфере везде, где происходили землетрясения, ориентация осей максимального сжатия была субвертикальной, а оси минимального сжатия были ортогональны простиранию желоба. Ось промежуточного главного напряжения к западу и к востоку от желоба была ориентирована вдоль его простирания; 3) эффективное давление (среднее напряжение) в коре континентального склона испытывало резкий градиент, увеличиваясь с запада на восток.

Методика численного моделирования. Исследование напряжённо-деформированного состояния в зоне субдукции о. Хонсю проводилось методом численного моделирования. Применялась явная конечно-разностная схема, разработанная Уилкинсом для исследования упругопластических тел [7] и усовершенствованная Ю.П. Стефановым [8] для применения в геомеханике. Задача решается в рамках подхода Лагран-

жа. Основной особенностью подхода является использование уравнений движения (уравнения равновесия с инерционными членами), что приводит к расчету для описания квазистатического состояния среды в динамической форме. Любое мгновенное изменения состояния системы вводится как переходный процесс, занимающий некоторый условный промежуток времени, подбирающийся специально и так, чтобы сугубо динамические процессы в системе пришли в квазистационарное состояние. Применяемая методика рассматривает тела модели как упругопластические, в нашей работе использована модифицированная модель Друккера – Прагера – Николаевского.

Краевые условия задачи механики. При реализации численных расчетов в качестве вариантов краевых условий рассматривались два: 1) субширотное сокращение, вызванное движением океанической литосферной плиты; 2) мелкомасштабная термогравитационная конвекция в астеносфере (размер ячейки 200–500 км). В процессе расчетов варьировались формы этих двух основных видов нагружения. Выбор в качестве краевых условий субширотного движения океанической литосферы является достаточно стандартным, рассматривавшемся в целом ряде работ по численному моделированию [9 и др.]. Выбор в качестве краевых условий мелкомасштабной конвекции в астеносфере был связан с нашим опытом изучения напряженного состояния орогенов [10]. По результатам реконструкции природных напряжений (здесь также использовались данные о механизмах очагов землетрясений) в коре горных поднятий наблюдался режим горизонтального сжатия (подобно коре о. Хонсю и континентального склона), а в коре рядом расположенных крупных межгорных впадин или передовых прогибов наблюдался режим горизонтального растяжения. Для этих регионов нами было выполнено математическое моделирование напряжений на основе аналитических решений механики [11]. Здесь так же, как и для Японских островов, мы использовали две концепции краевых условий: 1) литосферное горизонтальное сжатие, создающее общелитосферную складку; 2) мелкомасштабная конвекция в астеносфере. В этих аналитических расчетах нам удалось получить ряд закономерностей распределения напряжений, сходных с природными объектами, но полного соответствия в обеих моделях краевых условий получить не удалось (мы это связываем с ограниченностью аналитических методов). При этом ближе к природной являлась модель краевых условий в виде «конвекции в астеносфере».

Численный расчет. При численном расчете прямоугольная «ванна» разбивалась на квадраты – элементы с размером 500*500 м. При попадании элемента расчетной сетки выше континентальной или океанической коры ему присваивались механические параметры воздуха или

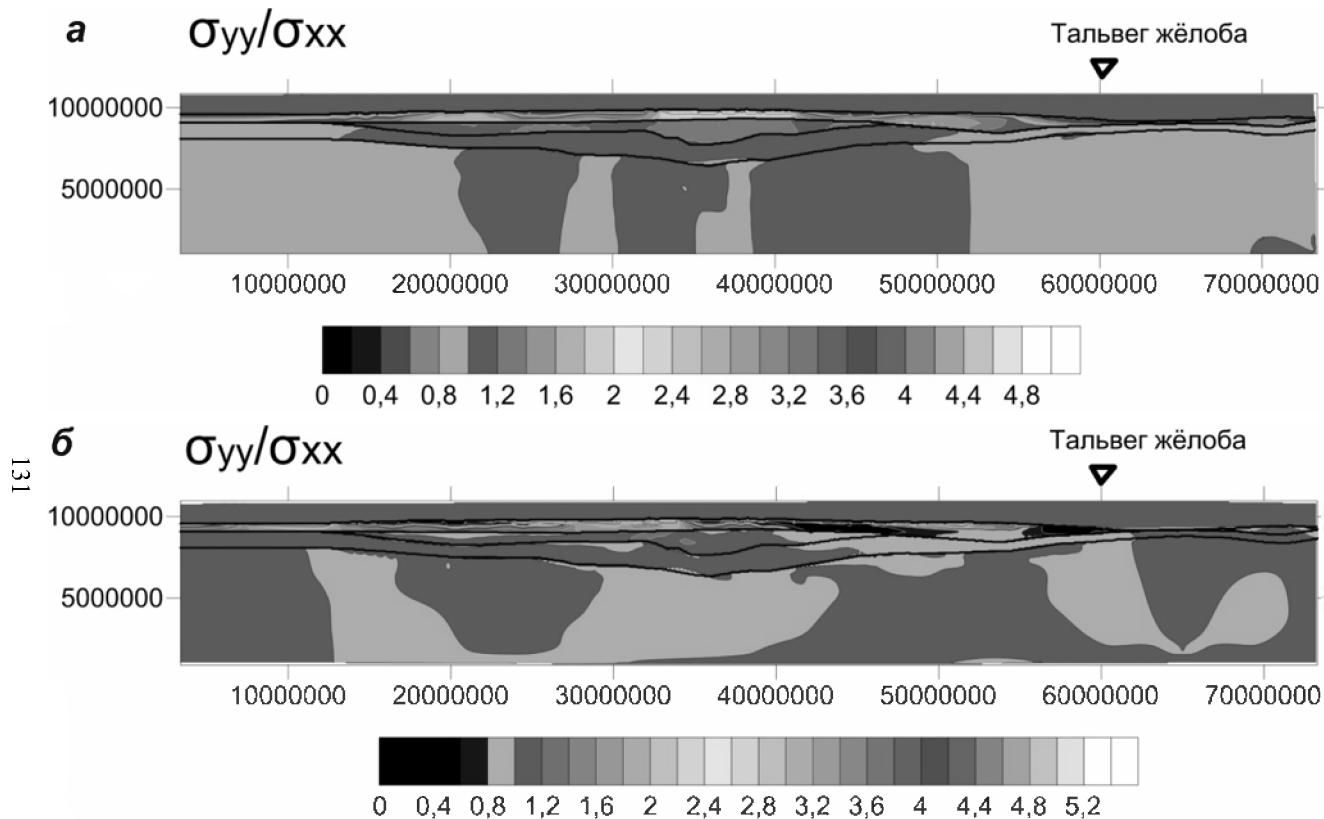


Рис. 2. Распределение в моделях «горизонтального сокращения» (а) и «конвекции в астеносфере» (б) соотношения вертикальных и горизонтальных напряжений

воды. При попадании элемента расчетной сетки в слои континентальной, океанической коры или мантии ему присваивались соответствующие принятой в модели механические параметры. Таким образом, достигалась одинаковая изначальная изометричность всех элементов модели. Побочным эффектом модели являлось неточность в отслеживании основных границ модели (не хуже 500 м). Поскольку во всех вариантах краевых условий нагружения присутствует влияние собственного веса пород коры и мантии, то первоначально рассчитывались напряжения в модели только от собственного веса пород. Далее полученное напряженное состояние рассматривалось в качестве начального при задании краевых условий согласно по рассмотренным выше схемам. На рис. 2 для сравнения показан результат расчет для обоих типов краевых условий, показывающий соотношение между вертикальными и горизонтальными напряжениями.

Общие выводы. Результаты расчетов показали, что модель с «конвекцией в астеносфере» лучше соответствует закономерностям напряженного состояния, выявленным в природе, чем модель «латерального сжатия». Модели «латерального сжатия» мантия воспринимает на себя большую часть горизонтальных сжимающих напряжений. Из-за этого эти напряжения практически не передаются в кору о. Хонсю, но полностью захватывают океаническую кору, что не соответствует природным данным. Таким образом, основным критерием достоверности модели становится ее согласованность по напряженному состоянию в океанской литосфере к востоку от тальвега желоба. В дальнейших расчетах необходима проверка роли сил затягивания утяжеленного литосферного слэба, влияние в модели горизонтального сжатия распределенных тангенциальных массовых сил. Также требуется учет экзогенных процессов (денудации и осадконакопления).

Литература

1. Лобковский Л.И., Баранов Б.В. Клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 843–847.
2. The Andes – active subduction orogeny. Series: Frontiers in Earth Sciences, 2007.
3. Ребецкий Ю.Л., Полец А.Ю. Напряженное состояние литосферы Японии перед катастрофическим землетрясением Тохоку 11.03.2011 // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5, Вып. 2. С. 469–506.
4. Rebetsky Yu.L., Polets A.Yu., Zlobin T.K. The state of stress in the Earth's crust along the northwestern flank of the Pacific seismic focal zone before the Tohoku earthquake of 11 March 2011 // Tectonophysics. 2016. V. 685. P. 60–76.
5. Nakamura Y., Kodaira S., Cook B.J., Jeppson T., Kasaya T., Yamamoto Y., Hashimoto Y., Yamaguchi M., Obana K., Fujie G. Seismic imaging and velocity structure

around the JFAST drill site in the Japan Trench: low V_p , high V_p/V_s in the transparent frontal prism // *Earth, Planets and Space*. 2014. V. 66. P. 121–132.

6. *Nishizawa A., Kaneda K., Oikawa M.* Seismic structure of the northern end of the Ryukyu Trench subduction zone, southeast of Kyushu // *Earth, Planets and Space*. 2009. V. 61. P. 37–40.

7. *Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture // Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246. 1972.

8. *Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // *Физ. мезомех.* 2005. Т. 8, № 3. С. 129–142.

9. *Kaus B.J.P., Steedmanb C., Becker T.W.* From passive continental margin to mountain belt: Insights from analytical and numerical models and application to Taiwan // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2008. V. 171. P. 235–251.

10. *Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // *Геодинамика и тектонофизика*. 2015. Т. 6, Вып. 4. С. 437–466.

11. *Мяжков С.Д., Ребецкий Ю.Л.* Эволюция структуры течения и рельефа коры эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // *Вестник КРАУНЦ, Науки о Земле*. 2016. Вып. 29, № 1. С. 89–100.

Ю.Л. Ребецкий¹

Геодинамика и тектоника малых тангенциальных массовых сил

Введение. Основоположник идей, положивших начало современной парадигме в геодинамике – новой глобальной тектонике, А. Вегенер [1] связывал возникновение движущих сил литосферных плит с особенностями формы геоида. В частности, он опирался на идею Л. Этвёша [2] и расчеты П. Эпштейна [3], из которых следовало, что из-за уменьшения полярного сжатия уровневой поверхности силы тяжести для внутренних объемов Земли (подтверждено позднее в работах К. Буллена [4]) «плавающие тела подвержены воздействию разнонаправленных сил, равнодействующая которых обращена от полюсов к экватору». Эта сила является массовой, т.е. действует в каждом микрообъеме среды и направлена по касательной к сфероиду Земли – тангенциальная массовая сила (ТМС). В рамках высказанной идеи ТМС действует вдоль меридианов от полюсов к экватору и согласно работе [3] их величина вблизи поверхности Земли на широте $\theta = 45^\circ$ будет $|K_\theta| \approx 3.4 \cdot 10^{-5} \text{ Г/см}^3$.

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

Если проинтегрировать эти силы по мощности литосферы (полагаем, что в первом приближении они постоянны по глубине от 0 до 100 км), то получим 0.34 бара (34 КПа). Т.е. если под действием ТМС литосфера будет перемещаться по мантии, то равновесному состоянию (движение без ускорений) будут отвечать касательные напряжения на подошве литосферы порядка полученных значений. Это очень маленькое касательное напряжение, что отражает и малые значения самих ТМС. Именно такие оценки были причиной неверия ученых начала прошлого века в гипотезу А. Вегенера.

Новый подход в оценке ТМС. В своих исследованиях мне удалось показать, что существует возможность обосновать с других позиций существование в литосфере ТМС. Поскольку генезис этих ТМС иной, чем в работах [1–3], то для них получены иные оценки величин. Предлагается связывать ТМС с отличием формы физической поверхности Земли от формы уровневой поверхности потенциала силы тяжести F^{cm} . В случае, если масштаб усреднения потенциала силы тяжести имеет планетарный масштаб (первые тысячи километров), то речь идет о сопоставлении формы двух глобальных эллипсоидов вращения. Если использовать более детальные данные и перейти к масштабу усреднения в первые сотни километров, то речь может идти о региональных эллипсоидах вращения, наилучшим образом приближающих региональный участок поверхности планеты и региональную форму уровневой поверхности силы тяжести. При описании формы Земли в планетарном масштабе используют параметры референс эллипсоида, который представляет собой приближение формы геоида в виде эллипсоида вращения (модель WGS 84): $r = r_a (1 - \varepsilon \sin^2 \theta)$, где r – радиус точки на поверхности эллипсоида, $r_a \approx 6378.137$ км является экваториальными радиусом референс эллипсоида, а полярное сжатие $\varepsilon \approx 1/298.26$. Нормаль к поверхности эллипсоида определяет направление отвесной линии, т.е. силы тяжести F^{cm} . Будем использовать для приближения поверхности физической Земли в этом же планетарном масштабе параметр, известный в гравиметрии как динамическое сжатие Земли: $H = (C - A)/C \approx 1/305.51$, где C и A – моменты инерции эллипсоида, которые математическим путем не могут быть вычислены, т.к. недостаточно известно глубинное распределение плотности. Значение отношения для H было получено из спутниковых измерений. Можно показать [5], что для слоисто однородной планеты H позволяет записать выражение для эллипсоида вращения, характеризующего физическую поверхность Земли в планетарном масштабе усреднения:

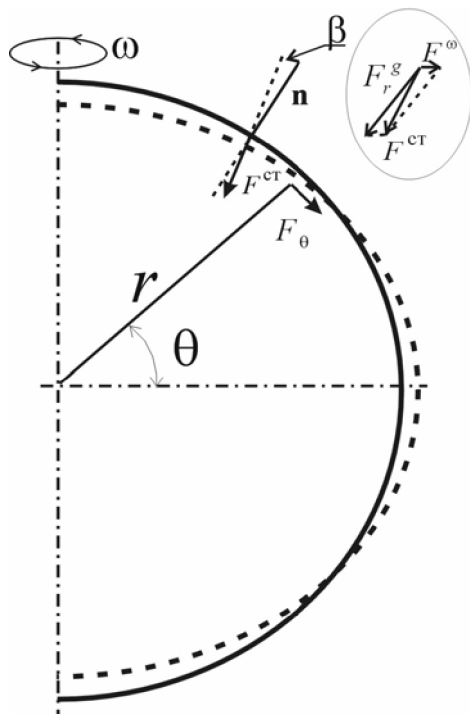


Рис. 1. Схема, объясняющая появление в коре ТМС F_{θ}^{ω} для потенциала сил тяжести в виде сфероида WGS 84 (пунктирный эллипс с нормалью F^{cm}) и формы поверхности Земли (сплошной эллипс с нормалью \mathbf{n}) в виде менее сжатого сфероида: F_{θ}^{ω} – проекция F^{cm} на касательную к поверхности Земли

$R = R_a (1 - \varepsilon_R \sin^2 \theta)$ при $\varepsilon_R = H$. Отметим, что r_a является экваториальными радиусом референс эллипсоида, а не физической твердой поверхности Земли R_a . Используя значения H , находим, что максимальное отклонение нормали к поверхности эллипсоида, усредняющего Землю, от отвесной линии (направление действия F^{cm}) составит около $\beta \approx 16.4$ сек на широте 45° (рис. 1). В этом случае выражение для определения ТМС имеет вид: $F_{\theta} = |F_{\theta}| \sin 2\theta$ при $|F_{\theta}| = \chi \rho g$ и $\chi = \varepsilon - \varepsilon_R \approx 7.97 \cdot 10^{-5}$. Максимальное значение ТМС на широте 45° составит $|F_{\theta}| \approx 2.15 \cdot 10^{-4} \text{ Г/см}^3$. Замечаем, что их величина более чем на порядок больше, чем ТМС, которые рассматривались А. Вегенером в качестве движущих сил литосферных плит.

Региональный масштаб усреднения при расчете ТМС. В настоящее время существуют достаточно точные данные по топографии Земной поверхности (до 1–2 секунд в цифре) как на континентах, так и для океанического и морского дна. Поэтому сейчас имеется возможность рассчитать усредненную поверхность крупных участков Земли в виде региональных эллипсоида вращения, наиболее хорошо приближенного к реальной топографии. Для поиска параметров таких эллипсоидов были выполнены расчеты полярного сжатия и среднего экваториального радиуса отдельно для континентальной и океанической поверхности Земли. При этом для континентальной поверхности (высоты более 10 м) не учитывались горные области с высотами более 1000 м, а для океанической поверхности (глубины дна более -10 м) не учитывались глубины океанского дна более 5000 м и менее 2000 м. Таким образом, в расчетах континентов и океанского дна брались наиболее ровные участки поверхности. Для океанической поверхности Земли вода сжималась до плотности коры (2.7 г/см^3). Результаты расчетов показали, что для континентальной поверхности наилучшее приближение дает эллипсоид вращения с параметрами $R_a \approx 6378.447 \text{ км}$ и $\varepsilon_R \approx 1/300.6$ (полярное сжатие $\delta r \approx 21.219 \text{ км}$), а для океанической поверхности $R_a \approx 6375.755 \text{ км}$ и $\varepsilon_R \approx 1/311.5$ (полярное сжатие $\delta r \approx 20.468 \text{ км}$).

Поскольку подобранные эллипсоиды описывают положение поверхности континентальной и океанической литосферы для всей планеты, то будем их именовать *глобальными эллипсоидами*. На рис. 2 условно показаны глобальные эллипсоиды вращения для континентов и океанов в их соотношении с эллипсоидом, отвечающим уровневой поверхности потенциала силы тяжести. При этом расчетная площадь для континентов составляла 25.2%, а для океанов 54.5% от общей площади планеты. Если использовать полученные значения коэффициентов полярного сжатия, то для континентов максимальное отклонение нормали к поверхности усредняющего эллипсоида от отвесной линии составит около $\beta \approx 5.4 \text{ сек}$, а для океанов $-\beta \approx 29.4 \text{ сек}$. Описание поверхности Земли одним эллипсоидом вращения на основе данных о коэффициенте динамического сжатия Земли представляет собой первый шаг в осмыслении роли ТМС. Получение более достоверного соотношения усредненной поверхности Земли и поверхности референс эллипсоида требует отдельного расчета для континентов и океанов, а также отдельного анализа состояния северного и южного полушарий. Такие расчеты показали, что в северном полушарии полярное сжатие эллипсоидов вращения, отвечающих поверхностям континента и океанического дна (с учетом уплотненной воды) составляет соответственно $\varepsilon_R \approx 1/296.2$ и

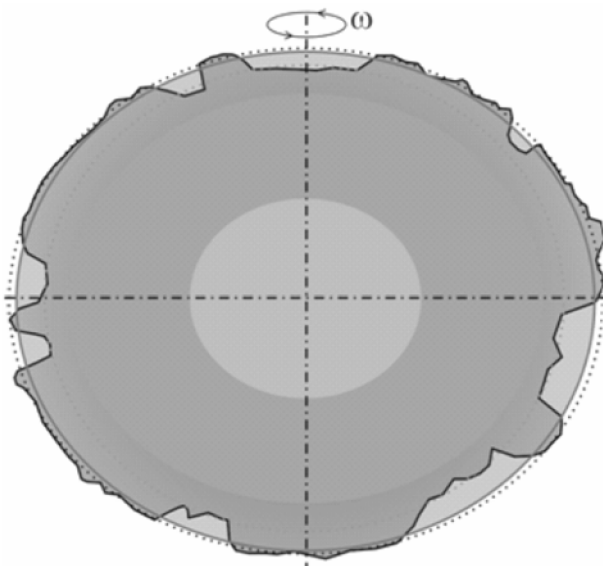


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая соотношение эллипсоидов вращения поверхности континентов – черный точечный пунктир, дна океанов – синий точечный пунктир и уровневой поверхности потенциала силы тяжести (WGS 84) – красная сплошная линия

$\varepsilon_R \approx 1/313.1$. Это означает, что в континентальной части коры ТМС действуют от экватора к полюсу и они очень малы ($\beta \approx 4.8$ сек). В океанической части коры ТМС действуют от полюса к экватору, и они достаточно велики ($\beta \approx 32.8$ сек, т.е. в 2 раза больше, чем в расчете предыдущего раздела). Таким образом, океаническая кора северного полушария, составляющая порядка 60% общей площади, является основным движущим элементом, стремясь сдвинуть континенты (Евразию и Северную Америку) к экватору. ТМС этих континентальных плиты тормозят их движение к экватору. Согласно имеющимся данным Евразия и Северная Америка за последние 135 млн лет испытали наименьшие субмеридиональные смещения из всех континентальных плит. Аналогичные расчеты для южного полушария показали, что полярное сжатие эллипсоидов вращения, отвечающих поверхностям континента и океанического дна, составляет соответственно $\varepsilon_R \approx 1/303.2$ и $\varepsilon_R \approx 1/306.9$. Это означает, что в континентальной и океанической частях коры ТМС действуют в одном направлении от полюсу к экватору, и они по величине близки: $\beta \approx 11.3$ сек и $\beta \approx 19.5$ сек. Океаническая

кора южного полушария составляет около 72% от общей площади. Она, также как и в северном полушарии, создает основной вклад в смещение к экватору Индии, Австралии и Южной Америки. При этом ТМС в литосфере континентов являются весомым дополнительным фактором этого движения. Литосфера Антарктиды расположена практически осесимметрично на южном полюсе, здесь ТМС близки к нулю, что, возможно, объясняет ее сохранность как единого целого и стабильность расположения. Амплитуды движений континентальных плит южного полушария в несколько раз превосходят амплитуды смещений плит северного. Смещения плит южного полушария за экватор (Южная Америка, Африка и, возможно, Индийская плиты) связано с более мощным значением ТМС, действующих в их литосфере, чем для плит северного полушария. Расчеты показывают, что для полученных значений ТМС на континентах и океанах уравнивающие их касательные напряжения, возникающие в астеносфере, будет порядка $\sigma_{r,\theta} \approx 0.3 - 0.4$ МПа (3–4 бара). Этот не высокий уровень напряжений способен создать скорость сдвиговых деформаций порядка $3-4 \cdot 10^{-15}$ сек⁻¹ в астеносфере с вязкостью 10^{20} Па сек. При мощности астеносферы 200–400 км эти малые скорости сдвиговых деформации приводят к скоростям латерального движения континентальной литосферной плиты порядка 2–4 см/год, что соответствует современным данным. Известно, что около 250 млн лет назад континенты образовывали два суперматерика Лавразию и Гондвану, расположенных соответственно вблизи северного и южного полюсов. Считается, что под воздействием тепловой конвекции в мантии происходило растаскивание отдельных континентов этих суперматериков, приводящее к формированию океанических рифтов (Атлантического, Индийского и Южноарктического). Около 135 млн лет назад Индия, а 65 млн лет назад Южная Америка и Австралия откололись от Антарктиды и начали свое движение на север. Евразия медленно движется на юг, а Африка менее всего изменила свое расположение за этот период времени, сместившись с юга на экватор на 2500 км и испытав вращение против часовой стрелки. В рамках концепции общемантийной конвекции океаническая литосфера является главным источником движения континентальных литосферных плит, которые пассивно «плавают» на термически возбужденной мантии. Рифты располагаются в зонах восходящего – горячего потока в мантии, а континенты стремятся переместиться в область наиболее холодной – стабильной мантии [6]. Результаты расчетов ТМС в литосфере континентов и океанов обоих полушарий дают возможность другой интерпретации данных о палеоположениях континентальных плит [7]. Предполагается, что источником движений к экватору континентальных и

океанических литосферных плит являются ТМС. Если за исходные данные для расчета ТМС брать значение коэффициента динамического сжатия Земли, то из его значения следует, что действием таких одинаковых в обоих полушариях массовых сил, ориентированных с севера на юг в северном полушарии и с юга на север в южном, происходит медленный дрейф континентов к экватору. Важно отметить, что предлагаемая концепция, объясняющая источник движения литосферных плит, определяет океанские рифты пассивными, формирующимися из-за латеральных движений самих плит. Более горячая мантия лишь «подтягивается» в зоны растяжения океанской литосферы и изливаясь к поверхности формирует новую литосферу.

Выводы: В рамках проведенных исследований высказана гипотеза о существенном вкладе ТМС в геодинамику литосферных плит, которая требует критического рассмотрения и сопоставления с имеющимися данными. Основу деформирующих сил составляет не изменение скорости вращения Земли [8, 9], а систематическое отклонение отвесной линии от нормали к усредненной поверхности физической Земли. Выполненные оценки ТМС, вытекающие из рассмотренной гипотезы, показывают возможность меридионального движения континентальных литосферных плит со скоростями в первые сантиметры в год. Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ № 8 (рук. акад. Ю.Г. Леонов) и гранта РФФИ 16-05-01115 (а).

Литература

1. *Wegener A.* Die Entstehung der Kontinente und Ozeane // Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges., Braunschweig. 1929. 231 s.
2. *Eötvös L.* Verhandlungen der 17. Allgemeinen Konferenz der Internationalen Erdmessung. Teil I. Berlin. 1913. S. 111.
3. *Epstein P.S.* Über die Polflucht der Kontinente // Die Naturwissenschaften. 1921. V. 9. N 25. P. 499–502.
4. *Bullen K.E., Haddon R.A.W.* The ellipticity of surfaces of equal density within the Earth // Phys. Earth Planet. Interiors. 1973. V. 7. P. 199–202.
5. *Ребецкий Ю.Л.* О возможности существования в литосфере малых тангенциальных массовых сил. Их роль в тектонике и геодинамике // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. Вып. 4.
6. *Трубицын В.П.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–40.
7. *Кокс А., Харт Р.* Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
8. *Стовас М.В.* Избранные труды. М.: Недра, 1975. 155 с.
9. К феноменологии структур и процессов ротационного генезиса // Ротационные процессы в геологии и физике / Отв. ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. 528 с.

Сеймотектоника Курило-Камчатской и Японской островных дуг

На основании анализа напряженно-деформированного состояния в коре на западной континентальной окраине Тихого океана и особенностей геологических структур приостровного склона глубоководного желоба строятся модели сейсмических очагов крупнейших землетрясений Курило-Камчатской и Японской сейсмогенерирующих зон [1, 2]. Развитие процесса в очаге каждого события во время возникновения главного толчка и афтершоковой последовательности можно реконструировать на основании анализа решений фокального механизма и распределения гипоцентров повторных толчков. Поле напряжений в земной коре на приостровном склоне Курило-Камчатской и Японской дуг в зоне сочленения Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит характеризуется пологим наклоном оси сжатия в сторону глубоководного желоба и круто наклоненным под дугу положением оси растяжения.

В таком поле напряжений положение обеих нодальных плоскостей в типичных решениях фокального механизма сильных землетрясений характеризуется простиранием, параллельным ориентировке глубоководного желоба и островной дуги. При этом одна из плоскостей круто погружается в сторону океана, и подвижка по ней представляет собой взброс приокеанического крыла относительно опускающегося приостровного. Вторая, альтернативная плоскость полого падает под островную дугу, и смещение по ней представляет собой пологий надвиг приостровного склона на глубоководный желоб. Первая плоскость в случае, если она выступает в очаге в качестве действующей при сейсмическом событии, относительно зоны Беньоффа по классификации японских сейсмологов [4] является внутриплитной, то есть секущей относительно границы плит в зоне субдукции. Очаг, связанный со вторым типом нодальных плоскостей, квалифицируется в качестве межплитного и ориентирован в пространстве вдоль конкретных нарушений зоны Беньоффа.

Изучены очаги ряда сильных землетрясений на Курило-Камчатской и Японской дугах: Шикотанского 1994 г. с $M=8.3$ на Южных Курилах, Кроноцкого 1997 г. с $M=7.9$ на Камчатке, Такачи-оки 1994 г. с $M=7.7$ и -

¹ ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия; eurog@ifz.ru

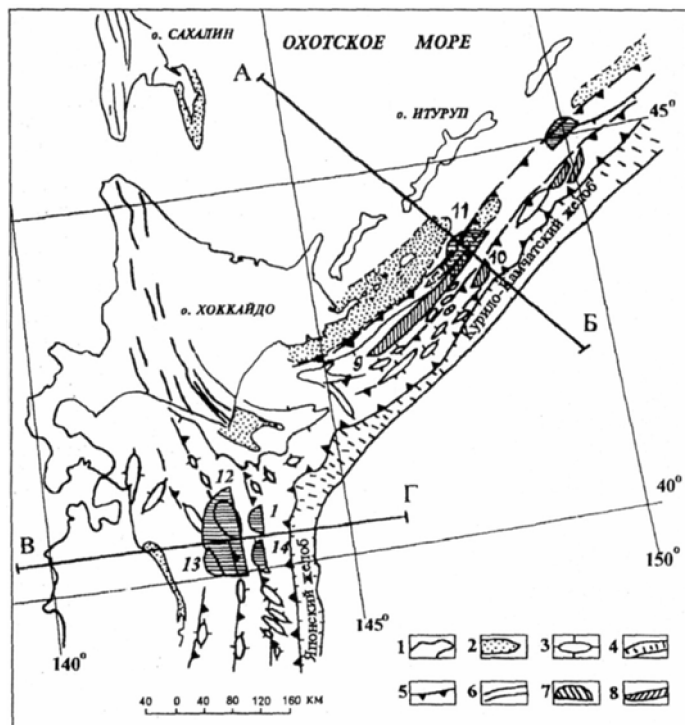


Рис. 1. Тектоническая позиция очагов сильнейших землетрясений Северной Японии и Южных Курил в 1994 г. [1–3].

1 – острова; 2 – выходы на поверхность морского дна пород акустического фундамента; 3 – антиклинальные складки на приостровном склоне; 4 – глубоководные желоба; 5 – крупнейшие взбросы и надвиги; 6 – прочие крупные разломы; 7, 8 – очаги землетрясений: 7 – межплитного типа, 8 – внутриплитного типа (номера возле очагов: 12 – землетрясение Такачи-оки на Северном Хонсю, 1 – его форшок, 13, 14 – его афтершоки; 9 – Шикотанское землетрясения, 10, 11 – его афтершоки). Линии АБ и ВГ – разрезы (рис. 2)

Тохоку 2011 г. с $M=9.0$ у о. Хонсю. При этом часть сейсмических событий продемонстрировала внутриплитный характер очага, а часть – межплитный. Так, Шикотанское, землетрясение характеризовалось структурой очага внутриплитного типа, а сейсмические толчки землетрясений Кроноцкого, Симуширского 2006 г. и Такачи-оки имели очаги межплитного типа (рис. 1, 2).

Наиболее сложна структура сейсмического очага землетрясения Тохоку, возникшего в верхней части зоны Заварицкого-Беньюфа и имевшего магнитуду около 9. Проявления таких сейсмических событий на поверх-

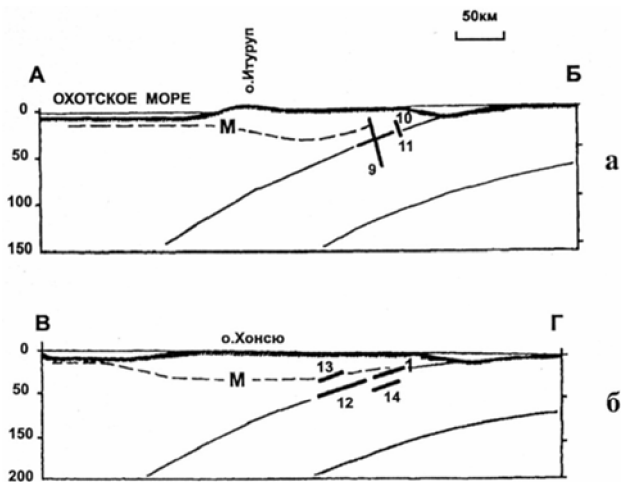


Рис. 2. Схематические глубинные разрезы Курильской и Японской островных дуг [1–3].

а – разрез по линии АБ через Южные Курилы – очаговую зону Шикотанского землетрясения; б – разрез по линии ВГ через о. Хонсю – очаговую зону землетрясения Такачи-оки 28.12.1994 г. Пунктир М – раздел Мохо; жирная линия – поверхность земли; тонкие, погружающиеся к западу линии – границы зоны Бенъоффа; толстые отрезки с числами – действующие плоскости очагов сильных землетрясений 1994 г.: 9 – Шикотанского, 12 – Такачи-оки и их афтершоков (обозначены номерами)

ности и в недрах свидетельствуют об объемной структуре очаговых зон и распространении очагов отдельных землетрясений таких серий вдоль границ крупных сейсмогенных блоков, а также наклонных и субгоризонтальных тектонических, геологических и геофизических разделов, ограничивающих эти блоки снизу. Очаги таких землетрясений пересекают земную кору на всю мощность и проникают в подкоровую литосферу. Строение их на глубине представляется сложным; в основном они приурочены к разломным лопастям крупных дизъюнктивных узлов или охватывают обширные объемные блоки литосферы. Именно таково было строение очага землетрясения Тохоку 2011 г. с $M=9.0$ к востоку от о. Хонсю.

Важно, что внутриплитные и сложные по структуре очаги сопровождаются сейсмогенным смещением по крутой плоскости, что обуславливает значительные вертикальные подвижки поверхности на приостровных склонах [5]. С такими очагами связано возникновение высоких волн цунами в связи с образованием протяженного крутого уступа на морском дне в эпицентральной зоне.

Благодарности

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН.

Литература

1. *Рогожин Е.А.* Очерки региональной сейсмотектоники / Отв. ред. А.О. Глико. М.: ИФЗ РАН, 2012 а. 340 с.
2. *Рогожин Е.А., Захарова А.И.* Геодинамическая позиция очага Кроноцкого землетрясения 1997 г. на Восточной Камчатке // *Физика Земли*. 2000, № 5. С. 22–27.
3. *Рогожин Е.А., Захарова А.И.* Сейсмотектоника очаговых зон цунамигенных землетрясений // *Геофизические исследования*. 2006. Вып. 6. С. 3–12.
4. *Katsumata K., Ichiyonagi M., Miwa M., Kasahara M.* Aftershock Distribution of the October 4, 1994 Mw8.3 Kurile Islands Earthquake Determined by a Local Seismic Network in Hokkaido // *Japan. Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. N 11. P. 1321–1324.
5. *Tsuji T., Ito Y., Kido M., Osada Y., Fujimoto H., Ashi J., Kinoshita M., Matsuoka T.* Potential tsunamigenic faults of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // *Earth Planets Space*. 2011. V. 63. P. 831–834.

М.В. Родкин¹, Е.Г. Мирлин², Ю.В. Миронов², Е.И. Чесалова²

Подводные горы северо-западной части Тихого океана: статистика, проблема генезиса

Разработана и реализована методика выделения подводных гор по данным GEBCO (2008 г., [1, 3]) на основе следующих критериев: замкнутый, квази-изометрический контур изобат в основании постройки, квази-коническая форма, углы склона, превышающие 5° в пределах замкнутого контура. С применением этой методики одним из соавторов (Е.И. Чесалова) для данных по северо-западному сектору Тихого океана было выделено 1995 объектов и составлен каталог подводных гор с их количественными характеристиками (размеры, положение и множественность вершин, азимут простираения вулканической постройки, другие).

Сразу бросается в глаза большая разномасштабность объемов подводных гор. На рисунке положение гор (точки) дано на фоне видоизмененной карты высот геоида. С целью более четкого выделения рельефа

¹ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия; rodkin@mitp.ru

² Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

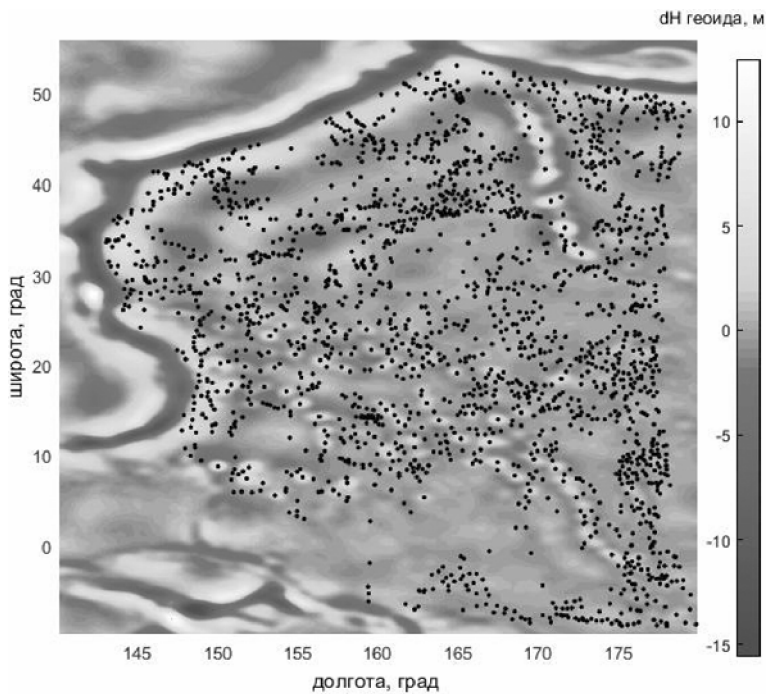


Рисунок. Положение подводных гор (точки) на фоне видоизмененной карты высот геоида (dH, м)

дна и особенностей плотностного строения литосферы в связи с подводными горами карта высот геоида была преобразована. Выбраны компоненты геоида в диапазоне разложения по сферическим гармоникам от 360 (максимальная, наиболее мелкая в используемой модели геоида *egm96*) до 60 гармоники. Длина волны 360 гармоники – 110 км, 60 гармоники – около 660 км. Отсюда минимальный пространственный размер неоднородности, который может быть выделен таким образом, составляет около 30 км (4-я часть длины волны наиболее мелкой гармоники). Представленная карта отвечает плотностным неоднородностям указанного масштаба в диапазоне глубин до 400–600 км. Мы нелинейно видоизменили шкалу высот геоида, добиваясь наибольшей рельефности изменений, имеющих место в области океанической котловины. На полученной карте, естественно, наиболее четко выделяются особенности, отвечающие наиболее контрастной плотностной границе – поверхности Земли и глубине дна океана. Однако находят свое отражение и другие основные геотектонические особенности строения территории; такая

схема удобна, чтобы охарактеризовать основные геотектонические особенности рассматриваемой территории. В частности, на представленном рисунке хорошо видны не только глубоководные желоба, но и сопряженные с ними передовые валы, располагающиеся на океанической стороне переходной зоны континент–океан. Видны отдельные более крупные подводные горы. Видны даже прогибания ложа океана под действием нагрузки от океанических гор большого размера.

На рисунке видна общая тенденция уменьшения высот геоида (увеличение глубин океана) с востока на запад. Эта тенденция отвечает изменениям возраста океанической плиты. Маленькие по размерам горы выделяются на карте только точками, крупные подводные горы видны также в поле остаточных высот геоида как более светлые области. Хорошо видно различие северо-западной, центральной (район Императорского и Гавайского хребтов), и южной части океанической котловины. В северо-западной части при высокой плотности числа гор их размеры меньше. Для области действия Гавайского плюма характерна линейность расположения больших по размеру вулканических построек, формирующих Гавайский и Императорский хребты. В южной части исследуемой акватории встречаются столь же большие по размерам подводные горы, но расположены они в большей степени не линейно, а по площади (хотя отдельные линейные структуры и прослеживаются). Статистический характер распределения подводных гор в указанных трех областях существенно различается. Получена также и связь таких различий с геохимическими особенностями состава вулканитов [2].

В целом, получаем несколько неожиданный результат, что высокая плотность числа подводных гор часто отвечает областям со слабым развитием крупных, хорошо проявляющихся в поле геоида, вулканических сооружений. Обращает на себя внимание также существование крупных областей как с относительно повышенной, так и с крайне низкой плотностью числа подводных гор, несмотря на единообразие территорий по характеру тектоники и поля высот геоида. Встречаются крупные оvoidные структуры с почти полным отсутствием подводных гор (отвечающих использованному критерию их выделения). Такого рода как бы амагматические области выделяются визуально, но их существование подкрепляется также и результатами формального численного анализа и использованием методов искусственного интеллекта.

Анализ данных указывает на сильное развитие не только разномасштабности горных сооружений, но и их разновозрастности. Встречаются ситуации близкого расположения нескольких больших по размеру морских гор, когда горы с правильной конусообразной формой соседствуют со столь же большими по объему горами с сильно срезанными

эрозией вершинами (и потому существенно более низкими). Резкая разновозрастность процессов вулканизма очевидна в этих случаях из формы вулканических построек.

Довольно часто вулканические образования имеют явную вытянутость формы. Можно предположить связь гор такой морфологии с ориентацией разломной (высокопроницаемой) зоны, связанной с их формированием. Отметим, что наблюдается заметная анизотропия подобного рода простираний вулканических построек (подводных гор). Практически не встречается вулканических построек с ярко выраженным субширотным простиранием (почти отсутствуют азимуты простираний $90 \pm 5^\circ$). Такая особенность морфологии подводных гор может быть связана с вращением Земли, хотя механизм связи и остается не вполне понятным.

Разномасштабность и одновременность проявлений вулканизма, ответственного за горообразование, позволяют сделать вывод о неполноте существующих представлений, когда образование подводных гор связывается либо с областью срединно-океанического хребта (рифта), либо с поднимающимся мантийным плюмом. Такая модель заставляет предположить существование неправдоподобно изменчивой системы плюмов, способных при этом приводить к формированию как огромных, так и весьма малых по размеру вулканических гор. Особенно труднообъяснимо появление на толстой древней океанической литосфере многочисленных незакономерным образом расположенных (предположительно молодых) малых по размеру подводных гор правильной конической формы. Появление такого рода подводных гор затруднительно объяснить как процессами вулканизма в области трансокеанических рифтовых структур, так и связать с поднимающимися из мантии плюмами. Не исключено, что подобные вулканические постройки связаны с развитием механизмов типа пассивного рифтогенеза, когда вулканические проявления имеют вторичный характер по отношению к развитию высокопроницаемых разломных зон. Можно предположить также, что природа некоторых из магматических очагов, питающих внутриплитные вулканы, обусловлена преобразованием энергии в океанической литосфере как открытой нелинейной системе.

Литература

1. Асавин А.М., Жулева Е.В. Основы построения стандарта метаданных по рельефу подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. Вып. 14. С. 143-152.
2. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Склярова Е.В. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
3. Кеннет Дж.П. Морская геология. В двух томах. Т. 1. М.: Мир, 1987. 397 с.

Первый континентальный террейн на Земле и неоднородность верхней мантии – гнейсы Акаста, 4.3 млрд лет, Северо-Западные территории, Канада

Гнейсы Акаста, 4.3 млрд лет – провинция Слейв, Северо-западные территории Канады – древнейший объект на Земле, доступный сейчас прямому изучению, возник примерно через 267 млн лет после образования планеты. Это существенно плагиоклазовые породы (**плагиогнейсы**) слагают *пластинообразные тела*, размером в километры (при среднем $\text{SiO}_2 = 65.33\%$ мас.) [Mojzsis et al., 2014]. Такая ассоциация напоминает, формацию TTG (трондьемит-тоналит-гранодиорит), однако это ложное, формальное впечатление, поскольку в данном случае магма поступала из разных магматических очагов, в том числе напрямую из мантийного плюма. Принимая синхронность их внедрения, следует признать, что мантия тогда еще не достигла однородности, свойственной ей в исторические времена. Для той эпохи важно отметить, что расплавы внедрялись в уже холодную земную кору. Между плагиогнейсами кое-где обособляются также магматогенные *тонкослоистые пачки*, по-видимому полосчатые **милониты**, в которых объединились первоначально удаленные и не связанные между собой, фельзические (“кислые”), SiO_2 средн. = 69.86% мас, разновидности плагиогнейсов. Как в плагиогнейсах, так и в милонитах повсеместно понижены содержания двух типично коровых элементов Р и Sr. По-видимому их путь наверх, в кору из мантийного источника тогда еще только начинался и был далек от завершения. Парциальное плавление исходного субстрата действительно явилось причиной появления как пластин плагиогнейсов, так и тонкополосчатой пачки, о чем свидетельствуют корреляция отношения Sr/Y при предельно высоком уровне значимости до $R^2=0.9505$. Элемент Та формирует максимумы почти везде, показывая ураганные содержания, 8–9 мкг/г, что при нормировании на примитивную мантию составляет 150–211(РМ-norm). Накопление его объясняется в первую очередь уникально высокой температурой плавления, 3017 °С, обеспечивавшей сохранность этого металла там, где когда-либо он накопился, тогда как соседствовавшие породы были преобразованы и удалены (“расташены”) во время последующих анатексиса и метаморфизма при значительно более низких температурах. С ростом содержаний SiO_2 щелоч-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; oleg.rosen@yandex.ru

ность тонкослоистой пачки уменьшается, что является уникальной особенностью, поскольку в наблюдаемых горных породах зависимость обычно обратная. Единственный возможный путь появления такого распределения – это испарение твердого субстрата в условиях открытого космического пространства. Таким образом, в период накопления вещества гнейсов Акаста поверхность данного террейна непосредственно выходила в космическое пространство как часть твердой оболочки планеты, а атмосфера отсутствовала.

Литература

Mojzsis S.J., Cates N.L., Caro G., Trail D., Abramov O., Guitreau M., Blichert-Toft J., Hopkins M.D., Bleeker W. Component geochronology in the polyphase ca. 3920 Ma Acasta Gneiss // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2014. V. 133. P. 68–96.

Т.В. Романюк^{1,2}

Быстрая миграция треморов крипового сегмента разлома Сан-Андреас как маркер взаимодействия между Северо-Американской плитой и реликтом микроплиты Монтеррей

Важным шагом в понимании геодинамического режима крипового сегмента разлома Сан-Андреас стало обнаружение здесь треморной активности. Треморы – это длительные низко-интенсивные сейсмические сигналы (слабые низко-частотные землетрясения). В районе полигона Паркфилд источники треморов были впервые идентифицированы на глубинах 15–30 км в 2005 г. сейсмометрами, расположенными в разведочных скважинах [4]. Одно из последних опубликованных обобщений по треморам на полигоне Паркфилд [11] включает данные за 12 лет наблюдений. Идентифицировано 850000 событий, которые группируются в семейства, включающие 3000–20000 событий. Источники треморов приурочены к краю «запертого» сегмента разлома Сан-Андреас. В некоторых областях треморная активность происходит каждый день. Надежная фиксация длительной треморной активности свидетельствует о

¹ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

² Государственный Университет нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва, Россия

том, что разлом Сан-Андреас в глубину не заканчивается как разлом у основания сейсмогенной зоны на глубине 12–15 км. Источники треморов оконтуривают плоскость, которая протягивается вглубь сквозь всю нижнюю кору. Фиксация того, что одна и та же область разлома постоянно генерирует самый сильный тремор [12] свидетельствует о том, что неоднородности разломной зоны некоторого типа, по-видимому, играют существенную роль в генерации треморов.

На разломе Сан-Андреас разрыв (или «вспарывание разлома»), происходящий при землетрясении и генерирующий сейсмические колебания, происходит в хрупкой моде до глубин 13–15 км, а глубже деформации осуществляются преимущественно за счет асейсмического слипа и/или крипа. Однако под "криповым" сегментом разлома Сан-Андреас, глубинные сдвиговые деформации, аккомодирующие крип в выше расположенных частях разломной зоны, происходят в какой-то промежуточной между сейсмическим разрывом и асейсмическими слипом и крипом моде, в виде серий событий, генерирующих треморы. По поводу природы треморов и механизма их генерации на разломе Сан-Андреас пока нет общепринятого объяснения, но есть консенсус, что треморы – это индикаторы медленного скольжения вдоль разлома в его глубинных частях.

Скорость распространения источника тремора (миграция тремора) и пространственные масштабы миграции варьируют в широких масштабах. Самые медленные скорости миграции треморов около 10 км/день зафиксированы в Нанкайской [6] и Каскадной [1, 7] субдукционных зонах вдоль простириания этих субдукционных зон. Максимальная горизонтальная протяженность области такой треморной активности зафиксирована в Каскадной зоне и достигает 200 км [1]. Гораздо более быстрая миграция со скоростями 30–150 км/час, названная высоко-скоростной миграцией, была впервые зафиксирована в Нанкайской зоне [13]. Затем сходные значения получены и в Каскадной зоне [3], и вдоль разлома Сан-Андреас [11]. Высоко-скоростная миграция в отличие от низко-скоростной, осуществляется вкрест простириания субдукционной зоны в направлении относительного движения плит, которое приблизительно соответствует углу наклона субдукционных зон. В случае разлома Сан-Андреас, миграция осуществляется вдоль его простириания. Распространение треморов с промежуточными скоростями 7–17 км/час было зафиксировано в направлении, обратном к обычному направлению распространения медленного слипа, и получило название – быстрый обратный тремор [2].

Область наиболее сильно скореллированных треморов внутри семейств в пределах 2-часового временного окна – это зона юго-

восточнее Паркфилда под Чоламе (Cholame), где зафиксирован самый сильный тремор, наблюдаемый в этой области [4, 12]. В этой зоне корреляции треморов надежно фиксируются вплоть до расстояний 20 км вдоль простирания разлома. Относительно сильные корреляции также наблюдаются между семействами на северо-западе от Паркфилда под Монарх-Пик (Monarch Peak) на расстоянии вплоть до 15 км. Для этой зоны характерен также очень сильный отклик на приливные возмущения [14, 15]. Скорость миграции для скоррелированных пар оценивается от 15 до 90 км/час. На фоне сильной изменчивости скоростей миграции, все же можно отметить следующие тенденции: (1) для менее глубоких источников характерны более высокие скорости (в среднем 50–60 км/час), чем для более глубоких (в среднем 30–40 км/час) и (2) для более высокоэнергетических семейств треморов характерны и более высокие скорости миграции. Треморная миграция не симметрична – многие парные источники демонстрируют предпочтительное направление миграции. В частности, для зоны треморов под Чоламе, треморы обычно распространяются от внутренней части этой зоны вдоль ее простирания по направлению к центру этой зоны. Треморы мигрируют наиболее эффективно через регионы, где их плотность генерации самая высокая и «пути миграции» не «проходят» через участки с «треморными дырками», т.е. через участки, где треморы не генерируются.

Скорости высоко-скоростной миграции треморов (15–90 км/час) на порядок величины меньше, чем скорости сейсмических волн ($n \times 1$ км/сек – скорость вспарывания разломов) и на порядки величины выше, чем медленные скорости миграции – около 10 км/день. Если медленные миграции треморов напрямую соотносят со слипом, то для объяснения механизма высоко-скоростной миграции требуется иной механизм, причем отличный от механизма сейсмогенного разломообразования. Простая модель крупномасштабного флюидного потока через разлом, например, предложенная в работе [17], не согласуется с данными о флюидном режиме на разломе Сан-Андреас, во всяком случае, его крипового сегмента в регионе проекта SAFOD.

До сих пор нет консенсуса в понимании физического механизма миграции треморной активности с разными скоростями и объяснения соотношений направлений и скоростей миграции. Однако в работе [11] предложена качественная модель механизма быстрой миграции треморов, не противоречащая современным знаниям о петрофизических свойствах и флюидном режиме разломной зоны, которая изложена далее. Модель основана на результатах лабораторных исследований и численных экспериментов, свидетельствующих о том, что слип наводит дилатансию [8, 10, 16, 17]. Если исходить из того, что треморы начинаются как вспа-

рывание, стартующее от неоднородности в глубинной части разлома, то слипо-наведенная дилатансия обеспечивает механизм для распространения треморов на высокой скорости. Когда слип ускоряется, разломная зона «раздувается», редуцируя поровое давление, что увеличивает трение между крыльями разлома и, следовательно, сопротивление слипу. Это явление осциллирующей скорости проскальзывания воспроизводилось в численных экспериментах [9]. Такая же модель была предложена как возможный механизм для распространения треморов, продуцируемых вторичным испариванием однородного разлома [16, 17]. Таким образом, в соответствии с предложенным в работе [11] механизмом, быстрая миграция треморов – это само-согласованный каскад сейсмических испариваний вдоль разлома, а сами треморы, скорее всего, не пассивные, а активные составляющие в распространении слипа. Предложенный механизм не требует крупно-масштабного перераспределения порового флюида вдоль или вкрест разлома, а только временные перераспределения флюидного давления в масштабе длины одного треморного события.

Идентифицированные изолированные группы треморных источников, которые маркируют ответвления в восточном направлении от разлома Сан-Андреас, проинтерпретированы как индикаторы взаимодействия между Северо-Американской плитой и реликтом микроплиты Монтеррей, гипотетичным осколком субдуцированной палео-плиты Фараллон [5].

Литература

1. *Dragert H., Wang K. Rogers G.* Geodetic and seismic signature of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone // *Earth Planet Space*. 2004. V. 56. P. 1143–1150.
2. *Houston Y., Delbridge B.C. Wech A.G., Creager K.C.* Rapid tremor reversals in Cascadia generated by a weakned plate interface // *Nature Geosci*. 2011. N 4. P. 404–409.
3. *Ghost A.* Rapid, continuous streaking of tremor in Cascadia // *Geochem. Geophys. Geosyst*. 2010. V. 8. Q100014.
5. *Nadeau R.M., Dolenc D.* Nonvolcanic Tremors Deep Beneath the San Andreas Fault // *Science*. 2005. V. 307. N 389.
5. *Nicholson C., Sorlien C.C., Atwater T., Crowell J.C., Luyendyk B.P.* Microplate capture, rotation of the western transverse ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system // *Geology*. 1994. V. 22. P. 491–495.
6. *Obara K.* Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan // *Science*. 2002. V. 296. P. 1679–1681.
7. *Rogers G., Dragert H.* Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip // *Science*. 2003. V. 300. P. 1942–1943.
8. *Samuelson J., Elsworth D., Marone C.* Shear-induced dilatancy of fluid-saturated faults: Experiment and theory // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. B12404.

9. *Segal P., Rice J.* Dilatancy, compaction, and slip instability of a fluid infiltrated fault // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 22155–22171.
10. *Segal P., Rubin A.M., Bradley A.M., Rice J.R.* Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. B12404.
11. *Shelly D.R.* Migrating tremors illuminate deformation beneath the seismogenic San Andreas fault // *Nature.* 2015. V. 463. P. 648–652.
12. *Shelly D.R., Hardebeck J.L.* Precise tremor source locations and amplitude variations along the lower-crustal central San Andreas Fault // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. L14301.
13. *Shelly D.R., Beroza G.C., Ide S.* Non-volcanic tremor and low frequency earthquake swarms // *Nature.* 2007. V. 446. P. 305–307.
14. *Thomas A.M., Nadeau R.M., Burgmann R.* Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault // *Nature.* 2009. V. 462. P. 1048–1051.
15. *Thomas A.M., Burgmann R., Shelly D.R., Beeler N.M., Rudolph M.L.* Tidal triggering of low frequency earthquakes near Parkfield, California: Implications for fault mechanics within brittle-ductile transition // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117 NB05301.
16. *Yamashita T., Suzuki T.* Dynamic modeling of a slow slip coupled with tremor // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. B05201.
17. *Yamashita T.* Generation of slow slip coupled with tremor due to fluid flow along a fault // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 193. P. 375–393.

**Т.В. Романюк^{1,2}, Н.Б. Кузнецов^{2,3}, В.М. Горожанин⁴,
Е.Н. Горожанина⁴, Е.А. Белоусова⁵, Е.С. Пыжова⁶**

Результаты изучения детритовых цирконов по методике TerraneChron из бакальской и зигальгинской свит типового разреза рифея (Башкирское поднятие, Южный Урал)

На западе Южного Урала (в Башкирском поднятии) описаны типовые стратиграфические последовательности рифея [2, 10] – бурзьянская (нижний рифей), юрматинская (средний рифей) и каратауская (верхний рифей) серии, которые отчленены друг от друга непродолжительными стратиграфическими перерывами и расчленены на свиты. Граница меж-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

² Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия

⁵ Маквори университет, Сидней, Австралия

⁶ Кафедра МПИ им. В.М. Крейтера, РУДН, Москва, Россия

ду бурзянской и юрматинской сериями видна в карьере Иркускан, расположенном на севере поднятия, около г. Бакал. Здесь светлые кварцевидные песчаники зигальгинской свиты, начинающей разрез средне-рифейской юрматинской серии, с линзами конгломератов в основании залегают на толще темно-серых (почти черных) алевролитов и аргиллитов, содержащей отдельные слои и пачки светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников (бакальская свита, завершающая разрез нижне-рифейской бурзянской серии). В последние годы мы проводим комплексное исследование детритных цирконов (*dZr*) с целью определить источники сноса, за счет накопления продуктов эрозии которых накопились типовые толщи рифея. В докладе представлены первые результаты изучения *dZr* из проб К13-119 (53°0'29.30"с.ш., 56°56'36.40"в.д.) и К13-019 (53°0'29.30"с.ш., 56°56'36.40"в.д.), отобранных в карьере Иркускан из песчаников бакальской и зигальгинской свит, соответственно.

Комплексное изучение *dZr*, выделенных из этих проб, выполнено в центре GEMOC (Маквори университет, Сидней, Австралия) по методике TerraneChron [4, 8]. Аппаратура, методические приемы и константы, используемые для обработки первичных аналитических данных, приведены в [9]. Из пробы К13-119 было выделено ~130 *dZr*, а из пробы К13-019 – ~300 *dZr* разнообразных цветовых оттенков и размеров от мельчайших осколков (подавляющее число) до самых крупных 250 мкм (несколько кристаллов). Все зерна окатаны. Не обнаружено ни одного неокатанного (кристаллографически оформленного) зерна, которое можно было бы трактовать как зерно магматического происхождения первого цикла седиментации. Изучение зерен в CL1 и BSE показало, что во многих зернах фиксируются трещины, инородные включения, метамиктные участки и т.п., а также очень разная «светимость» в катодных лучах. Для изучения отбирались зерна вне зависимости от размеров и других особенностей только по одному критерию – есть ли в зерне области, размером не менее 40 мкм (диаметр кратера лазерной абляции), без очевидных нарушений и включений. Аналитические исследования *dZr* проведены в два этапа. На первом этапе выполнялось одновременное изучение U/Th/Pb-изотопной системы *dZr*, содержания рассеянных (РЭ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов (74 зерна из пробы К13-119 и 79 зерен из пробы К13-019). На втором этапе для зерен *dZr*, в пределах которых мог разместиться второй кратер диаметром 40 мкм, а оценки U/Pb возраста показали приемлемые конкордантность ($|D| < 10\%$) и аналитическую ошибку, изучена Lu/Hf-изотопная система (59 ан. для пробы К13-119 и 69 ан. для пробы К13-019).

U/Th/Pb изотопная система dZr. В пробе К13-119 для 14 ан. (19%) получены значения U/Pb возрастов с $|D| > 10\%$, а для зерна №106 еще

и большая аналитическая ошибка (1625 ± 1548 млн лет при $D = -23.9\%$). Остальные 60 значений возрастов (здесь и далее все оценки возрастов по отношению $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) были использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ). Минимальный зафиксированный конкордантный возраст (зерно №67) – 1789 ± 102 млн лет ($D = 6.0\%$), т.е. «зазор» между принятым возрастом бакальской свиты (~1.40 млрд лет) и возрастом самого молодого dZr ~ 400 млн лет. Максимальный возраст (зерно №95) – 3700 ± 27 млн лет ($D = 7.6\%$). Еще два зерна имеют возрасты >3 млрд лет – зерно №68 – 3386 ± 28 млн лет ($D = 3.6\%$) и зерно №45 – 3356 ± 47 млн лет ($D = 1.9\%$). КПВ имеет следующие пики, подкрепленные более чем 2 датировками – 1923, 2038, 2547 и 2744 млн лет. Пик на 2038 млн лет доминирует над всеми остальными. В пробе K13-019 в крупном зерне №136, где отчетливо было видно ядро (С) и оболочка (R), были выполнены два анализа. Получены одинаковые в пределах ошибки результаты №136С – 2481 ± 20 млн лет ($D = 2.55\%$) и №136R – 2474 ± 33 млн лет ($D = 3.71\%$). Для 15 ан. (19%) вычислены возрасты с $|D| > 10\%$. Остальные 65 возрастов использованы для построения гистограммы и КПВ. Минимальный зафиксированный конкордантный возраст (зерно №113) – 1697 ± 54 млн лет ($D = 7.23\%$), т.е. «зазор» между стратиграфическим возрастом зигальгинской свиты (~1.35 млрд лет) и возрастом самого молодого dZr – около 350 млн лет. Максимальный возраст (зерно №24) – 3137 ± 16 млн лет ($D = -2.45\%$). КПВ имеет следующие пики, основанные на двух и более датировках, – 1787, 2002, 2128, 2477, 2734 и 2936 млн лет, при резком доминировании пика на 2002 млн лет.

Элементы-примеси в dZr . Содержание РЭ и РЗЭ в dZr существенно различается для цирконов из различных типов магматических пород [3, 5 и др.]. На основе анализа большого количества данных разработан алгоритм CART многошаговой процедуры в виде разветвляющегося бинарного «дерева», позволяющий по геохимическим характеристикам dZr статистически значимо распознавать разнотипные магматические породы, материнские по отношению к ним [5]. В результате классификации CART могут быть весьма надежно идентифицированы некоторые породы, такие, например, как «кимберлиты», для которых характерны чрезвычайно низкие содержания Lu ($\text{Lu} < 2.7$ г/т) при умеренных содержаниях Hf ($\text{Hf} > 0.62\%$) или «сиениты/монзониты», для которых характерны высокие содержания Y ($\text{Y} > 4433$ г/т) при умеренных содержаниях (U, Hf и Lu). Гранитоиды подразделяются по содержанию SiO_2 на три градации: (1) гранитоиды с содержанием SiO_2 70–75% (такой тип пород далее для краткости обозначается «граниты»), (2) гранитоиды с повышенным $>75\%$ содержанием SiO_2 («лейкограниты») и (3) гранитоиды с

пониженным <65% содержанием SiO_2 («диориты»). Базальты и габбро («базиты») идентифицируются по умеренным содержаниям Lu и пониженным Hf. По классификации CART для половины dZr (37 зерен, 50%) из пробы K13-119 родительские породы определены как «диориты», для 33 dZr (45%) – как «граниты». Для 3 dZr прогнозный тип пород – «карбонатиты» и для 1 dZr – «лейкограниты». Зерно №106, при датировании которого получена очень большая аналитическая ошибка, показало и аномальное обогащение легкими РЗЭ. В пробе K13-019 для большинства dZr (49 зерен, 60%) родительскими породами, наиболее вероятно были «диориты», для 26 зерен тип родительских пород прогнозируется как «граниты», для 8 зерен прогнозный тип пород – «лейкограниты», для 2-х зерен – «карбонатиты» и для 1 – «сиениты/монзониты». В зерне № 82 (из пробы K13-019) отмечено высокое содержание фосфора (включение апатита?) и спектр РЗЭ с особенностями – «задран легкий край спектра». Отметим, что зерна, классифицированные как dZr из «сиенитов/монзонитов» и «лейкогранитов», все показали дискордантные возрасты.

Lu/Hf изотопная система dZr . Больше половины dZr из пробы K13-119 показали положительные значения ϵ_{Hf} с максимальным значением 17.6 ± 4.2 . Среди отрицательных значений минимальное -4.6 ± 0.60 . Оценки модельного возраста корового субстрата T_{DM}^{C} – минимальная 1.9 млрд лет (№63 и 118), максимальная – 3.6 млрд лет (№68). Большая часть dZr из пробы K13-019 показала положительные значения ϵ_{Hf} с максимальным значением -10.2 ± 0.4 . Среди немногочисленных отрицательных значений минимальное -12.3 ± 0.4 . Оценки модельного возраста корового субстрата T_{DM}^{C} – минимальная 2.1 млрд лет, максимальная – 3.4 млрд лет. Для зерна №136, где выделены ядро и оболочка, сделаны, соответственно, два измерения, которые показали слегка различные даже с учетом ошибки значения ϵ_{Hf} – (№136C) -1.39 ± 0.63 и (№136R) 0.07 ± 0.30 . То есть оболочка из более ювенильного материала. Тип родительских пород и для оболочки, и для ядра зерна №136 классифицирован как «диорит».

Обсуждение результатов и выводы. Для обеих проб распределение возрастов dZr очень сходно и образует две группы – палеопротерозойскую и архейскую, разделенные отчетливым «провалом» в интервале 2.2–2.4 млрд лет. В палеопротерозойской группе возрасты концентрируются вокруг доминирующего пика ~ 2 млрд лет, а в архейской – возраста «рассеяны» и формируют второстепенные пики в интервале до 2.9 млрд лет. Изучение Lu/Hf-изотопной системы dZr не выявило каких-либо специфических отличий dZr из проб K13-119 и K13-019. При этом в пробе K13-119 выделены два зерна, а в пробе K13-019 – три зерна, классифици-

рованные как карбонатиты и имеющие довольно близкие возраста и ϵ_{Hf} (*проба* K13-119: №105 – 2005 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}=4.22$, №192 – 2004 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}=3.97$; *проба* K13-019: №127 – 1932 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}=0.7$, №32 – 2002 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}=9.89$ и №66 – 2019 млн лет, $\epsilon_{\text{Hf}}=5.1$). Это позволяет предполагать на рубеже ~2 млрд лет проявления карбонатитового магматизма, продукты разрушения которого попали в обе толщи.

В пробе K13-119 U/Th/Pb изотопная система восьми «лейкогранитных» dZr сильно нарушена. Шесть датировок ложатся на линию дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией ~1.9 млрд лет, а нижнее – 400 млн лет. Это позволяет предварительно оценить время образования «лейкогранитных» dZr ~1.9 млрд лет. В пробе K13-019 зафиксировано только одно «лейкогранитовое» зерно, возраст которого также высоко дискордантный. Если провести дискордию через значение 400 млн лет и эту точку, то верхнее пересечение попадет примерно на 1.9 млрд лет. Очень вероятно, что все «лейкогранитные» dZr произошли из одного «лейкогранитного» источника.

При сопоставлении на диаграммах «возраст – ϵ_{Hf} » характеристик изученных dZr с известными изотопными параметрами комплексов Бакалинского блока [7] и кольванских эндербитов [6] Волго-Уральской части фундамента ВЕП совпадений фактически нет. Это указывает на то, что вряд ли все эти комплексы были источниками детрита для изученных толщ. Однако для обеих проб на диаграммах «возраст – ϵ_{Hf} » многочисленные фигуративные точки с возрастaми ~ 2 млрд лет формируют ряды от положительных до отрицательных значений ϵ_{Hf} – признак смешения ювенильного и изотопно-зрелого материалов. Они начинаются от поля точек Волго-Сарматского орогена [1] (мантийное вещество с характеристиками, близкими к деплетированной мантии, возраст 2.2–2 млрд лет) и протягиваются в область изотопно-зрелого корового материала (возраст 2–1.9 млрд лет, $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$). Это может быть проинтерпретировано как начало процесса формирования Волго-Сарматского орогена 2.2 млрд лет назад (ювенильные магмы $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$), затем около 2 млрд лет появились магмы с существенной примесью древнего корового материала ($\epsilon_{\text{Hf}} \ll 0$, вплоть до -12). Около 1.9 млрд лет (или возможно 1.75 млрд лет – пять изолированных точек) процесс завершился.

Исследования выполнены в соответствии с планами фундаментальных исследований Лаборатории Геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН. Анализы dZr выполнены в центре GEMOC (Маквори университет, Сидней, Австралия). Анализ данных выполнен за счет средств РНФ (проект 14-27-00058), материалы по строению Урала и ВЕП собраны в соответствие с планами исследований МОН РФ (дого-

вор № 14.Z50.31.0017 – ИФЗ РАН), публикация подготовлена при поддержке РФФИ (гранты 16-05-00259 и 16-05-00519).

Литература

1. *Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др.* Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракrustальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17, № 6. С. 3–16.
2. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.
3. *Феритатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
4. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.* Zircon crystal morphology, trace element signatures and Hf isotope composition as a tool for petrogenetic modeling: examples from eastern Australian granitoids // J. Petrology. 2006. V. 47. N 2. P. 329–353.
5. *Belousova E.A., Walters S., Griffin W.L. et al.* Igneous zircon: trace element compositions as indicators of source rock type // Contrib. Mineral. Petrology. 2002. V. 143. N 5. P. 602–622.
6. *Bogdanova S.V., Belousova E.A., De Waele B., Postnikov A.V.* // Mineralogical Mag. 2013. V. 77. N 5. P. 727.
7. *Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V., Belousova E.A., Postnikov A.V., Fedotova A.A., Popova L.P.* // Am. J. Sci. 2010. V. 310. P. 1345–1383.
8. *Griffin W.L., Belousova E.A., O'Reilly S.Y.* TerraneChron Analysis of Zircons from Western Australian Samples // Record (Geological Survey of Western Australia). 2007. V. 4. 52 p.
9. *Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
10. *Maslov A.V.* Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton / Gee D.G., Pease V. (eds.) // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30. P. 19–35.

Стратотип рифея (башкирское поднятие, Южный Урал): сопоставление U/Pb возрастов детритных цирконов из песчаников бурзянской, юрматинской и каратауской серий

Находящаяся на западе Южного Урала в Башкирском поднятии (БП) – область распространения стратотипического разреза рифея, расчленена на три серии (снизу вверх) – бурзянскую, юрматинскую и каратаускую серии, считающиеся эталонами нижнего, среднего и верхнего рифея, соответственно. К настоящему времени все три уровня охарактеризованы U/Pb-изотопным датированием детритных цирконов (dZr) из бурзянской [4], юрматинской [1] и каратауской серий [1]. Сравнение U/Pb возрастов dZr из песчаников трех уровней (рис. 1) демонстрирует уменьшение снизу вверх доли раннепротерозойских dZr . В песчаниках нижнего рифея они доминируют, причем преобладают возрасты >2 млрд лет. В песчаниках среднего рифея доля раннепротерозойских dZr сопоставима с долей архейских dZr , а более половины раннепротерозойских dZr имеют возраст <2 млрд лет. В песчаниках верхнего рифея архейские dZr преобладают.

Ранние стадии развития рифейского осадочного бассейна, реликты которого представлены в современной структуре БП (далее он именуется Восточно-Башкирским – ВББ), соответствуют заключительным стадиям существования суперконтинента Колумбия/Нуна (рис. 2). В «Балтийскую» часть Колумбии входили Аг-протократоны Кола, Карелия, Сарматия и Волго-Уралия, а также сформированный в раннем палеопротерозое Свекофенский блок. Протократоны сугурированы раннепалеопротерозойскими орогенами, в том числе Волго-Сарматским (ВСО), образованным при коллизии Волго-Уралии и Сарматии. Очевидно, что первичными источниками архейских dZr в песчаниках базальных уров-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

² Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁴ Маквори университет, Сидней, Австралия

⁵ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

⁶ Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия

⁷ Кафедра МПИ им. В.М.Крейтера, РУДН, Москва, Россия

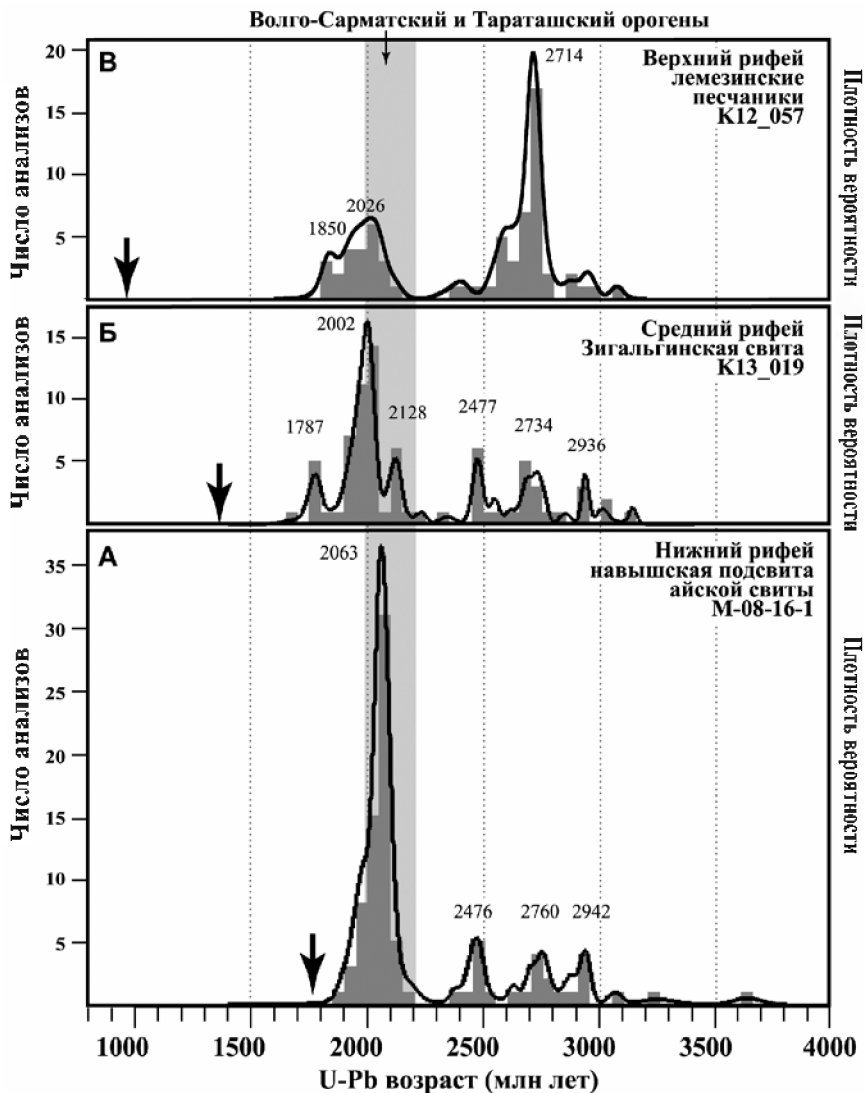


Рис. 1. Сводка результатов изучения возрастов dZr ($D < 10\%$) из базальных уровней (А) нижнего, (Б) среднего и (В) верхнего рифея БП. Стрелки показывают приблизительный седиментационный возраст изученных песчаников

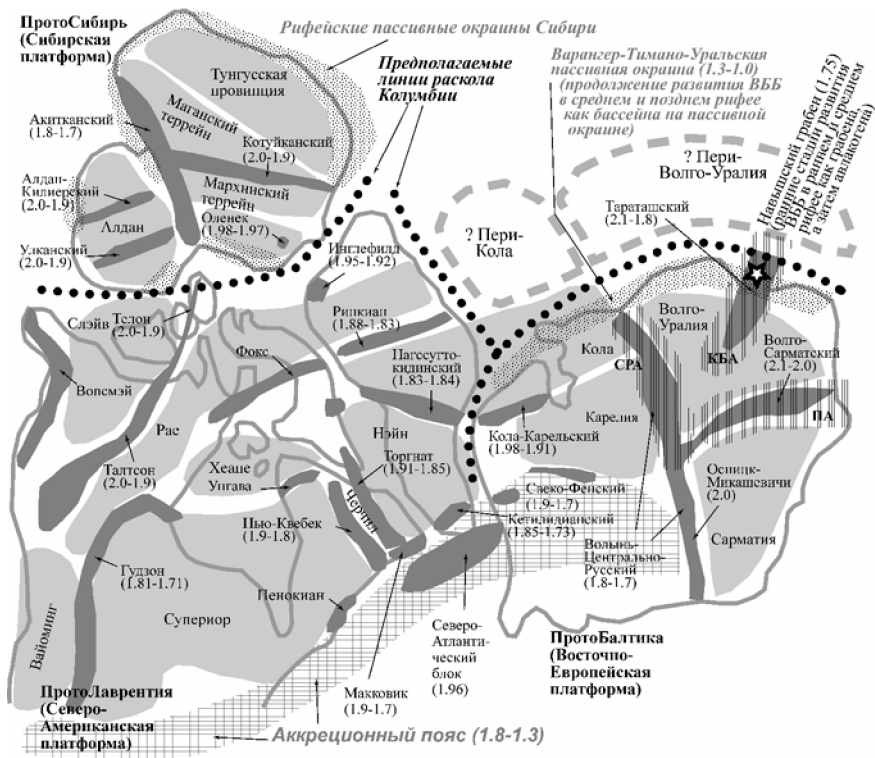


Рис. 2. Фрагмент компоновки архейских блоков/протократонов (светло-серые), спаянных палеопротерозойскими орогенами (темно-серые) в суперконтиненте Колумбия (рубеж палео- и мезопротерозоя), включающий ПротоБалтику, ПротоЛаврентию и ПротоСибирь. Основа рисунка по [6]. Цифры – возраста в млрд лет. Положение БП показано звездочкой. Авлакогены: ПА – Пачелмский, КБА – Камско-Бельский, СРА – Средне-Русский

ней всех трех серий рифея ВББ, могли быть только протократоны Колумбии. Сходство древних возрастных пиков КПВ для песчаников типовых разрезов нижнего и среднего рифея (2476 и 2477, 2760 и 2736, 2942 и 2936 млн лет, соответственно) позволяет предполагать, что архейские dZr в песчаниках зигальгинской свиты, скорее всего – продукты перемыва отложений нижнего рифея БП, а не прямого размыва непосредственно архейских комплексов Колумбии.

Основным первичным источником палеопротерозойских dZr в рифейских толщах БП были, по всей видимости, орогены того же возраста. Сейчас уже накоплен большой объем датировок кристаллических

пород палеопротерозойских орогенов Сибирской, Лаврентийской и Балтийской частей Колумбии, свидетельствующий о том, что эти орогены характеризуются датировками в основном < 2.0 млрд лет и только для ВСО (древнейшего из них и ближайшего к БП), получены возрасты 2.1–2.0 млрд лет. В Тараташском блоке присутствуют полихронно метаморфизованные породы архея, вмещающие пост-тектонические палеопротерозойские гранитоиды [5]. Эти образования мы рассматриваем как реликты ранее не выделявшегося палеопротерозойского Тараташского орогена (ТО) с характерными возрастными магматизма и метаморфизма 2.1–1.8 млрд лет. Поскольку в песчаниках нижнего рифея ВББ доминируют цирконы с U/Pb возрастными > 2 млрд лет, то есть все основания считать ВСО и ТО их наиболее вероятными источниками.

Около 1.7–1.75 млрд лет на ВЕП началось заложение авлакогенов [2], пространственно наследующих палеопротерозойские орогены, которые к этому времени были уже существенно эродированы. В частности, вдоль Волянь-Центрально-Русского орогена заложился Средне-Русский (СРА), вдоль ВСО – Пачелмский (ПА), а вдоль ТО – Камско-Бельский (КБА) авлакогены. СРА и ПА в течение всего рифея являлись протяженными седиментационными ловушками для обломочного материала из Сарматской и других частей ВЕП, удаленных от ВББ. Это подтверждается отсутствием в рифейских толщах БП даже единичных dZr с возрастными, соответствующими возрастам кристаллических комплексов удаленных от БП частей ВЕП, таких как плутоны Сарматии (Коростенский, Новоукраинский и др.) и граниты рапакиви Свекофенского домена.

Распад Колумбии привел к вычленению из нее ПротоБалтики и заложению Варангер-Тимано-Уральской пассивной окраины. К началу среднего рифея кристаллические комплексы той части ТО, которая стала фундаментом КБА и после распада Колумбии осталась в структуре восточной части Волго-Уральского домена ПротоБалтики, оказались перекрыты терригенными и карбонатными толщами мощностью ~ 5 км. В связи с этим присутствие палеопротерозойского детрита в зигальгинских песчаниках могло быть обусловлено тем, что какая-то часть продуктов эрозии ВСО и ТО (возможно, значительная) первоначально накапливалась в предгорных прогибах, сопряженных с этими орогенами, и только затем была рециклирована в ВББ. В начале позднего рифея ПротоБалтика вошла в Родинию. К этому времени питающие провинции (за счет эрозии которых в раннем и среднем рифее происходило заполнение ВББ) в существенно – реликты ВСО и ТО перестали быть первичными источниками dZr , а в области размыва были выведены архейские кристаллические комплексы.

Исследования выполнены в соответствии с планами фундаментальных исследований Лаборатории Геодинамики позднего докембрия и фанерозоя ГИН РАН и Лаборатории Литологии ИГГ УрО РАН. Изотопные анализы выполнены в центре GEMOC университета Маквори (Сидней). Сбор каменного материала и его подготовка к исследованиям проведены при финансовой поддержке РФФ (№14-27-00058), обработка анализов – РФФИ (№16-05-00259), синтез материалов по Западному Уралу – МОН РФ (договор № 14.Z50.31.0017 ИФЗ РАН и Госзадание № 2330 РГУ НиГ).

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Дегтярев К.Е., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С. Первые результаты U/Pb датирования детритовых цирконов из среднерифейских песчаников зигальгинской свиты (Южный Урал) // ДАН. 2017 (в печати).
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
3. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и (LA-ICP-MS) Lu/Hf систематика детритных цирконов из лемезинских песчаников верхнего рифея южного Урала // ДАН. 2013. Т. 453. № 6. С. 657–661.
4. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2014. Т. 459. № 3. С. 340–344.
5. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В. и др. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 2015. №1. С. 27–42.
6. Zhao G., Suna M., Wilde S.A., Li S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // Earth Sci. Rev. 2004. V. 67. P. 91–123.

Тектоническая родственность Крыма и Амазонии на основе сравнения результатов датирования детритовых цирконов из конгломератов г. Южная Демерджи и структур причерноморского обрамления

Одна из проблем геологии Причерноморья – первичная тектоническая родственность комплексов, слагающих структурное основание Крыма. На известных палеотектонических реконструкциях для палеозоя и мезозоя Крым попадает в область сочленения террейнов разного типа. С одной стороны, мезозойские отложения Горного Крыма вполне аргументировано сопоставляются с одновозрастными толщами Турецких Понтидов [6, 8]. Это является косвенным основанием считать, что структурное основание Крыма родственно фундаменту Понтидов. С другой стороны, результаты сейсмических исследований указывают на то, что структуры, сложенные докембрийскими и палеозойскими комплексами в Добруджи прослеживаются через Одесский шельф на восток в Горный Крым [11], а структуры основания Индоло-Кубанского прогиба Предкавказья прослеживаются на запад в Степной Крым [1]. Таким образом, косвенная информация позволяет рассматривать структурное основание Крыма родственным древним комплексам и Добруджи, и Центральным/Западным Понтидам, и Большого Кавказа.

Окружающие Крым регионы – Восточно-Европейская платформа (ВЕП), Добруджа, Кавказ и Понтиды к настоящему времени в достаточно хорошем объеме обеспечены геохронологическими данными (как прямыми датировками кристаллических комплексов, так и датировками *dZr* из разновозрастных толщ). Сбор и систематизация этих данных создали базу для сравнения их с геохронологическими данными по Крыму и выявления на этой основе сходств и различий структурного основания Крыма и других Причерноморских коровых блоков.

Для определения первичной тектонической родственности структурного основания Крыма, а также других задач, таких как уточнение палеогеографических условий формирования конкретных комплексов и

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина

³ Университет Маквори / центр GEMOK, Сидней, Австралия

⁴ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

определения источников сноса и т.п., использовано датирование детритных цирконов (dZr) из развитых здесь мезозойских и кайнозойских осадочных толщ. Результаты аналогичных исследований, блоков коры в обрамлении Черного моря позволили доказать родственность этих структур различным частям Гондваны. А именно, блоки фундамента Большого и Малого Кавказа, а также – наиболее восточных Понтид – имеют родственность Аравийскому щиту и кристаллическим комплексам Ирана [15 и ссылки там]. Фундамент Центральных и Западных Понтид (блок Сакарья) – родственен Северной Африке [9]. Блоки, слагающие часть фундамента Мизийской плиты, Сербо-Македонского массива, Северной и Центральной Добруджи и блока Истамбул-Зонгулдак имеют родственность с Амазонией [2, 3, 5, 7, 9, 12, 13].

К настоящему времени геохронологические данные по dZr для Крыма весьма скудны. Нам известна только работа [4], в которой представлены результаты U/Pb датирования dZr . Нами отдатированы dZr из верхнеюрских конгломератов г. Южная Демерджи. Проба K15-007 (начальным весом ~ 1 кг) отобрана (в точке $44^{\circ}44'41.9''C$; $34^{\circ}24'28.4''B$) из линзы светло-серых песчаников, залегающей в основании разреза верхней толщи конгломератов. Для изотопного датирования отбирались dZr , в которых было возможно наметить области (диаметр не менее 40 мкм) без трещин и включений. Таких зерен набралось всего 95. Для 7 dZr получены дискордантные значения возрастов ($|D| > 10\%$) и одно измерение (№10) показало очень большую аналитическую ошибку – 2835 ± 155 млн лет. Все эти датировки были отброшены. Оставшиеся 87 значений использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) распределения возрастов (рисунок, А). По характеру распределения возрастов изученные зерна dZr разделились на 9 неравных групп, обозначенных как **Z1**, **Z2**, **Z3**... – **Z9**. Группу **Z1** образуют пять самых молодых dZr с близкими позднеюрскими возрастными и средним возрастом около 154 млн лет вместе с еще одним dZr близкого возраста 164 ± 2 млн лет ($D=7\%$). Самую многочисленную (более четверти всех dZr) группу **Z2** образуют dZr с пермско-триасовыми возрастными. На КПВ для этой группы проявлены возрастные пики (подкрепленные более чем 3 датировками) 255, 273, 285 (доминирующий) млн лет. Цирконы с близкими палеозойскими возрастными объединены в немногочисленные компактные группы **Z3**, **Z4**, **Z5** и **Z6**. Протерозойские зерна dZr с возрастными, рассеянными в интервале 810-1550 и 1700-2150 млн лет отнесены к группам **Z7** и **Z8** соответственно. Возрастной интервал 2.15–2.55 млрд лет не представлен ни одним зерном, а архейские зерна dZr формируют группу **Z9**.

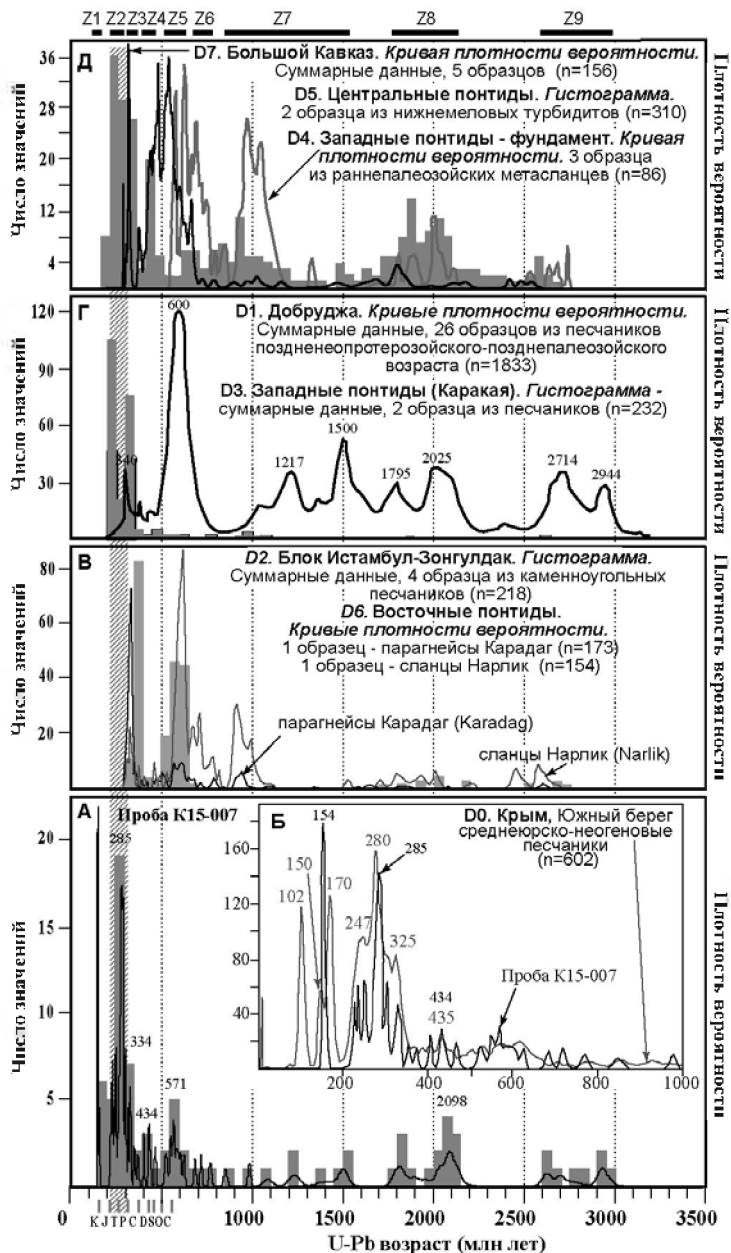


Рисунок. Сопоставление U-Pb возрастов детритных цирконов из пробы K15-007 (диаграмма А) с аналогичными данными (некоторые показаны

в виде гистограмм, некоторые в виде кривых плотности вероятности) по блокам коры по периферии Черного моря (Б–Д). Вверху над диаграммами барами показаны возрастные интервалы обсуждаемых групп цирконов **Z1-Z9** из пробы K15-007. Полоса серой косой штриховки под всеми диаграммами соответствует временному интервалу доминирующей пермотриасовой группы **Z2**.

А. Гистограмма и КПВ для U-Pb возрастов детритовых цирконов с discordантностью $|D| \leq 10\%$ для пробы K15-007. Б. (Врезка внутри А). Показан увеличенный фрагмент КПВ для пробы K15-007 и результаты U-Pb датирования детритных цирконов из 9 образцов среднеюрско-неогеновых песчаников Южного берега Крыма, по (Nikishin et al., 2015).

D1. Добруджа. Суммарные данные по 26 образцам. Кривая плотности вероятности. По (Balintonia, Balica, 2016).

D2. Блок Истамбул-Зонгулак. Понтидский флиш. По (Okay et al., 2011).

D3. Западные понтиды. Комплекс Каракая. По (Ustaomer et al., 2016).

D4. Западные понтиды. Фундамент блока Сакарья. Раннепалеозойские метасланцы. По (Ustaomer et al., 2012).

D5. Центральные понтиды, ранне-меловые турбидиты По (Okay et al., 2013).

D6. Восточные понтиды, парагнейсы Карадаг и сланцы Нарлик. По (Ustaomer et al., 2013).

D7. Большой Кавказ. По (Somin, 2011).

В работе [4] частично (только значения <1 млрд лет) представлены суммарные результаты U/Pb датирования **dZr** из 9 проб из песчаников среднеюрско-неогенового стратиграфического интервала Южного берега Крыма (без указания мест отбора проб), показанные на рисунке, Б и маркированные как **D0**. Характер распределения возрастов (по 602 значениям) демонстрирует три ярких возрастных пика на значениях 102, 170 и 280 млн лет. Более 140 датированных зерен имеют возрасты в интервале 250–350 млн лет. Второстепенные, пики, формируемые меньшим количеством датировок, фиксируются на значениях 10, 150, 247 и 325 млн лет. Характер распределения для возрастов более 225 млн лет весьма сходен с пробой K15-007 и характеризуется хорошим совпадением пиковых значений. Однако в интервале возрастов 150–225 млн лет характер КПВ для пробы K15-007 и для данных из [4] существенно разный. В данных из [4] зафиксированы многочисленные **dZr** с разными юрскими возрастами, при этом фиксируется яркий пик ~ 170 млн лет и второстепенный пик ~ 150 млн лет. Тогда как в пробе K15-007 встречаются только позднеюрские **dZr** (группа Z1), а зерна со средне- и раннеюрскими возрастами отсутствуют. И это серьезный аргумент полагать, что цирконы группы Z1 происходят из близкого (локального) источника, а

породы, включавшие ранне-среднеюрские цирконы, в том числе перетолженные, не могли служить источником сноса. То, что многочисленные юрские dZr разнообразных возрастов присутствуют в юрских и более молодых толщах Крыма, иными словами подвержены постоянному рециклингу, демонстрируют результаты работы [4]. Это наблюдение следует учитывать при палеогеографических реконструкциях.

Сопоставление возрастов dZr из пробы K15-007 с возрастными dZr из толщ других Причерноморских регионов (рисунок) и анализ палеогеографических и палеотектонических реконструкций для Горного Крыма, позволяет сделать следующие выводы.

1. Песчаники, расслаивающие конгломераты г. Южная Демерджи, не могли быть сформированы за счет размыва комплексов какого-то одного корового блока. В этих песчаниках зафиксирован вклад как локального близкорасположенного источника (позднеюрская группа **Z1**), так и первичных источников, которые располагались на значительном удалении от места отбора пробы; причем продукты эрозии удаленных первичных источников могли попасть в изученные песчаники (проба K15-007) только путем многократного рециклирования.

2. Вероятность попадания продуктов разрушения фундамента ВЕП в демерджийские песчаники даже за счет многократного рециклирования очень мала;

3. Для объяснения наличия в пробе K15-007 dZr групп **Z2–Z9** достаточно смешения примерно в равных пропорциях материала разрушения Центральных/Западных Понтид и Добруджи, которое обеспечивает не только весь возрастной спектр цирконов, но и количественные пропорции возрастных групп. Добруджа обеспечивает привнос архейских цирконов с возрастными от 2.7 до 3 млрд лет и мезопротерозойских цирконов (1.0–1.65 млрд лет), наличие которых пока не зафиксировано в Понтидах. Остальные возрастные группы в нужных пропорциях представлены в Центральных/Западных Понтидах, в том числе и такие, которые способны обеспечить пермо-триасовый пик. Такое происхождение dZr согласуется с палеогеографическими и палеотектоническими реконструкциями, предполагающими южный источник сноса для позднеюрских грубообломочных комплексов.

4. Отсутствие в Причерноморских коровых блоках другого источника кроме Добруджи для мезопротерозойских зерен dZr в пробе K15-007 (группа **Z8**) вместе с палеогеографическими реконструкциями является весомым аргументом в пользу однотипности структурного основания Крыма с докембрийскими и палеозойскими комплексами Амазонии.

Лабораторные исследования выполнены в Australian Research Council Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems/GEMOC c

использованием оборудования, поддерживаемого DEST Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS/AuScore, промышленного партнера университета Маквори (Сидней). Синтез материалов по Причерноморью, сбор каменного материала, его подготовка к исследованиям, а также обработка результатов проведена при финансовой поддержке РФФИ (грант №5-05-08767). Материалы по возрастам кристаллических комплексов фундамента ВЕП собраны и систематизированы в соответствии с научными планами грантов РФФИ 16-05-00259 и 16-05-00519.

Литература

1. *Adamia S., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A.* Geology of the Caucasus: A review // *Turkish J. Earth Sci.* 2011. V. 20. P. 489–544.
2. *Antić M., Peytcheva I., von Quadt A., Kounov A., Trivić B., Serafimovski T., Tasev G., Gerdjikov I., Wetzel A.* A Pre-Alpine evolution of a segment of the North-Gondwanan margin: Geochronological and geochemical evidence from the central Serbo-Macedonian Massif // *Gondwana Res.* 2016. V. 36. P. 523–544.
3. *Balintoni I., Balica C.* Peri-Aamazonian provenance of the Euxinic Craton components in Dobrogea and of the North Dobrogean Orogen components (Romania): a detrital zircon study // *Precam. Res.* 2016. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2016.03.008>.
4. *Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopavich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V.* Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region / *Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S. A.* (eds.). *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* // *Geological Soc. London.* 2015. Spec. Publ. V. 428. <http://doi.org/10.1144/SP428.1>.
5. *Oczlon M.S., Seghedi A., Carrigan C.W.* Avalonian and Baltican terranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania and Bulgaria) in the context of Caledonian terranes along the Southwestern margin of the East European craton / *Linnemann U., Nance R.D., Kraft P., Zulauf G.* (Eds.). *The evolution of the Rheic ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to the Allghanian-Variscan collision* // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* 423. 2007. P. 375–401. doi: 10.1130/2007.2423(18).
6. *Okay A.I., Sunal G., Sherlock S., Altiner D., Tuysuz O., Kylander-Clark A.R.C., Aygul M.* Early Cretaceous sedimentation and orogeny on the southern active margin of Eurasia: Central Pontides, Turkey // *Tectonics.* 2013. V. 32. P. 1247–1271. doi:10.1002/tect.20077.
7. *Okay N., Zack T., Okay A.I., Barth M.* Sinistral transport along the Trans-European Suture Zone: Detrital zircon-rutile geochronology and sandstone petrography from the Carboniferous flysch of the Pontides // *Geological Magazine.* 2011. V. 148. P. 380–403. doi:10.1017/S0016756810000804 D2.
8. *Okay A.I., Nikishin A.M.* Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // *International Geology Review.* 2015. DOI: 10.1080/00206814.2015.1010609
9. *Sahin S.Y., Aysal N., Gungor Y., Peytcheva I., Neubauer F.* Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NWPontides, Tur-

key: Implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny // *Gondwana Res.* 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.07.011>.

10. *Somin M.* Pre-Jurassic basement of the Greater Caucasus: brief overview // *Turkish J. Earth Sci.* 2011. V. 20. P. 545–610.

11. *Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Farfuliak L., Czuba Z., Sroda P., Thybo H., Artemieva I., Sosson M., Volfman Y., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Omelchenko V., Gryn D., Guterch A., Komminaho K., Legostaeva O., Tiira T., Tolkunov A.* Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the north western Black Sea and the Crimean Peninsula // *Geophysical Journal International.* 2015. V. 201. P. 406–428.

12. *Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F.* Ion Probe U–Pb dating of the Central Sakarya basement: a peri-Gondwana terrane intruded by late Lower Carboniferous subduction/collision related granitic rocks // *Turkish J. Earth Sci. Black Sea Special Is.* 2012. V. 21. P. 905–932.

13. *Ustaomer P.A., Ustaomer T., Gerdes A., Zulauf G.* Detrital zircon ages from a Lower Ordovician quartzite of the Istanbul exotic terrane (NW Turkey): Evidence for Amazonian affinity // *International J. Earth Sci.* 2011. V. 100. P. 23–41. doi:10.1007/s00531-009-0498-1.

14. *Ustaomer P.A., Ustaomer T., Robertson A.H.F., Gerdes A.* Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey // *International J. Earth Sci.* 2016. V. 105. P. 7–38. DOI 10.1007/s00531-015-1225-8.

15. *Zakariadze G., Dilek Y., Adamia S., Oberhansli R., Karpenko S., Bazylev B., Solov'eva N.* Geochemistry and geochronology of the Neoproterozoic Pan-African Transcaucasian Massif (Republic of Georgia) and implications for island-arc evolution of the late Precambrian Arabian–Nubian Shield // *Gondwana Res.* 2007. V. 11. P. 97–108.

А.В. Рязанцев¹, Т.Ю. Толмачева²

Вендские и раннепалеозойские комплексы активной континентальной окраины в палеозоидах Южного Урала

На Южном Урале в системе тектонических покровов сближены разнофациальные ордовикские толщи, сформированные на континентальной окраине и во внутриокеанических обстановках [8, 9]. Крайинно-континентальные обстановки представляют терригенные толщи, в разрезе которых преобладают аркозовые песчаники, толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Данные по детритовым цирконам из

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

терригенных толщ в различных структурных зонах [5] позволяют предполагать, что они сформированы на единой континентальной окраине, на которой был проявлен тиманско-кадомский тектогенез. Наиболее полные разрезы вендских, кембрийских и ордовикских толщ, относящихся к этой палеоокраине, известны на юге зоны Уралтау и в Сакмарском аллохтоне. Корреляция распространенных там разрезов с разрезами других структурных единиц, данные по магматизму и специфическому метаморфизму позволяют получить характеристику палеоокраины.

Вендские комплексы на юге антиформы Уралтау представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами кислого, среднего и основного состава, которые прорваны вендскими гранитоидами. Вендский возраст толщи (592 ± 4 млн лет) установлен нами U/Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам, выделенным из туфов риолитов. Для гранитоидов по цирконам U/Pb методом ранее были получены значения возраста 590 ± 4 , 577.8 ± 8.6 , 543.2 ± 4.6 млн лет [11, 12]. Вендские вулканы дифференцированы от базальтов до риолитов и принадлежат известково-щелочной и толеитовой сериям. Состав вендских вулкаников и гранитоидов позволяет предполагать, что они сформированы в надсубдукционной обстановке на активной континентальной окраине.

Нижнекембрийский комплекс представлен вулканиками и субвулканическими телами. Медногорская свита (C_1), сложена в основном базальтами, их туфами, песчаниками и известняками с археоциатами. Как правило, свита сопровождается выходами перекрывающих нижнедевонских конгломератов и микститов с валунами кембрийских базальтов и тремадокских песчаников. Состав вулкаников [7] варьирует от пикритов, базальтов-андезибазальтов до трахибазальтов и трахиандезитов. Породы основного и среднего составов принадлежат известково-щелочной и толеитовой сериям.

Терригенные толщи нижнего ордовика (куагачская свита и ее стратиграфические и фациальные аналоги) с размывом залегают на вендских и раннекембрийских комплексах и согласно перекрываются толщами с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, охватывающими стратиграфический диапазон по нижней силур включительно (куагачская (O_1), косистекская (O_{2-3}), губерлинская (O_{2-3}), кураганская (O_{1-3}), дергаишская (S_1) свиты). Возраст ордовикских толщ к настоящему времени достаточно определенно доказывается по биостратиграфическим и изотопным данным [8, 9].

Нижнепалеозойские вулканики представлены разными геохимическими группами дифференцированной известково-щелочной и толеитовой серий. В нижнем кембрии и нижнем ордовике присутствуют породы субщелочного ряда. Вулканики имеют признаки формирования во

внутриплитных (рифтогенных) и надсубдукционных обстановках. Стратиграфическое положение и состав вулканитов позволяют считать, что раннепалеозойские толщи сформированы в рифтогенных прогибах на активной континентальной окраине.

В Восточно-Уральской мегазоне фундамент ордовикской континентальной окраины представляют комплексы, обнаженные в Сысертско-Ильменогорской зоне в районе Миасса. Из метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, представленных гнейсами и амфиболитами, получены позднерифейские и вендские значения возраста цирконов [4]. В разрезе ордовика выделяются самарская (O₁), саргазинская (O₁₋₂), маячная (O₂) и новоорбургская (O₂₋₃) свиты [1, 3, 10]. Самарская свита является стратиграфическим и фаціальным аналогом кидрясовской, а саргазинская – куагачской свиты Сакмарского аллохтона. Маячная свита представлена кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами с фауной среднего ордовика [1]. По данным бурения в нижних частях разреза присутствуют туффиты, базальты и пикриты [6]. Бурением также установлено широкое распространение метаморфизованных вулканитов дифференцированной от базальтов до риолитов серии, которые, занимают структурные уровни ниже маячной свиты и, возможно, относятся к венду. Песчаники маячной свиты согласно перекрываются толщей серых кремней, из которых известны среднеордовикские конодонты [3]. Нами в этой же толще обнаружены лландоверийские конодонты *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson and Mehl), *Distomodus* sp. и однорядные монографтиды. Кремнистая толща сопоставляется с новоорбургской свитой на западе Восточно-Уральской мегазоны. В разрезе свиты были известны находки среднеордовикских конодонтов [3]. Нами вблизи прежних находок обнаружены верхнеордовикские конодонты *Periodon grandis* (Ethington), *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), *Scabardella altipes* (Henningsmoen), *Belodina compressa* (Branson and Mehl), *Costiconus* sp., *Paroistodus* sp. Состав и структурное положение нижнепалеозойских вулканитов Восточно-Уральской мегазоны свидетельствуют в пользу их рифтогенной природы [10].

В ядерной части Восточно-Уральской антиформы распространены гранито-гнейсы, прорывающие метатерригенные гнейсы. U/Pb методом (SHRIMP-II) нами установлен раннеордовикский возраст гранитного протолита гранито-гнейсов = 478±5 млн лет. Возраст метаморфизма метатерригенных гнейсов оценивается, как среднеордовикский [2].

В Зауральской мегазоне выделяется терригенная тогузак-аятская свита низов ордовика [3], увельская вулканогенная свита верхнего ордовика [1]. Состав вулканитов увельской свиты свидетельствует в пользу их

рифтогенной природы [10]. Считается, что фундаментом этих толщ служат метаморфические толщи докембрия. На р. Караталы-Аят структурно ниже ордовикских толщ выделяется относящаяся к докембрию городищенская свита, представленная порфироидами и порфиритоидами. U/Pb методом (SHRIMP-II) по цирконам, выделенным из порфириодов, нами получены ранне- и среднеордовикские значения возраста. Можно предполагать, что протолитом порфириодов являются вулканиты – аналоги саргазинской свиты Восточно-Уральской мегазоны.

Состав и структурное положение вендских и раннепалеозойских комплексов на Южном Урале свидетельствует в пользу того, что они сформированы на активной континентальной окраине. В раннем палеозое преобладали обстановки растяжения и формирование рифтогенных комплексов. Ордовикский метаморфизм связан, по-видимому, со структурами растяжения, типичными для комплексов метаморфических ядер кордильерского типа.

Работа поддержана грантами: РФФ №14-27-00058; РФФИ №№ 14-05-00052, 15-05-05109.

Литература

1. *Анцыгин Н.Я.* К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. Сборник научных трудов. М.: Наука, 1985. С. 69–86.
2. *Виноградов В.И., Щербаков С.А., Горожанин В.М. и др.* Возраст метаморфитов Восточно-Уральского поднятия: Sm-Nd и Rb-Sr-изотопное датирование // ДАН. 2000. Т. 371. № 6. С. 784–787.
3. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Информационные материалы. Екатеринбург: "Наука" Уральское отделение, 1992. С. 3–10.
4. *Краснобаев А.А., Давыдов В.А.* Возраст и происхождение Ильменогорской толщи по данным цирконологии (Ильменские горы, Ю. Урал) // ДАН. 2000. Т. 372, № 1. С. 89–94.
5. *Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В. и др.* Результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопных характеристик обломочных цирконов из ордовикских толщ Южного Урала и Кокчетавского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. С. 149–152.
6. *Мосейчук В.М., Яркова А.В., Сурин Т.Н., Кашина Л.В.* Ордовикско-силурийский палеоостроводужный геодинамический комплекс Южного Урала // Вестник ЧелГУ. Экология. 2008. Вып. 3. № 17. С. 74–86.
7. *Рязанцев А.В., Белова А.А.* Вулканогенный кембрий в палеозоях Южного Урала: структурное положение, состав, возраст аксессуарных цирконов, условия формирования // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной

конференции, посвящённой памяти В.Е. Хаина, г. Москва, 1–4 февраля 2011 г. М.: Изд-во Геол. ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011. С. 1596–1600.

8. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А.* Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.

9. *Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю.* Ордовикские вулканогенные и плутонические комплексы Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Геотектоника. 2016. № 6. С. 1–28.

10. *Савельев Д.Е., Сначев А.В., Пучков В.Н., Сначев В.И.* Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов Восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 5: Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 86–104.

11. *Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А.* Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // ДАН. 2010. Т. 432. №5. С. 644–649.

12. *Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикова Е.В., Карякин Ю.В.* Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // ДАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81–85.

**А.В. Самсонов¹, А.В. Степанова², С.В. Егорова²,
Ю.О. Ларионова¹, А.Н. Ларионов³**

Континентальные толеиты MORB-типа на западном краю Карельского кртона: индикатор открытия Свекофеннского океана 2100 млн лет назад

Определение времени раскола континентального блока и открытия океанического бассейна – один из самых сложных вопросов в палеотектонических реконструкциях. Хорошо обоснованные ответы могут быть получены только для фанерозойских циклов, для которых доступно датирование пород океанического дна, использование магнитостратиграфии, биостратиграфии и других прямых методов исследований. Для докембрийских циклов большинство этих методов не применимо, и вопросы времени раскола древней континентальной литосферы, переход от континентального рифтогенеза к спредингу океанического дна обсу-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; samsonovigem@mail.ru; ukalarionova@gmail.com

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия; sa07sa@mail.ru; zumlic@mail.ru

³ ЦИИ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; Larionov@vsegei.ru

ждаются на косвенных признаках – офиолитах и индикаторных осадочных и магматических комплексах пассивных окраин.

В докладе обсуждается применение этих признаков для Карельского кратона – крупного и хорошо сохранившегося фрагмента архейской литосферы, который служит полигоном при разработке фундаментальных вопросов геологии и тектоники архейского и палеопротерозойского времени. В частности, он является одним из ключевых объектов в палеотектонических реконструкциях для раннего докембрия и привлекается во всех построениях, связанных с историей распада архейских суперкратонов. Многие исследователи предполагают единство Карельского кратона с кратоном Сьюпириор (Канадский щит) в составе неоархейского суперкратона Сьюпириа [1, 2]. Это обосновано сходством архейской и палеопротерозойской эволюции этих кратонов, включая синхронность проявлений в них внутриплитного базитового магматизма вплоть до рубежа около 2.10 млрд лет. Следующий эпизод базальтового магматизма 1980 ± 20 млн лет, широко проявленный в Карельском кратоне, но не затронувший кратон Сьюпириор [2], демонстрирует их пространственную разобщенность. Соответственно, интервал 2.10–1.98 млрд лет рассматривается как время главного эпизода раскола суперконтинента Сьюпириа.

В этом же интервале времени предполагается раскол архейской литосферы в западной части Карельского кратона и раскрытие Свекофеннского океана, в котором субдукционные и последующие коллизийные события в интервале времени 1.93–1.87 млрд лет привели к формированию одноименного орогена [3]. Время раскрытия Свекофеннского океана обсуждается в рамках двух альтернативных моделей. В одной модели индикатором раскола принимается офиолитовый комплекс Йорма с возрастом 1960 млн лет, найденный на западном краю Карельского кратона [4–6]. Во второй модели свидетелями начала раскрытия океана рассматриваются базитовые дайки и вулканиты с возрастом около 2100 млн лет, которыми насыщен западный край Карельского кратона [7–9]. Значительная часть этих базитов имеет изотопные и геохимические характеристики континентальных толеитов MORB-типа [10], образование которых связывается с малоглубинным плавлением деплетированного мантийного источника в условиях резкого утонения литосферы. Приводимые в докладе новые данные по дайкам и вулканитам базитов MORB-типа северо-западного Приладожья дают дополнительные свидетельства в пользу модели разрыва литосферы и раскрытия Свекофеннского океана около 2100 млн лет назад.

Дайки долеритов MORB-типа образуют рой СЗ простирания среди архейских гранитоидов в южной части Ялонваарской зеленокаменной

структуры, участок Хатунойя. Долериты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Их магматические минералы полностью преобразованы, но первичные текстурные и структурные особенности пород сохранились. Внутри мощных (более 30 м) даек фиксируется чередование микрозернистых порфировых и среднезернистых полнокристаллических долеритов с близкими вещественными и изотопно-геохимическими характеристиками. Эта текстурная неоднородность аналогична системе «дайка и дайке», характерной для спрединговых обстановок и связанной с порционным внедрением базитового расплава в последовательно открывающуюся трещину. По всем геохимическим характеристикам, включая слабо фракционированные спектры легких и тяжелых лантаноидов ($(La/Sm)_N = 0.84-1.32$, $(Gd/Yb)_N = 1.03-1.23$) и небольшие отрицательные или положительные аномалии таких высокозарядных элементов как Ti, Zr и Nb ($Nb/Nb^* = 0.84-1.29$), эти дайки являются типичными представителями толеитов MORB-типа [10]. Возраст даек, определенный U-Pb методом по циркону из шпиря габбро-пегматита, составляет 2111 ± 6 млн лет. Величина $\epsilon Nd^{2111} = +2.4 \pm 0.3$ предполагает небольшой вклад древнего корового материала в источник расплавов DM-типа (ϵNd^{2111}_{DM} от +3.3 до +5.5; [11, 12]). Изученные дайки по возрасту, изотопным и геохимическим особенностям близки к дайкам комплекса Тохмаярви [8], которые располагаются примерно в 100 км к северо-западу от участка Хатунойя.

Метабазальты MORB-типа выделяются в составе вулканогенно-осадочного разреза ятулия (2.30–2.06 млрд лет) в небольших структурах на западном краю Карельского кратона от пояса Перапохья на северо-западе [7] до Приладожья на юго-востоке [13]. Мы изучили метабазальты в структуре озера Малое Янисярви. Нижнюю часть разреза этой структуры слагают кварциты и кварцито-песчаники. Выше залегают терригенно-карбонатные метаосадки и мощная (около 200 м) толща метабазальтов с прослоями филлитовых углеродсодержащих сланцев [14]. Мелкозернистые метабазиты с подушечными и массивными текстурами, вероятно, представляют вулканыты. Мощные тела средне- и крупнозернистых пород рассматриваются как метаморфизованные sillы габбро-долеритов. По геохимическим характеристикам ятулийские метабазальты разных структур близки между собой и отличаются от даек MORB-типа с возрастом 2100 млн лет. Вулканыты имеют более «примитивные» составы: повышенные содержания MgO, Al₂O₃, CaO, Cr и Ni, более низкие содержания TiO₂, Fe₂O₃, Zr, Nb, легких и тяжелых PЗЭ, сильно деплетированные спектры легких лантаноидов ($(La/Sm)_N = 0.41-0.73$) и положительные аномалии Nb ($Nb/Nb^* = 1.47-1.65$). Sm-Nd изотопные данные ($\epsilon Nd^{2111} = +3.8 \pm 0.1$) по метавулканикам MORB-типа, пят-

севаарская свита, участок Харлу [13], предполагают долгоживущий деплетированный мантийный источник их материнских расплавов без вклада древней коровой компоненты.

Устанавливаемые изотопные и геохимические различия даек и вулканитов, вероятно, отражают различия коровой эволюции их материнских магм. Вулканиты представляют более примитивные мантийные магмы, в то время как расплавы даек были преобразованы процессами малоглубинной дифференциации с удалением оливина, плагиоклаза и шпинели, и коровой контаминации. Петрологические особенности базитов указывают на их образование при невысоких степенях плавления источника DM-типа на небольшой (менее 60 км) глубине в области устойчивости шпинели с очень небольшой контаминацией коровым материалом, что предполагает резкое утонение и растяжение континентальной литосферы. Тектурные признаки «дайка в дайке» также указывают на режим интенсивного растяжения коры, сопоставимый с таковым в спрединговых обстановках СОХ и задуговых бассейнах.

По геохимическим и изотопным характеристикам дайки и вулканиты MORB-типа 2100 млн лет близки к базитам офиолитового комплекса Йормы с возрастом 1960 млн лет, который представляет фрагмент коры Свекофеннского океана, обдуцированный на западный край Карельского кратона. Это сходство отражает близкие составы мантийных источников магм и условия их плавления, и указывает на сходство геодинамических режимов зарождения магм в этих двух разновозрастных магматических эпизодах. В этой ситуации, континентальные толеиты MORB-типа могут представлять начало раскола архейской литосферы и зарождения океанической коры 2111 млн лет назад. Офиолиты Йормы с возрастом 1960 млн лет, сближенные во времени с ранними (1930 млн лет) островодужными комплексами [3], являются фрагментом коры «зрелого» Свекофеннского океана.

Исследования поддержаны проектом РФФ № 16-17-10260.

Литература

1. *Bleeker W.* The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // *Lithos*. 2003. V. 71. P. 99–134.
2. *Bleeker W., Ernst R.E.* Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga / *Hanski E. et al. (eds.) // Dyke swarms – time markers of crustal evolution*. 2006. Rotterdam. P. 3–26.
3. *Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A.* Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes*. 2008. V. 31. P. 20–28.
4. *Kontinen A.* An early proterozoic ophiolite – the Jormua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland // *Precam. Res.* 1987. V. 35. P. 313–341.

5. Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время. Петрозаводск: КНИЦ АН СССР, Институт геологии, 1990. 124 с.
6. Peltonen P., Kontinen A., Huhma H. Petrology and Geochemistry of Metabasalts from the 1.95 Ga Jormua Ophiolite, Northeastern Finland // J. Petrology. 1996. V. 37. P. 1359–1383.
7. Huhma H., Cliff R.A., et al. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 369–379.
8. Nykanen V.M., Vuollo J.I. et al. Transitional (2.1 Ga) Fe-tholeiitic-tholeiitic magmatism in the Fennoscandian Shield signifying lithospheric thinning during Palaeoproterozoic extensional tectonics // Precam. Res. 1994. V. 70. P. 45–65.
9. Nironen M. The Svecofennian Orogen: a tectonic model // Precam. Res. 1997. V. 86. P. 21–44.
10. Stepanova A.V., Samsonov A.V. et al. Paleoproterozoic continental MORB-type tholeiites in the Karelian craton: petrology, geochronology and tectonic setting // J. Petrology. 2014. V. 55. P. 1719–1751.
11. DePaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193–196.
12. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
13. Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людииковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны, Балтийский щит / Великославинский С.Д., Ларин А.М. (ред.) // Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН. СПб.: Изд-во Политехнического университета, 2010. С. 223–255.
14. Хейсканен К.И. Карельская геосинклиналь: Литологический анализ. Л.: Наука, 1980. 168 с.

В.А. Зайцев¹, Л.В. Панина¹, А.А. Сенцов²

Структурно-геоморфологические исследования центральной части Русской плиты

Геоморфологические методы являются, пожалуй, одними из самых значимых методов при оценке неотектонической активности изучаемых регионов, в частности, центральной части Русской (Восточно-Европейской) платформы. Структурно-геоморфологические исследования, которые на сегодняшний день проводятся с использованием современных

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

² Российский фонд фундаментальных исследований (РФФИ), Москва, Россия

технологий, позволяют выявить основные новейшие структуры на исследуемой территории [2].

При наших исследованиях, мы использовали следующие исходные данные [1]: радарные снимки, полученные сенсором Aster, космические снимки, сейсмичность территории. Итогом структурно-геоморфологического анализа стала карта, масштаба 1:500 000, на которой показаны следующие новейшие структуры: поднятия и впадины первого ранга, осложненные частными поднятиями, а также слабые зоны (разрывов, трещиноватости и т.д.). На севере расположено субширотное Московско-Дмитровское поднятие с максимальными абсолютными отметками рельефа до 295 м. В его пределах выделен ряд частных поднятий различных по морфологии и размерам, которые часто прослеживаются в дочетвертичных комплексах (районы Хотьково, Яхрома, Дмитрова, Льялово, Менделеево, Истры и др.). Московско-Дмитровское поднятие нарушено серией слабых зон преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний. Северо-восточные соответствуют зонам разломов фундамента. На юге поднятие граничит с Клязьминским долинообразным понижением, которое контролируется субширотными слабыми зонами, наиболее протяженные из которых совпадают с разломами Подмосковного авлакогена. Расположенные южнее разноранговые поднятия Средне-Русской возвышенности нарушены системами слабых зон различных ориентировок. Наиболее преобладающими простираниями являются северо-западные, отражающие, по-видимому, влияние Пачелмского авлакогена. Ранее здесь выделялась Московско-Рязанская линеamentная зона. Протяженные северо-западные слабые зоны наследуют зоны разломов фундамента, продолжаясь в область Окско-Донского прогиба. Этими зонами контролируются и конфигурации поднятий на северо-востоке района: Чеховского, Калужского, Веневского, Зарайского, Плавского. Зарайское, Голдинское, Милославское, юго-восточная часть Плавского прослеживается в дочетвертичных комплексах, где также обнаружены взбросы субширотного простирания, которые выражены в рельефе слабыми зонами. Слабые зоны северо-восточного простирания также хорошо дешифрируются, подчеркивая морфологию поднятий: Олымского, Кочетовского, Оскольского, Белогорско-Калачского. В области Обояньского и Оскольского поднятий, где фундамент расположен близко к поверхности, ранее нами отмечена наибольшая корреляция новейших структур с древними. Субмеридиональный новейший Окско-Донской прогиб представляет собой сочетание частных поднятий и впадин, причем поднятия преобладают. Наиболее ярко выраженный в рельефе Окско-Цнинский вал (максимальная абсолютная отметка рельефа 184 м) про-

слеживается и по поверхностям девонских отложений и верейского горизонта, а его субмеридиональная ориентировка контролируется зоной разлома фундамента, выраженной в рельефе слабой зоной. Слабые зоны северо-западного простирания на юге вала отражают разломы Пачелмского авлакогена.

С целью оценки геодинамической активности привлекались данные о сейсмичности и распределению теплового потока. Эпицентры низкомагнитудных землетрясений приурочены к границам новейших поднятий, а также маркируют слабые зоны. Глядя на карту, можно заметить, что эпицентры землетрясений выстраиваются в сейсмолинеаменты. Достаточно ярко выражены восток-северо-восточная и северо-западная ориентировки. Для первой длина сейсмолинеаментов может достигать 510 км, а северо-западной – 350 км. В сводовой части новейших поднятий землетрясений меньше. При более детальном рассмотрении можно заметить, что большая часть сейсмолинеаментов маркируется ослабленными зонами, преимущественно руслами рек, причем это характерно для землетрясений, эпицентры которых располагаются в сводовой части новейших поднятий. Таким образом, у нас есть возможность с применением структурно-геоморфологического анализа уточнить прогноз землетрясений ещё и по месту. Эти данные хорошо коррелируются с полевыми геоморфологическими наблюдениями, проведенными в 2014 году на территории Смоленской области С.С. Новиковым и одним из соавторов данной работы [3].

Литература

1. *Зайцев В.А., Панина Л.В., Мануилова Е.А., Сенцов А.А.* Современные методы и результаты изучения неотектоники центральной части Восточно-Европейской платформы // Труды всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей" М., 2016.

2. *Костенко Н.П.* Геоморфология. Учебник. М.: Издательство МГУ, 1999. 379 с.

3. Технический отчет работ по оценке сейсмической опасности для проектных основ Смоленской АЭС-2, 2014 г. М.: ИФЗ РАН, 2014.

Физическое моделирование раннего океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой в условиях ультрамедленного спрединга

Океаническое раскрытие между Австралией и Антарктидой (образование юго-восточного сегмента Индийского океана) началось около 80 млн лет назад после длительного (70–80 млн лет) рифтогенеза, сопровождавшегося на позднем этапе эксгумацией мантии с образованием серпентинезированных перидотитовых хребтов [2]. Спрединг океанического дна происходил в ультрамедленном режиме и составлял 13 мм/год между аномалиями 33о и 21у; 20 мм/год между аномалиями 21у и 18о; 40 мм/год после аномалии 18о [4]. На основании интерпретации геофизических данных сделан вывод, что ранняя стадия раскрытия океана могла быть нестабильной с отмиранием срединно-океанических хребтов и перескоками оси спрединга. Сейсмические исследования, выполненные на антарктической окраине и примыкающей Австрало-Антарктической котловине российскими и австралийскими экспедициями, показывают отчетливое изменение морфологии кристаллического фундамента (кровли второго океанического слоя) по мере его омоложения (рис. 1). Между аномалиями 33о и 21у он характеризуется относительно длиннопериодным рельефом, а после аномалии 21у – короткопериодным, и это изменение совпадает с заметным увеличением скорости спрединга почти в два раза.

В лаборатории экспериментальной геодинамики музея Землеведения МГУ были выполнены серии экспериментов, реконструирующих геотектонические процессы, связанные с раскрытием океана между Австралией и Антарктидой. Экспериментальные работы проводилась на установке, разработанной сотрудниками музея. Она представляет собой прямоугольную текстолитовую ванну размером 40 x 30 x 8 см, в верхней части которой имеются пазы, по которым движется рамка с поршнем.

¹ ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга» (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия; wanda@list.ru; german_1@mail.ru

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

³ Музей Землеведения МГУ, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru

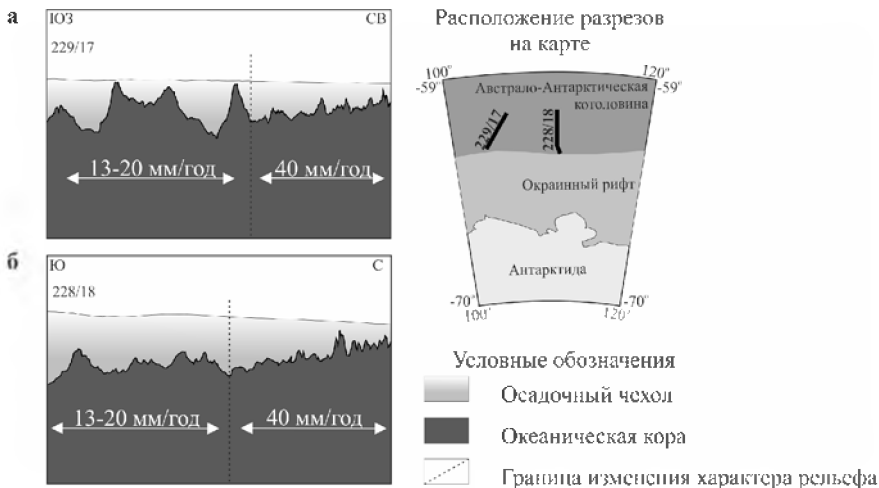


Рис. 1. Морфология поверхности фундамента Австрало-Антарктической котловины

Движение поршня задает растяжение или сжатие, реализуемое в модельном веществе, заполняющим весь объем установки. Модельное вещество состоит из смеси твердых (парафиновый ряд) и жидких (минеральные масла) углеводородов, чьи физические характеристики удовлетворяют критерию подобия, лежащему в основе метода [1, 3].

Результаты физического моделирования позволяют судить об изменчивости процессов, контролирующих морфологию поверхности литосферы, которой в реальности соответствует поверхность кристаллического фундамента океанического бассейна. В лабораторных условиях моделировалась обстановка растяжения мощной литосферы с утоненной в центре (ослабленной) зоной. При дальнейшем растяжении возникла система трещин, имитирующая процесс заложения и развития континентального рифтовой структуры. Конфигурация трещин определяет сценарии раскрытия океана при переходе от рифтинга к океаническому спредингу и устойчивость спрединга (перескоки центров) на ранней стадии его развития.

В рамках исследования анализировалась морфология поверхности океанического фундамента в зависимости от скорости ультрамедленного спрединга и другие геодинамические эффекты. В ходе работ было отмечено перескоки оси спрединга и установлено, что при изменении скорости спрединга в 2 раза заметно уменьшается период колебания рельефа (длина поднятий и впадин; рис. 2). Выполненное моделирование

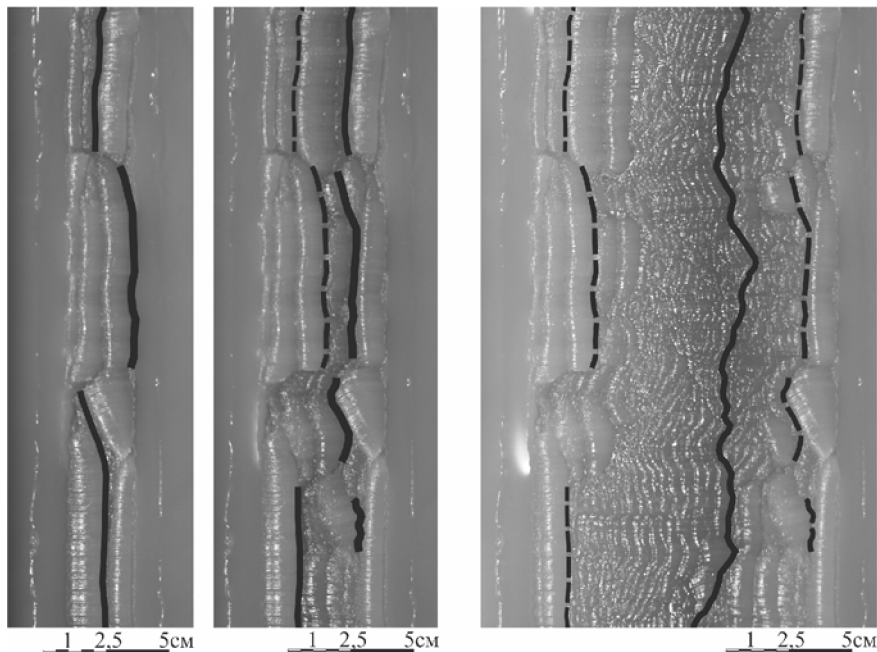


Рис. 2. Результаты физического моделирования океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой в условиях ультрамедленного спрединга. Формирование длиннопериодного (а, б) рельефа при ультрамедленных скоростях растяжения и короткопериодного рельефа (в) – при средних скоростях растяжения. Сплошными линиями показаны активные оси спрединга, пунктирными – отмершие оси спрединга

очень хорошо согласуется с результатами полевых исследований структуры и эволюции океанической коры в Антарктике (рис. 1, 2).

Литература

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Структурообразование в рифтовых зонах и поперечных смещениях осей спрединга по результатам физического моделирования // Физика Земли. 2010. № 5. С. 49–55.
2. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В., Сафонова Л.В. Стрoение земной коры и история тектонического развития индоокеанской акватории Антарктики // Геотектоника. 2014. № 1. С. 8–28.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
4. Tikku A.A., Cande S.C. On the fit of Broken Ridge and Kerguelen Plateau // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 180. N 1–2. P. 117–132.

Энергетическая причина слабой дислоцированности Керченско-Таманской области в альпийскую эпоху

Между Горным Крымом и Западным Кавказом находится Керченско-Таманская область, где периклинальные окончания орогенов почти соединяются между собой. Периклинали расположены в прибрежной шельфовой зоне Чёрного моря. С севера к ним примыкают молодые прогибы, которые занимают большую часть Керченского и Таманского полуостровов, а также прилегающий участок дна Азовского моря [1, 2]. В ходе альпийского тектогенеза мезокайнозойские отложения Керченско-Таманской области не претерпели значительных деформаций. Между орогенами остался «тектонический просвет» шириной около 150 км.

Для объяснения альпийского орогенеза, охватившего южную окраину Крыма и западную часть Кавказа, широко используются региональные построения тектоники литосферных плит. Образование горно-складчатых структур считается результатом коллизионного взаимодействия Черноморской микроплиты с Евроазиатской плитой. Предложены различные варианты этого взаимодействия, например, в работах [3, 4]. Однако, возникает вопрос: почему предполагаемый напор черноморской микроплиты на один и тот же борт Скифской платформы не привёл к возникновению целостной Крымско-Кавказской орогенической структуры? Этот вопрос остаётся открытым.

Возникновение Керченско-Таманского «тектонического просвета» не получило объяснения и в представлениях о геосинклинальной природе горно-складчатых структур Крыма и Западного Кавказа. Многие авторы полагают, что геосинклинально-орогенные события обуславливаются воздействиями мантии на земную кору: образованием разломов, базитовым магматизмом, поступлением флюидов. При этом непонятно, в чём причина исключительности Керченско-Таманской области, если она относится к единой Крымско-Кавказской геосинклинальной зоне?

Существенно иное мнение о природе геосинклинального орогенеза обосновывается в [5]. Выявлена зависимость энергии тектоно-магматического процесса от состава и мощности исходных осадочных отложений. Её можно использовать в изучении природы Керченско-Таманского «тектонического просвета» [6]. При этом можно опереться

¹ Филиал РГГМУ в г. Туапсе, Россия

на данные об осадконакоплении в Крымско-Кавказской геосинклинальной зоне. Такой подход положен в основу настоящей работы.

В начале альпийского цикла (в триасе и юре) на месте ныне существующих орогенов Крыма и Большого Кавказа сформировались осадочные толщи мощностью 6–15 км. В их составе преобладали глинистые отложения со значительной долей органического вещества. В этом отношении представительны «альминский тип» отложений таврической серии в Крыму и «чёрная юра» на Кавказе [7, 8]. В юрское время в обеих областях имели место складко- и горообразование, гранитоидный магматизм, вулканизм. Дальнейшее осадконакопление, вплоть до завершения альпийской складчатости (на переходе от палеогена к неогену), протекало в более сложной фациальной среде. Преобладала аккумуляция песчано-глинистых отложений и терригенно-карбонатного флиша. Их мощность составила 3–7 км.

Керченско-Таманская область, согласно анализу региональных тектонических условий и данным сейсмического профилирования, соответствует локальному выступу эпигерцинской Скифской плиты [1, 2, 9]. На протяжении юры, мела и палеогена там не происходило значительного прогибания земной коры. Мощность накопленных в это время карбонатных и песчано-глинистых и отложений составляла 4–5 км. В олигоцене, когда началось поднятие складчатых сооружений Крыма и Западного Кавказа, увеличилась скорость терригенного осадконакопления на их периферии. Этот процесс охватил Керченско-Таманскую область сближения орогенов. Там образовались прогибы с молодым осадочным чехлом мощностью около 5 км. Общая мощность осадочной толщи местами достигает 10–12 км.

Энергетические возможности тектогенеза в зоне Горный Крым – Западный Кавказ рассмотрим на основе расчёта энергетического баланса инверсионной стадии геосинклиналей, который выполнен в [5]. В общей (неразвёрнутой) форме уравнение теплового баланса имеет вид:

$$E_C + Q_H - \Delta\Theta - E_\Phi - E_T - Q_B = 0,$$

где E_C – выделение тепла за счет собственных (геохимических) источников энергии пород; Q_H – кондуктивный приток (или сток) тепла через нижнюю границу осадочной толщи; $\Delta\Theta$ – расход тепла на повышение температуры (и теплосодержания) пород в ходе регионального метаморфизма; E_Φ – затраты тепла на фазовое превращение (плавление) пород; E_T – затраты энергии на складко- и горообразование; Q_B – кондуктивный и конвективный сток тепла через верхнюю границу толщи.

В качестве нормативных показателей инверсионной стадии принимаются: повышение средней температуры толщи на 400 К (от 200 до 600°C); фазовый переход (превращение в гранитоидную магму) 20%

массы пород; разуплотнение толщи на 25% (вызывающее начальное складко- и горообразование); удвоение среднего теплового потока через кровлю толщи (от 0.045 до 0.09 Вт/м²). Для реализации этих расходных статей теплового баланса требуется соответствующий приход тепла. Если он в точности компенсирует расход тепла, то невязка баланса равна нулю. В общем случае приход больше или меньше нормативных затрат тепла, что вызывает положительную или отрицательную невязку баланса (таблица).

Таблица. Вариантные значения невязки энергетического баланса инверсионной стадии геосинклинально-орогенного цикла (Дж/г)

Значения $e_{cc}, e_{cm}, \epsilon_p$	Н, км	$\tau_{и}$, млн лет				
		0,1	1	5	10	20
Минимальные	10	-87	-131	-328	-573	-1065
	15	-91	-118	-239	-390	-693
	20	-97	-116	-199	-303	-511
Средние	10	138	91	-95	-328	-794
	15	129	104	-7	-154	-422
	20	124	107	34	-58	-240
Максимальные	10	353	314	137	-83	-524
	15	349	327	226	100	-152
	20	344	329	266	187	30

В данной таблице $e_{cc}, e_{cm}, \epsilon_p$ – удельное выделение тепла за счёт геохимических источников: окисления рассеянного органического вещества (e_{cc}), превращения гипергенных минералов в гипогенные (e_{cm}), распада радиоактивных элементов (ϵ_p); Н – мощность осадочной толщи; $\tau_{и}$ – локальная продолжительность инверсионной стадии.

Минимальные, средние и максимальные варианты геохимических источников тепла таковы: e_{cc} (100; 200; 300 Дж/г); e_{cm} (310; 430; 550 Дж/г); ϵ_p (0.48; 0.8; 1.12 (10^{-12} Дж/г·с)). Радиогенное тепловыделение зависит от времени: $\epsilon_p = \epsilon_p \cdot \tau_{и}$. Все эти источники свойственны терригенным отложениям, более всего аргиллитам и глинистым сланцам. При средних значениях притока тепла от геохимических источников реализуется близкий к нулю баланс энергии. При повышенном притоке тепла нормативные показатели инверсионного процесса превышаются. При пониженном притоке тепла инверсионный процесс ослаблен или невозможен [5].

Эти данные о тепловом балансе позволяют оценить энергетический ресурс осадочных отложений зоны Горный Крым – Западный Кавказ

для альпийского тектоно-магматического процесса. В геосинклиналях Крыма и Западного Кавказа в период с триаса до перехода палеоген–неоген накопились обогащённые органикой отложения мощностью около 10 км, местами даже больше. Согласно таблице, инверсионные тектоно-магматические процессы там могли протекать, в нормативном и ослабленном виде, при значениях τ_u от 0.1 до 15 млн лет.

В Керченско-Таманской области мощность отложений рассматриваемого возраста не превышала 5 км. По удельному содержанию геохимической энергии они относятся, по-видимому, к минимальному или среднему вариантам (отложения платформенного типа). Энергетический потенциал там был в принципе недостаточным для саморазогрева отложений, гранитоидного магматизма и тектогенеза. Более того, температура в основании осадочной толщи не могла повыситься до значений около 400°C, при которых начинаются термохимические процессы саморазогрева отложений. Для этого понадобился бы геотермический градиент около 80 К/км, что не соответствует геотермическим условиям платформенных регионов.

Таким образом, имеется физически ясная энергетическая причина существования Керченско-Таманского «тектонического просвета». Подобным образом можно объяснить тектоническую пассивность периклинальных окончаний многих геосинклинально-орогенных систем. Необходимым условием их превращения в горно-складчатые структуры является дополнительное осадконакопление. Керченско-Таманская структура эволюционирует в этом направлении. При дальнейшем увеличении мощности осадочной толщи и кардинальном повышении её температуры она претерпит инверсионную стадию развития. Как следствие, возникнет небольшое горно-складчатое сооружение, подобное Крымскому. Северо-восточное горное обрамление Чёрного моря станет непрерывным.

Литература

1. Бобылев В.В., Пишванова Л.С., Яценко Т.В., Шиманов Ю.В. К тектонике Керченско-Таманской зоны // Геология нефти и газа. 1981. Вып. 7. С. 36–41.
2. Горные страны Европейской части СССР и Кавказ / Под ред. Н.В. Думитрашко. М.: Наука, 1974. 360 с.
3. Гончар В.В. Численное моделирование деформаций коры Крымско-Черноморской области конвергенции и выводы о природе её основных геофизических аномалий // Матер. XLVI Тектонического совещания. Т. I. М.: ГЕОС, 2014. С. 79–85.

4. *Маринин А.В., Сим Л.А.* Новейшее напряжённое состояние и деформации на западном погружении Большого Кавказа // Геотектоника. 2015. № 5. С. 62–77.

5. *Сергин С.Я.* Системная организация процессов геологического развития Земли. Белгород: Изд-во БелГУ, 2008. 360 с.

6. *Сергин С.Я., Реутов А.Л.* Факторы геологического развития Западного Кавказа: постановка системного анализа // Вестник Краснодарского регионального отделения Русского географического общества. Вып. 7. Краснодар, 2013. С. 103–107.

7. Инженерная геология СССР. Т. 8. Кавказ, Крым, Карпаты / Под ред. И.М. Буачидзе, К.И. Джанджгава. М.: Изд-во МГУ, 1978. 366 с.

8. *Наливкин Д.В.* Очерки по геологии СССР. Л.: Недра, 1980. 158 с.

9. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Пустильников М.Р. и др.* Геология шельфа УССР. Тектоника. Киев: Наукова думка, 1987. 152 с.

Л.А. Сим¹, Л.М. Богомолов², Г.В. Брянцева², П.А. Саввичев¹

О переходной зоне между Тихоокеанской, Евразийской литосферными плитами

Зоне сочленения крупнейших Евразийской (ЕА), Северо-Американской (СА) и Тихоокеанской (ТО) литосферных плит уделяется большое внимание, при этом достаточно дискуссионной является граница между первыми двумя плитами, в то время как граница между СА и ТО плитами уверенно проводится по зоне субдукции на западном обрамлении Тихого океана. Так, по (Seno, Sakurai, 1996; Ismail Zade et al., 2013) граница между ЕА и СА плитами проводится по центру Татарского пролива, СА плита включает в свой состав о. Хонсю и северную половину о. Хоккайдо. В зоне сочленения ЕА, СА и ТО плитами выделяется серия микроплит, в том числе Амурская (АМ) и Охотская (ОХ) [5]. При этом по (Гатинский, Рундквист, 2004) между АМ и ОХ микроплитами вклинивается Японско-Корейский блок. В работе Л.И. Лобковского (2016) подчеркивается, что «не выполняется исходное положение о полной механической обособленности литосферных плит, эквивалент-

¹ ФГБУН Институт физики Земли РАН, Москва, Россия; sim@ifz.ru; psavvichev@gmail.com

² Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия; bleom@mail.ru; bryan@geol.msu.ru

ное допущению о замкнутости всех границ плит», а в работе (Саньков и др., 2016) на основании полевых данных и результатов изучения о современных тектонических движениях граница между Амурской и Восточно-Сибирской плитами была показана как диффузионная.

В ряде работ граница между АМ и ОХ микроплитами (она же граница между ЕА и СА литосферными плитами) также дискуссионная, т.к. она проводится на Южном Сахалине по Татарскому проливу, на центральной и северной части острова Сахалин она идентифицируется с Тымь-Поронайским и частично Восточно-Сахалинским разломами. На Северном Сахалине граница поворачивает на СЗ и уходит в Сибирь [6]. В работе [2] АМ и ОХ микроплиты контактируют на Южном Сахалине по Центрально-Сахалинскому разлому.

В связи с перечисленными проблемами нами предпринято изучение неотектоники, современных и неотектонических напряжений на о.Сахалин – площади выхода на дневную поверхность границ между АМ и ОХ микроплитами.

Для изучения неотектоники Сахалина использован структурно-геоморфологический метод изучения новейших структур, разработанный Н.П. Костенко [3]. На структурно-геоморфологической схеме выделены три крупные продольные структуры (Западно-Сахалинское, Восточно-Сахалинское поднятия и разделяющая их Центрально-Сахалинская впадина), ограниченные субмеридиональными разломами, а также выделены предполагаемые новейшие диагональные разломы, осложняющие эти крупные структуры (рисунок, А). На центральном и северном Сахалине сдвиговые перемещения по разломам установлены прямыми геологическими данными [5], что позволило применить в этой части острова структурно-геоморфологический (СГ) метод реконструкции сдвиговых напряжений, разработанный [7]. Применение этого метода позволило вдоль новейших разломов, выделенных в результате анализа рельефа, восстановить ориентировки оси сжатия (по определению ориентации осей растяжения перпендикулярны осям сжатия и не показаны для облегчения восприятия рисунка) субширотного простирания, которые на севере района приобретают северо-восточную ориентацию (рисунок, А). СГ метод позволяет выделять разломы, формирующиеся в обстановках

дополнительного сжатия или растяжения. На основании этих данных на о. Сахалин выделены районы, деформирующиеся в неотектонический этап в разной геодинамической обстановке. Неотектонические напряжения на Южном Сахалине изучены комплексом полевых структурных и тектонофизических методов. В результате этих исследований сделан вывод о едином напряженно-деформированном состоянии, в котором

происходят перемещения по разломам этого региона. Оно однородно на западе и востоке от Центрально-Сахалинского разлома, общее поле напряжений сдвигового типа, характеризуется практически горизонтальными осями главных нормальных напряжений, ось растяжения ориентирована субмеридионально, ось сжатия – субширотно (рисунок, А), вид напряженного состояния близок к трехосному.

Современное напряженное состояние о.Сахалин исследовано по механизмам очагов землетрясений (МОЗ) методом катакластического анализа [4]. Всего в анализ были включены 222 определения, магнитуды которых менялись от 3.3 до 7.3, глубины очагов – от 3 до 611 км. В объединенный каталог МОЗ очагов землетрясений попали события с 1978 по январь 2015 г и одно событие 1967 г. На основании проведенного анализа установлены ориентации осей девиаторного сжатия и растяжения, изменчивость которых по площади удовлетворительно коррелирует с границами областей с разной геодинамической обстановкой, выделенных на рис. Б.

По данным реконструкции как неотектонических, так и современных полей напряжений граница между АМ и ОХ микроплитами не может проходить по Центрально-Сахалинскому разлому на Южном Сахалине. Вблизи этой части острова она совпадает с Западно-Сахалинским разломом, проходящим здесь по дну Татарского пролива.

Особое внимание привлекает распределение тектонических напряжений на Северном Сахалине. Во-первых, здесь неотектонические напряжения приобретают СВ ориентировку, не свойственную всему острову, во-вторых, именно в этой части острова распределение касательных (поддвиговых) напряжений на контакте коры и мантии, рассчитанные по МКА максимально неупорядоченное. Данные геодезических измерений 1941–1970 гг. и 2003–2000 гг. «впервые на Северном Сахалине выявили два различных механических состояния Верхнепильтунского межплитного сдвига – запертое и свободное», «динамике недр этого района свойственна как сейсмичность, так и ползучесть» [1, с. 79].

Предположительно эти аномалии связаны с практически прямоугольной формой границы Амурской плиты на Северном Сахалине (вариант по Савостину и др., 1982), которая на юго-запад и северо-запад от этой части Сахалина почти прямолинейна.

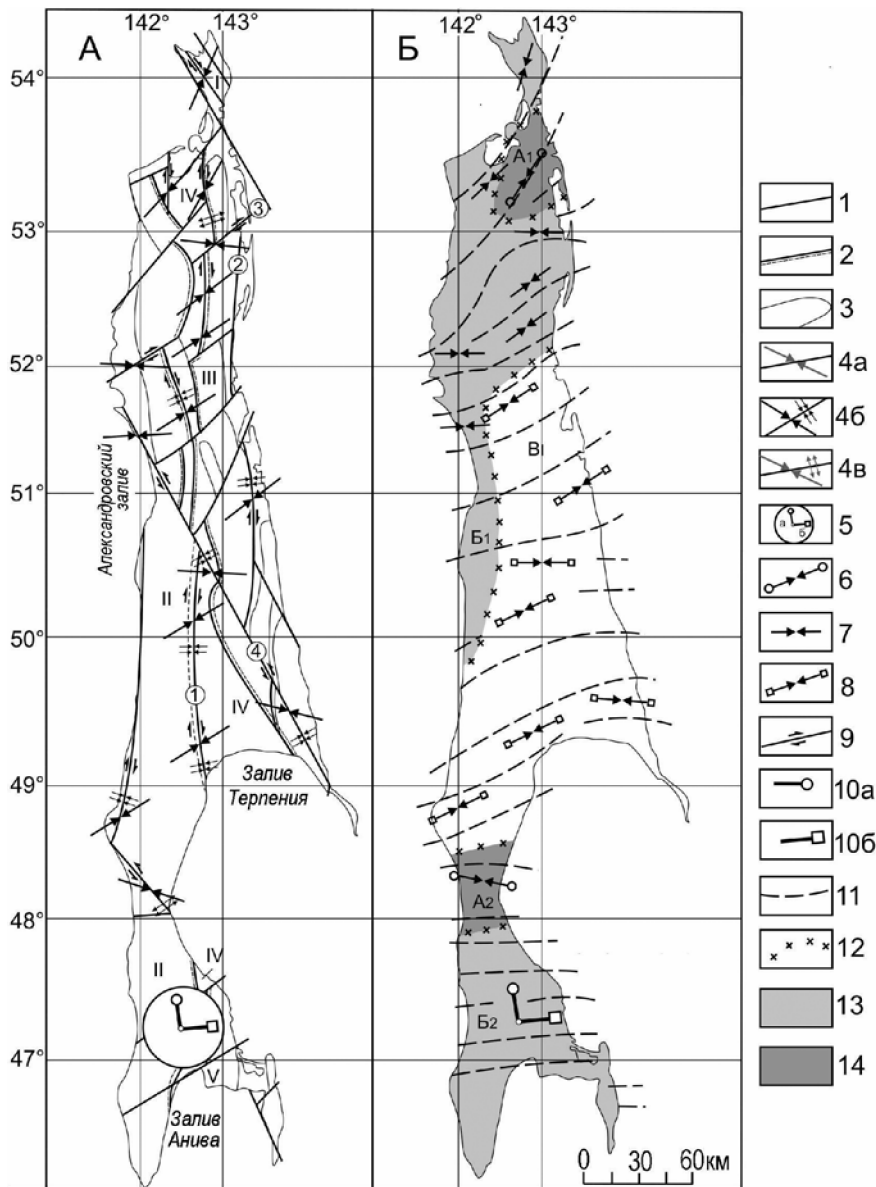


Рисунок. Схема новейшей геодинамики о. Сахалин

А. Неотектонические структуры и оси главных нормальных напряжений. 1-3 – неотектонические структуры: 1 – разломы, выделенные по геоморфологическим данным; 2 – границы структур 1 порядка; 3 – границы о поднятий и впадин. Цифрами

обозначены поднятия: I – Шмитовское; II – Западно-Сахалинское, III – Восточно-Сахалинское, V – Сусунайское; впадины: VI – Центрально-Сахалинская. 4 – Северный и Центральный Сахалин – оси сжатия в горизонтальной плоскости, восстановленные структурно-геоморфологическим (СГ) методом, сопровождаемые: а – трехосным напряженным состоянием, б – обстановкой дополнительного растяжения, в – обстановкой дополнительного сжатия. 5 – Южный Сахалин – оси алгебраически: а – минимальных, б – максимальных сжимающих напряжений общего поля напряжений, восстановленных по банку данных о локальных стресс-состояниях (ЛСС). *Б* – *Схема районирования областей с разной геодинамической обстановкой*. 6–8 – оси сжатия, восстановленные СГ методом в разных геодинамических обстановках: 6 – дополнительного растяжения, 7 – трехосного напряженного состояния, 8 – дополнительного сжатия; 9 – сдвиги; 10 – оси главных нормальных напряжений, восстановленные методом нахождения общих полей напряжений по данным о ЛСС: а – растяжения, б – сжатия; 11 – траектории субгоризонтальных осей сжатия. 12 – границы областей с разной геодинамической обстановкой. А – Области с обстановкой дополнительного растяжения: А₁ – Северная, А₂ – Поясок; Б – обстановкой: I – дополнительного растяжения (Iа – Северная, Iб – Поясок), В – трехосного напряженного состояния (B₁ – Западная, B₂ – Южно-Сахалинская), В – дополнительного сжатия (Центрально-Сахалинская). Крупнейшие разломы (цифры в кружках): 1 – Центрально-Сахалинский, 2 – Хоккайдо-Сахалинский, 3 – Верхнепильтунский, 4 – Набильский

Литература

1. *Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сапрыкин С.М.* Горизонтальные движения и генерация сильных землетрясений в недрах Северного Сахалина // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 76–80.
2. *Голозубов В.В. и др.* Деформации позднемиоценовых и кайнозойских комплексов западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2012. № 5. С. 22–43.
3. *Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: изд-во МГУ, 1999. 383 с.
4. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
5. *Рождественский В.С.* Тектоническое развитие Сахалина // Тихоокеанская геология. 1987. №3. С. 42–51.
6. *Савостин Л.А., Вержбица А.И., Баранов Б.В.* Современная тектоника Охотоморского региона // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 961–965.
7. *Сим Л.А.* Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.

Экваториальная и северная часть Приэкваториальной Атлантики – регион тектоно-геодинамических контрастов

В данной части Атлантики выделены 4 тектоно-магматические провинции, различающиеся структурным планом океанического дна, тектоническим строением осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта (САХ), высотой и шириной САХ, составом и строением океанической коры, типом внеосевых структур, направлением спрединга, а также составом осевых базальтов: *Экваториальная* – между разломами Чейн и Сан Паулу, *Сьерра Леоне* – до разлома Богданова, *Долдрамс* – до разлома Марафон и *Ресечер* – до разлома Зеленого Мыса.

В *Экваториальной* провинции ширина САХ варьирует от 300 км до 500 км (по изобате 4000 м), высота – от 2900 м до 2700 м (минимальные глубины в приосевой части хребта), но вблизи разлома Романш – 3400 м, а в политрансформе Сан Паулу – 3100–3500 м. Расстояния между трансформными разломами 115–165 км, но на начальных стадиях раскрытия они составляли 40–95 км. Исключение – политрансформ Сан Паулу, состоящий из 4-х разломов, расстояния между которыми 15–25 км. К югу от разлома Романш направление спрединга $76^\circ (\pm 180^\circ)$, а к северу – 82° . В силу этого в зоне разлома возникают локальные обстановки сжатия, приводящие к образованию крупных поперечных хребтов [2, 4], преимущественно сложенных серпентинизированными перидотитами и габброидами, и растяжения, вызывающие появление глубоких впадин, к которым приурочен вулканизм [1]. К северу от разлома Сан Паулу направление спрединга становится 85° , что приводит к тому, что район политрансформа Сан Паулу развивается в условиях растяжения поперечного спредингу. Начиная с 35–33 млн лет назад, его общая ширина в активной части возросла на 40 км, и из двойного он превратился в четверной.

Для большей площади провинции характерно типичное строение САХ: чередование спрединговых ячеек в осевой зоне, рифтовые горы в гребневой зоне, широкое развитие базальтов, среди которых преобладают деплетированные толеиты, но локально и нешироко распространены и обогащенные разности. Встречены также уникальные щелочные и ультращелочные вулканиты, и высоконатровые высоко глиноземистые базальты, имеющие специфические геохимически-изотопные па-

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

раметры. Эта пестрота составов вулканитов обусловлена наличием в верхней мантии района блоков нижней континентальной коры и континентальной мантии [3]. Отличным строением обладают два наиболее низких района: к югу от разлома Романш и политрансформ Сан Паулу, где осевая и гребневая зоны сложены преимущественно ультрабазитами, а вместо рифтовых гор возникли серпентинитовые протрузии в виде холмов и межразломных хребтов (в политрансформе), являющихся структурами воздымания. Вершинные части последних на значительном расстоянии имеют близкий глубинный уровень. Они прорезаны частыми глубокими трогами субпараллельными рифту, являющимися либо брошенными рифтами, либо депрессиями внутриплитного растяжения.

В следующей к северу провинции *Сьерра Леоне* имеются два поднятия Сьерра Леоне и Сеара, расположенные симметрично относительно оси САХ, которые в соответствии с [5] сформировались в осевой части САХ под влиянием плюма Сьерра Леоне около 100–80 млн лет назад. Между поднятиями и осевой зоной наблюдаются цепи редких гор. Вблизи места современной локализации плюма между разломами Сан Паулу и Св. Петра ширина САХ максимальна: около 850 км, но она сокращается к северу до 450 км, также и средние высоты хребта 2400 м и 2600 м соответственно. Трансформные разломы прямолинейны, расстояния между ними 395–400 км, но на начальных стадиях раскрытия они в среднем составляли 60 км. Большая часть трансформов после подъема плюма перешла в нетрансформные смещения, мигрировавшие вдоль оси САХ в обе стороны от плюма. Это привело к формированию крупных (с размахом крыльев от десятков до сотен км) V-образных в плане структур осесимметричных спредингу.

Между разломами Сан Паулу и Св. Петра рифтовые структуры простираются косо по отношению к направлению спрединга 85° , но параллельно общему простиранию САХ (347°) на этом участке. Севернее разлома Св. Петра рифтовые впадины ортогональны спредингу, но долина в целом сохраняет свое простирание, а севернее 4.67° с.ш. и рифтовая долина становится ортогональной спредингу.

Для гребневой и осевой зон САХ характерно чередование спрединговых ячеек и широкое развитие базальтов. Высотной и морфологически выделяется участок между разломами Сан Паулу и Св. Петра, где рифтовая долина и рифтовые горы выражены слабо, заменяясь своеобразным плато. На этом участке распространены высоко обогащенные базальты, роль которых снижается в северном направлении.

В провинции *Долдрамс* САХ имеет ширину 300–400 км и высоту – 2800–2900 м. Характерной чертой дна Атлантики между разломами Бо-

гданова и Зеленого Мыса, включающего провинции *Долдрамс* и *Ресечер*, является то, что здесь на ранних этапах раскрытия океана трансформные разломы в среднем повторялись через 30 км. В отличие от провинции *Сьерра Леоне* пассивные части этих трансформов сильно ундулируют. Этот тип строения дна сохранился только между разломами Богданова и Архангельского. Севернее в результате подъема плюма Ресечер около 50 млн лет назад [3] большинство трансформов отмерло. В провинции *Долдрамс* часть из них перешла в нетрансформные смещения, мигрирующие к югу, в результате чего возникли V-образные структуры.

Направление спрединга в данной провинции в северном направлении от сегмента к сегменту поворачивается по часовой стрелке, достигая севернее разлома Вима значения 94° . Эти вариации спрединга создают обстановки сжатия и растяжения поперечные спредингу. Кинематические построения показывают, что в условиях трансенсии развивается участок между разломами Богданова и Архангельского, где широко развиты медианные хребты, а в условиях транспрессии – зона разлома Вима, где сформировался крупный поперечный хребет, имеющий чешуйчато-надвиговую структуру [2].

Типичное строение осевой и гребневой зон наблюдается только между разломами Архангельского и Марафон. Сегменты между разломами Богданова и Архангельского характеризуются большими глубинами рифтовых долин (4000–4200 м) и развитием межразломных хребтов близких по составу и строению к таковым в политрансформе Сан Паулу. В рифтовых долинах распространены деплетированные базальты, среди которых встречаются уникальные высококальциевые и высокоглиноземистые разновидности.

В провинции *Ресечер* ширина САХ достигает 450 км, высота – 2500 м. На севере провинции САХ расширяется к западу, соединяясь с хребтом Ресечер. Этот широтный хребет длиной около 480 км состоит из нескольких гор, сложенных обогащенными и щелочными базальтами. В соответствии с [3] он сформировался в результате подъема плюма Ресечер. Строение гребневой и осевой зон напротив хребта Ресечер во многом аналогично таковому вблизи плюма Сьерра Леоне. Здесь широко распространены высоко обогащенные базальты, роль которых снижается к северу и югу провинции. За пределами этого участка широко распространены куполовидные структуры высотой до 1 км и средним поперечным размером 10–20 км, с гофрированной поверхностью, сложенные породами нижней коры и верхней мантии [6]. Куполовидные структуры – индикаторы холодной верхней мантии и ослабленной аккреции коры.

Направления спрединга к северу от разлома Марафон – 95°, а от разлома Зеленого Мыса – 100°, расстояние между ними 250 км.

По набору составов базальтов данная провинция схожа с *Экваториальной* провинцией.

Описанное разнообразие тектонического строения и состава коры обусловлено двумя причинами: спецификой раскрытия этой части Атлантики и влиянием на процессы аккреции и структурообразования коры двух плюмов глубинной мантии: Сьерра Леоне и Ресечер. В этом регионе длительное время Центральная (185–100 млн лет назад) и Южная (130–100 млн лет назад) Атлантика раскрывались независимо друг от друга, разделяясь Экваториальным блоком Гондваны, начавшим раскалываться около 100 млн лет назад. В результате подокеанская мантия двух участков (между разломами Чейн и Сан Паулу и между разломами Зеленого Мыса и Богданова (за исключением области, испытывающей влияние плюма Ресечер)), граничивших с этим блоком (позже провинция *Сьерра Леоне*), претерпела охлаждение и засорилась холодными блоками континентальной литосферы, что привело к ослаблению магматической продуктивности, уменьшению мощности коры, понижению осевого рельефа и к структурообразованию, характерному для условий амагматичного спрединга. Направления спрединга независимо раскрывавшихся областей отличались друг от друга, при этом различия сохраняются до сих пор. Между этими областями возникли зоны аккомодации, в пределах которых направления спрединга изменчивы, что вызывает локальные стрессы перпендикулярные спредингу.

Влияние плюмов проявляется в повышении температуры верхней мантии, увеличении интенсивности аккреции коры, в широком проявлении обогащенных базальтов, в появлении дискордансов между рифтогенными структурами и спредингом и V-образных в плане структур, вызванными подосевым растеканием плюмового материала.

Литература

1. *Кашинцев Г.Л., Шрейдер А.А., Максимочкин В.И. и др.* Транстенсия и щелочной магматизм разлома Романш, Атлантика // Геотектоника. 2008. № 4. С. 85–92.
2. *Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеоокеанических бассейнов. М.: Наука, 2004. 176 с.
3. *Сколотнев С.Г.* Регулярные и региональные вариации состава и строения океанической коры и структуры океанического дна Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. 2015. 59 с.
4. *Bonatti E., Ligi M., Gasperini L. et al.* Transform migration, and vertical tectonics at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. N B11. P. 21779–21802.

5. Schilling J., Hanan B., McCulli B., Kingsley R.H., Fontignie D. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. N B6. P. 12005–12028.

6. Smith D.K., Escartin J., Schouten H., Cann J.R. Fault rotation and core complex formation: significant processes in seafloor formation at slow-spreading mid-ocean ridges (Mid-Atlantic Ridge, 13–15 N) // Geochemistry, geophysics, geosystems. 2008. V. 9. № 3. Q03003, doi:10.1029/2007GC001699.

С.Г. Сколотнев, М.А. Федонкин, Г.Н. Александрова¹

Геологический разрез акустического фундамента юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)

Первые представления о геологическом разрезе акустического фундамента поднятия Менделеева были составлены на основании обширного материала о составе пород, полученных главным образом с помощью драгирования в экспедиции «Арктика-2012» [6]. Однако драгированный материал не позволяет определить положение в геологическом разрезе пород различного состава и возраста, к тому же отсутствуют четкие критерии отличия каменного материала, принесенного льдами, что имеет место в данном регионе [2], от пород, сформировавшихся *in situ*. Принимая во внимание эти проблемы, в 2014 г. с помощью технических средств научно-исследовательской лодки (НИПЛ) Министерства обороны РФ в юго-западной части поднятия Менделеева было произведено опробование коренных обнажений дна, сопровождавшееся видеодокументированием, что позволило охарактеризовать геологический разрез этого поднятия на полигоне, на котором по данным сейсмического профилирования в крутом склоне под кайнозойскими синокеаническими отложениями вскрываются породы фундамента.

В соответствии с батиметрической съемкой, предшествующей пробоотбору, рельеф дна в районе полигона снизу вверх подразделяется на 4 основные части: плоское подножие, заканчивающееся на глубине 1500 м; пологая *Нижняя терраса* шириной 100–500 м и высотой до 50 м, ограниченная уступом, наклоненным к подножию под углом 15–20°; крутая часть склона (30–80°), заканчивающаяся на глубинах 1275–

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; sg_skol@mail.ru; fedonkin@ginras.ru; secretary_gin@ginras.ru

1290 м; и верхняя пологая (7°) часть склона, прослеженная до глубин 1230 м.

Сбор образцов осуществлялся с помощью манипуляторов НИПЛ. В 18 точках было отобрано 29 образцов, которые равномерно распределены по площади полигона и представляют все элементы рельефа. Они отобраны из коренных обнажений, осыпей, располагающимися под ними, и курумников, находящихся сверху их и являющихся результатом разрушения коренников.

Выделяются три ассоциации горных пород, слагающих различные элементы изученного склона: 1) туфы, залегающие в пределах *Нижней террасы*, они слагают слои мощностью 10–20 см, падающие в северо-восточном направлении под углом около 20° ; 2) доломиты, кварцито-песчаники и вулканиты, встреченные в пределах крутой части склона, при этом там, где *Нижняя терраса* отсутствует, они наблюдаются также вблизи подножия, и 3) известняки и песчаники, образующие слои мощностью 5–10 см, падающие под углом $15\text{--}20^\circ$ в юго-западном направлении, представляющие верхнюю пологую часть склона. В крупных вертикальных обрывах средней части склона породы либо образуют слои мощностью 10–20 см, крутопадающие ($30\text{--}40^\circ$) в западном и в юго-восточном направлении, либо горизонты с грубой столбчатой отдельностью мощностью не менее 20 м. Вулканиты отобраны в 4-х точках. В 2-х случаях они образуют слои мощностью 1–1.5 м, простирающиеся вдоль склона, в одном случае слагают трубообразные тела средним диаметром 0.75 м. Некоторые вулканиты содержат ксенолиты доломита и ксенокристы кварцита. В известняках из верхней части склона большая доля песчанистой составляющей, представленной обломками доломитов и кварцито-песчаников.

Исходя из вышесказанного, в видимом геологическом разрезе данного склона поднятия Менделеева нами выделены три различные толщи (рисунок): *туфовая* видимой мощностью около 50 м; *нижняя*, сложенная переслаивающимися доломитами и кварцито-песчаниками, видимой мощностью около 230 м; и *верхняя*, образованная переслаивающимися известняками и песчаниками, видимой мощностью около 40 м.

Судя по морфологии *Нижней террасы*, угловому несогласию между туфовой толщей и породами средней части склона и, учитывая тот факт, что на отдельных участках породы *нижней толщи* спускаются до уровня подножия, очевидно, что *туфовая толща* прислонена к породам *нижней толщи*. Такие взаимоотношения между этими *толщами* могут быть результатом: 1) размывания и переотложения туфовых отложений, слагающих горизонты в более верхней части склона, 2) аккумуляции в зоне перегиба склона туфового материала, попадавшего в ходе изверже-

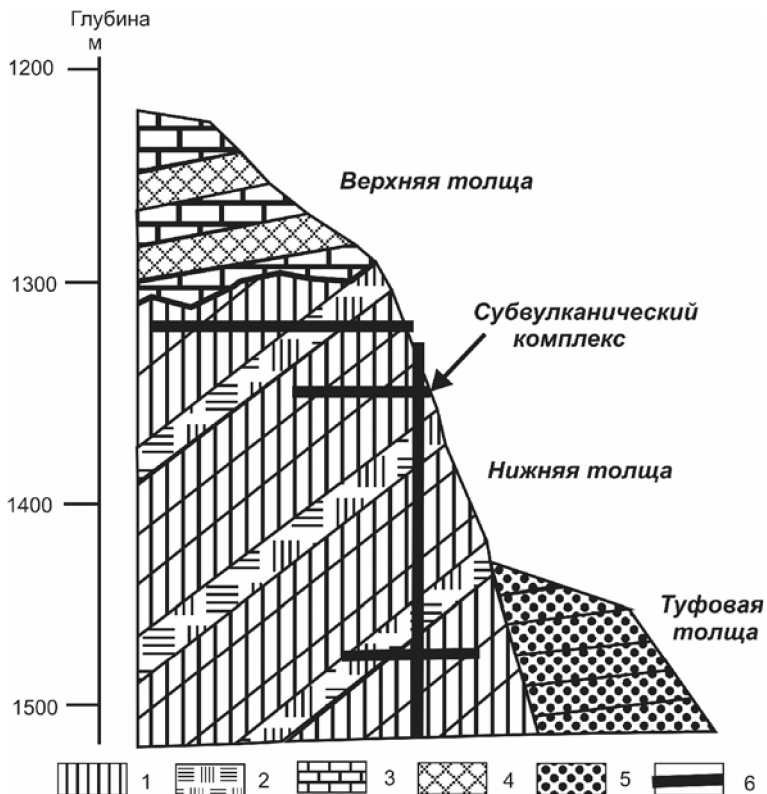


Рисунок. Геологический разрез акустического фундамента юго-западной части поднятия Менделеева.

1 – доломиты, 2 – кварцитопесчаники, 3 – известняки, 4 – песчаники, 5 – туфы, 6 – вулканиды

ния на крутые склоны поднятия, 3) опускания по сбросу более верхних частей разреза.

Вулканиды вычленены нами в самостоятельный *субвулканический комплекс*: их коренные обнажения морфологически близки либо к силам, либо к подводящим каналам. Контакт между *нижней* и *верхней толщами* неровный и проходит на разных гипсометрических уровнях. Между ними существует и угловое несогласие, из-за чего на контакте на одном уровне в разных местах обнажаются либо доломиты, либо кварцитопесчаники.

Полученные образцы не предоставляют хорошей возможности для определения их возраста. В отдельных образцах были выделены еди-

ничные представители сколекодонтов, спор и пыльцы высших растений, но результативными оказались палиноспектры. В одном из доломитов в большом количестве встречаются коричневые хоратные формы – акритархи *Baltisphaeridium* sp. ex gr. *B. varium* Volkova [1], а также присутствуют акантоморфные акритархи *Micrhystridium*. Это позволяет заключить, что доломит характеризует отложения, образовавшиеся в возрастном интервале, включающем вторую половину ордовикского и силурийский периоды.

В известняке палиноспектр представлен разнообразными миоспорами, набор которых позволяет отнести его к палинозоне *Contagisporites optivus – Spelaeotrilites krestovnikovii* [7], которая характеризует раннефранские отложения Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, возраст *нижней толщи* – средний ордовик – силур, *верхней* – поздний девон (ранний фран). Между *толщами* стратиграфический перерыв, длившийся как минимум около 40 млн лет. Этот перерыв приходится на время элсмирского орогенеза [8], проявившегося на площади современного Арктического региона. Очевидно, что это крупное тектоническое событие проявилось и на поднятии Менделеева. Оно испытывало подъем, в результате которого породы *нижней толщи*, формировавшиеся в мелководных шельфовых условиях, были дислоцированы и выведены выше уровня моря.

В научной литературе развернута дискуссия о природе коры поднятия Менделеева: относится она к континентальному или океаническому типу. В результате проведенных работ получены однозначные доказательства того, что поднятие Менделеева имеет земную кору континентального типа. Породы близкого возраста и близкого фациального облика имеются на о. Врангеля и на о. Котельный (Новосибирские острова) [4, 5].

Возраст вулканитов еще не определен. По петро-геохимическим и изотопным параметрам они близки вулканитам с архипелага Земли Франца Иосифа [3].

Литература

1. Волкова Н.А. Акритархи северо-запада Русской платформы // Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия. М.: Наука, 1969. С. 224–236.
2. Гусев Е.А. Камни на дне Северного Ледовитого океана // Природа. 2014. № 8. С. 31–38.
3. Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М. Поздне-мезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеологии, 2010. Т. 215. 174 с.

4. Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

5. Косько М.К., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Новосибирские острова. Листы S_54_I, II, III. Л.:ВСЕГЕИ, 1982.

6. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогении. 2013. № 53. С. 34–55.

7. Avkhimovich V.I., Tchibrikova E.V., Obukhovskaya T.G. et al. Middle and Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine. 1993. № 17. P. 79–147.

8. Sherwood K.W., Johnson P.P., Craig I.D. et al. Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf / Miller E.L., Grantz A., Klempner S.L. (eds.). Tectonic evolution of the Bering Shelf Chukchi Sea Arctic Margin and adjacent landmasses // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 360. 2002. P. 39–66.

В.В. Славинский¹

Регулирование суперконтинентальными циклами тепломассопотерь суперплюмов

Гигантские Африканский и Тихоокеанский суперплюмы и структуры гораздо меньших размеров у основания мантии сложены реликтовым веществом, сохранившимся с конца главного раннего этапа дифференциации мантии Земли [1, 2]. Согласно солидусным температурам мантии под литосферой южноафриканского архейского Каапваальского кратона 4.2 млрд лет назад, рассчитанным по данным термобарометрии мантийных ксенолитов и включений в алмазах, ранний этап дифференциации завершился не позднее этого времени образованием гидросферы и континентальной литосферы многочисленными очень большими мантийными плюмами. "Суперплюмовое" вещество – наименее истощенное несовместимыми элементами и летучими компонентами и наиболее горячее вещество нижней мантии, так как оно избежало истощения и охлаждения субдцированными океаническими плитами и потому нагрето относительно окружающей мантии теплогенерирующими изотопами сильно несовместимых элементов U, Th и K. Восходящие потоки "суперплюмового" вещества поддерживают ячеистую конвек-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; slavinsky@ilran.ru

цию в мантии Земли, а его диапиры, поднимающиеся к основанию литосферы, вызывают внутриплитный (плюмовый) магматизм [1].

Погружение океанических плит в нижнюю мантию без длительной задержки у фазовой границы на глубине ~660 км и образование суперконтинентов стали возможными не ранее ~3.1 млрд лет назад [3]. Граница верхней и нижней мантии определяется глубинами астеносферных конвективных ячеек. Поэтому она химическая, её глубина сильно меняется по латерали и увеличивается из-за векового охлаждения мантии Земли. В настоящее время эта граница проходит в интервале глубин 900–1100 км, в среднем на глубине ~1000 км [1].

Почти антиподные по положению и близкие по массе Африканский и Тихоокеанский суперплюмы столь велики в связи с максимальным удалением их от зон субдукции за счёт суперконтинентальных циклов – попеременного образования и распада центрированных над ними суперконтинентов (в скобках время существования в млрд лет назад): Колумбии (~1.6 – ~1.8) и Пангеи (~0.18 – ~0.32) над Африканским суперплюмом, Кенорленда (~2.45 – ~2.7) и Родинии (~0.8 – ~1.0) над Тихоокеанским суперплюмом.

Посредством суперконтинентальных циклов непрерывно сокращалась протяжённость срединно-океанических хребтов, поскольку каждый суперконтинент распадался на меньшее число больших по размерам континентов, чем предшествовавший ему суперконтинент. В результате уменьшались тепломассопотери суперплюмов, связанные с образованием новой океанической литосферы в срединно-океанических хребтах и перемещением литосферных плит. К тому же при распаде суперконтинентов возникали плиты, состоявшие из континентальной и океанической литосферы, движение которых, как правило, медленнее движения чисто океанических плит и потому вызвано менее интенсивной подлитосферной конвекцией, сопряжённой с меньшими тепломассопотерями суперплюмов.

Суперконтинент всегда образовывался над относительно ослабленным суперплюмом, который охладился и потерял в массе больше, чем его антипод. Место для нового суперконтинента освобождалось благодаря субдукции океанических плит. Длительность суперконтинентальных циклов сборки Колумбии, Родинии и Пангеи (~0.9, ~0.8 и ~0.7 млрд лет соответственно) показывает, что каждый суперконтинент собирался на ~0.1 млрд лет быстрее, чем его предшественник, из-за постоянного уменьшения числа составлявших его континентов. Новый суперконтинент Амазия возникнет через ~0.3 млрд лет и будет центри-

рован над Тихоокеанским суперплюмом, ослабленным в современном суперконтинентальном цикле Пангея – Амазия.

Тепломассопотери суперплюмом минимальны во время пребывания над ним суперконтинента. Тогда суперплюмом особенно сильно нагревался радиоактивным распадом его изотопов U, Th и K, поднимался и продуцировал восходящие горячие потоки и плюмовые диапиры, раскалывавшие суперконтинент преимущественно по утонённой литосфере части древних коллизионных зон.

В течение суперконтинентального цикла радиогенный нагрев суперплюмов не уравновешивается охлаждением их горячими потоками и плюмовыми диапирами. Положительный тепловой дисбаланс приводит к нагреву и подъёму (активизации), а отрицательный – к охлаждению и опусканию (пассивизации) суперплюмов. "Суперплюмовое" вещество отличается повышенной композиционной (химической) плотностью по сравнению с веществом окружающей нижней мантии за счёт большего содержания Fe как умеренно несовместимого элемента и пониженной термической плотностью из-за более высоких температур. Активизация суперплюмов вызывает динамические поднятия поверхности Земли (одноимённые супервалы), мощный внутриплитный магматизм, интенсивные спрединг океанической литосферы и субдукционный магматизм.

В первой половине современного суперконтинентального цикла наблюдаются два периода активизации Тихоокеанского и Африканского суперплюмов. В первый период высокая активность Тихоокеанского суперплюма вызвала огромный (охвативший ~1 % площади земной поверхности) аптский (120 ± 5 млн лет) платобазальтовый вулканизм (плато Онтонг-Джава, Манихики и Хикуранги, бассейны Науру, Восточно-Марианский и Центрально-Тихоокеанский) и ускоренное движение плит Тихоокеанской, Изанаги, Феникс и Фараллон в Тихоокеанском бассейне.

Активизация Африканского суперплюма в первый период привела к динамическому подъёму поверхности Южной Африки (120–130 млн лет) и образованию его дочерними плюмами крупных магматических провинций: плюмом Тристан-да-Кунья – траппов Парана–Этендека, Южная Америка и Юго-Западная Африка (131–135 млн лет); плюмом Кергелен – базальтов Банбери, Юго-Западная Австралия (123–132 млн лет), траппов Раджмахал и Силхет, Восточная Индия (117–118 млн лет), базальтов южной части плато Кергелен (110–119 млн лет). Она стала причиной раскола мегаконтинента Гондвана путём раскрытия Индийского (с ~136 млн лет) и Южно-Атлантического (с ~132 млн лет) океанических бассейнов. Максимальное со времени образования Пангеи увеличение глобальной средней абсолютной скорости литосферных плит в интервале 120–140 млн лет назад [4] явилось следствием почти

одновременной активизации Тихоокеанского и Африканского суперплюмов, которая обусловлена их общим происхождением, одним составом и мало различающимися массами.

Подъём поверхности Южной Африки с ~30–35 млн лет назад отвечает времени заложения Африканского супервала, динамически поддерживаемого Африканским суперплюмом во второй период его активизации, продолжающийся до настоящего времени. Восточно-Африканская рифтовая система, связанная с Африканским суперплюмом, стала формироваться с 35–45 млн лет назад. Производным Африканского суперплюма является и плюм Афар – источник платобазальтового магматизма в Эфиопии, Эритрее и Йемене в течение последних 30 млн лет.

Существование современного Тихоокеанского супервала указывает на второй период активизации Тихоокеанского суперплюма, который начался, судя по возрастам внутриплитных вулканов, не ранее ~30 млн лет назад [5]. Тихоокеанский суперплюм охладился сильнее и потерял больше массы, чем Африканский суперплюм, и потому его повышенная активность наступила позднее и до сих пор вызывает более слабый внутриплитный магматизм.

Литература

1. *Славинский В.В.* Конвекция в мантии Земли // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы 48-го Тектонического совещания: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2016. Т. 2. С. 170–174.
2. *Dziewonski A.M., Lekic V., Romanowicz B.A.* Mantle anchor structure: an argument for bottom up tectonics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 299, № 1–2. P. 69–79.
3. *Shirey S.B., Richardson S.H.* Start of the Wilson cycle at 3 Ga shown by diamonds from subcontinental mantle // *Science.* 2011. V. 333, № 6041. P. 434–436.
4. *Müller R.D., Seton M., Zahirovic S., Williams S.E. et al.* Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2016. V. 44. P. 107–138.
5. *Koppers A.A.P., Staudigel H., Pringle M.S., Wijbrans J.R.* Short-lived and discontinuous intraplate volcanism in the South Pacific: hot spots or extensional volcanism? // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4, № 10. P. 1–49.

Тектоническое районирование острова Врангеля (Арктика)

На первой тектонической карте Арктики масштаба 1:10 000 000 [5] о. Врангеля относится к области мезозойской складчатости, обрамлявшей с юга Гиперборейскую платформу, которая занимает котловину Бофорта, хр. Менделеева, часть шельфа Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Тектоническое положение острова на шельфе между глубоководной частью Американо-Сибирского бассейна и континентальной окраиной Чукотки определяет его значение для понимания геологической истории не только прилегающего шельфа, но и расположенных севернее структур Американо-Сибирского бассейна, получивших в литературе название «Область Центрально-Арктических поднятий и прогибов».

Остров Врангеля расположен во фронтальной части (Врангелевско-Геральдская дуга) Чукотской складчатой области (Чукотские мезозойды), в составе которой выделяются Новосибирско-Врангелевская, Анюйско-Чукотская и Южно-Анюйская складчатые системы.

Остров Врангеля имеет складчато-надвиговую структуру [1, 4, 6 и др.]. Принято выделять метаморфический фундамент и сложнодислоцированный осадочный чехол (силур–триас). Складчато-надвиговая структура имеет северную вергентность и была сформирована во время коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири. Вместе с тем тектоническое районирование сводилось к выделению неотектонических структур: Северная и Южная прибрежные низменности и разделяющее их Центральное поднятие, которое в свою очередь делится на Северный и Центральный антиклинории и Медвежий синклинорий [4].

Неопротерозойский фундамент сложен амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми и зелеными сланцами, которые образовались по осадочными и вулканогенным породам, с горизонтами мраморов и гранито-гнейсов (граниты 609–677 млн лет [4]).

В осадочном чехле выделяются следующие комплексы: верхнесилурийско-среднедевонский терригенный и карбонатный, девонский существенно терригенный, верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбо-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; sokolov@ginras.ru

² НК «Роснефть», Дубининская., 31А, 115054, Москва, Россия

натно-терригенный, каменноугольный терригенно-карбонатный, пермский карбонатно-терригенный и верхнетриасовый турбидитовый.

В результате полевых исследований в 2006 и 2014 г.г. были выделены три тектонические зоны: Северная, Центральная, Южная (рисунок), которые характеризуются определенными структурными и стратиграфическими особенностями.

Северная зона. В основании разреза расположены верхнесилурийско-нижнедевонские отложения, которые представлены двумя разнофациальными толщами: терригенной и карбонатной [2, 4]. Девонско-каменноугольные отложения представлены в нижней части глинистыми и алевролитистыми сланцами с прослоями кварцитовидных песчаников, а верхней – известняками с горизонтами глинистых сланцев и песчаников. Пермские отложения представлены плитчатыми известняками, известковыми песчаниками, глинистыми известняками, а верхняя часть разреза сложена существенно терригенными породами. Триасовые отложения сходны с терригенной толщей перми.

Верхнесилурийско-нижнедевонские отложения смяты в сложные складки субширотного сжатия, образовавшиеся по всей вероятности в средне- и позднедевонское время, что соответствует элсмирской фазе деформаций.

Центральная зона имеет линзовидную форму (рисунок) и на севере надвинута на структуры Северной зоны, а на юге на нее надвинуты комплексы Южной зоны. Она состоит из двух структурных ярусов. Нижний сложен метаморфизованными базальтами и кислыми вулканитами и интенсивно деформированными карбонатно-терригенными девонско-ниж-некаменноугольными отложениями. Цирконы из кислых вулканитов имеют возраст 599 ± 8 и 594 ± 7 млн лет (U-Pb, SHRIMP-II), из базальтов 500–600 млн лет (U-Pb, LA-ICP-MS).

Верхний структурный ярус сложен слабо деформированными известняками верхнего карбона и перми, которые залегают с резким несогласием и размывом на вулканогенной толще.

Южная зона состоит из неопротерозойского метаморфического фундамента (врангелевский комплекс) и девонско-триасового осадочного чехла. Метаморфический комплекс состоит из сильно дислоцированных вулканических и осадочных пород с единичными линзами и пластами измененных карбонатных пород, которые метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях [1, 3, 4]. Встречаются тела гранитоидов и амфиболитов. Новые геохронологические данные (U-Pb метод, цирконы) 690–730 и ~590–610 млн лет подтверждают неопротерозойский возраст фундамента.

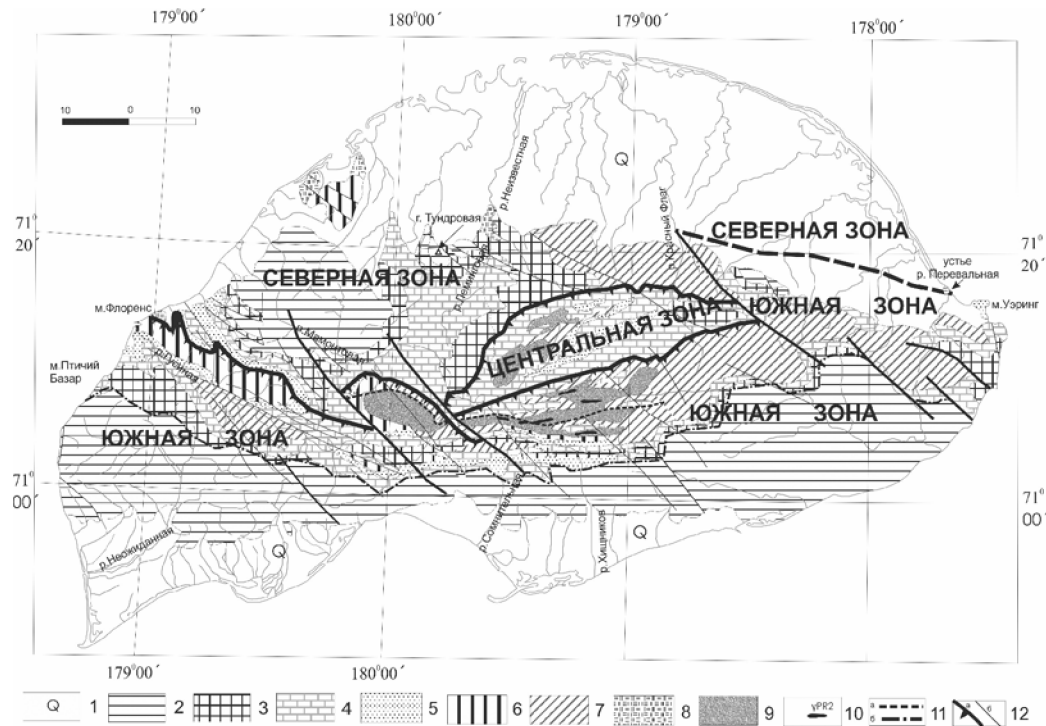


Рисунок. Тектоническая схема острова Врангеля.

1 – четвертичные отложения; 2 – триас; 3 – пермь; 4 – средний–верхний карбон; 5 – нижний карбон; 6 – нижний–средний девон; 7 – верхний девон – нижний карбон; 8 – верхний силур – нижний девон; 9 – неопротерозой; 10 – граниты; 11 – надвиги: *a* – Главный надвиг, *b* – надвиг Минеева; 12 – разломы: *a* – границы тектонических зон, треугольники соответствуют надвигам, *b* – сдвиги

Разрез осадочного чехла начинается с девона, который представлен разнозернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с горизонтами конгломератов и гравелитов. Выше залегают [2, 4]: (1) терригенно-эвапорит-карбонатная толща верхнего девона – нижнего карбона; (2) карбонатная толща карбона; (3) существенно сланцевая толща перми; (4) турбидиты верхнего триаса.

Складчато-надвиговые структуры Южной зоны имеют северную vergentность, образовавшуюся в условиях субмеридионального сжатия во время позднекеммерийской фазы деформаций.

Литература

1. *Бялобжеский С.Г., Иванов О.Н.* Надвиговые структуры острова Врангеля // Мезозойский тектогенез. Материалы VII сессии научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан, 1971. С. 73–80.

2. *Ганелин В.Г., Матвеев А.В., Кропачева Г.С.* Верхнепалеозойские отложения острова Врангеля. ВСЕГЕИ: Ленинград, 1989. 87 с.

3. *Каменева Г.И.* Структура центральной части о. Врангеля // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Сб. статей. Л.: Изд. НИИГА, 1975. С. 49–58.

4. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д.* Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

5. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоническая карта Арктики, масштаб 1:10 000 000. М.: ГИН АН СССР, 1963.

6. *Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д.* Геологическое строение остров Врангеля. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970.

Процессы эволюции литосферы в районе архипелага Земля Франца-Иосифа по данным картирования донных обнажений магматических тел

Схема маршрута 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в районе исследований показана на рис. 1. Работы проводились по системе субширотных галсов между архипелагом Земля Франца-Иосифа и государственной границей.

Анализ сонограмм и рельефа дна показал наличие таких донных форм, как аномалии рельефа типа «дайка». Они представляют собой возвышенности рельефа с заметно большей интенсивностью рассеивания акустического сигнала, чем у фонового пространства дна, которое представлено либо четвертичными отложениями, либо мезозойскими терригенными отложениями. Пример записи с аномалией такого типа приведен на рис. 2. Положительная форма рельефа высотой около 30 м и шириной у основания около 300 м является валом, ориентированным субперпендикулярно траектории судна и содержащим внутри себя области с резко контрастной интенсивностью рассеивания пород дна, выстроенные в цепочки. Этот вал интерпретируется нами как отпрепарированный выступ магматического тела. Магматическая природа аномалий рельефа подобного рода в этой части Баренцева моря подтверждается в ранних исследованиях сопоставлением с данными АМП [1].

По результатам съемки выявлена 21 аномалия типа «дайка», положение которых показано на рис. 1. Распределение этих объектов в пространстве сконцентрировано в устьевой части трога Франц-Виктория в пределах изобаты 350 метров и глубже. Учитывая насыщенность мезозойского разреза магматическими телами [2], разумно предположить, что аналогичные объекты могли бы быть отпрепарированы и в других частях акватории, где проходил маршрут экспедиции. Но экзарационная деятельность ледников, по всей видимости, имела максимальную интенсивность именно в этой части акватории, переходящей к северу в трог Франц-Виктория.

Показана сложная система трещиноватости вмещающих пород, по которой шло внедрение магматических тел. На южном галсе (см. рис. 2-2) наблюдаются перекрещенные аномалии типа «дайка» с амплитудами

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; sysokolov@yandex.ru; abram_anastas@mail.ru; geozar@yandex.ru; morozzea@gmail.com; k_dobrolubova@mail.ru

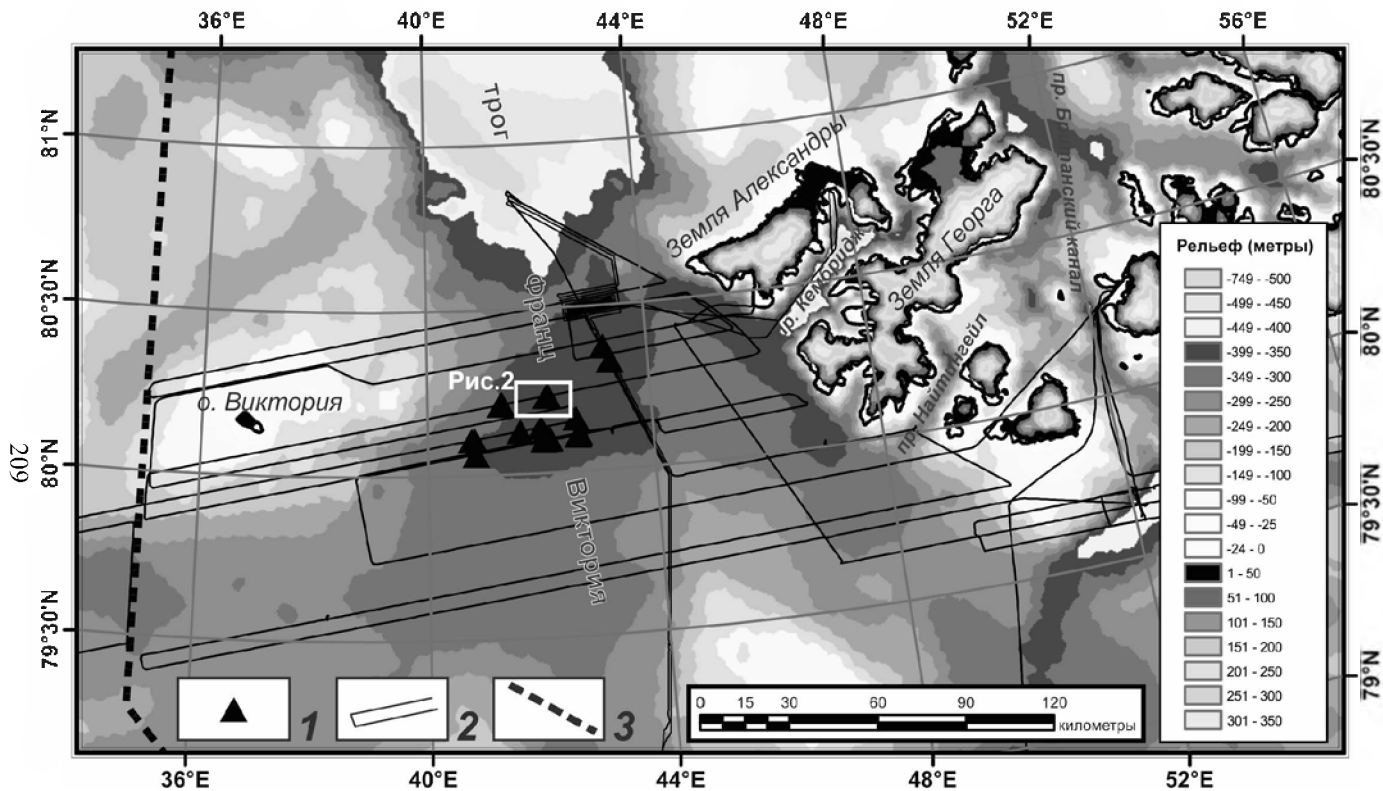


Рис. 1. Район работ 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» в Баренцевом море (Геологический институт РАН, 2007) к юго-западу от архипелага Земля Франца-Иосифа. 1 – аномалии рельефа дна типа «дайка»; 2 – маршрут экспедиции; 3 – государственная граница 2011 года

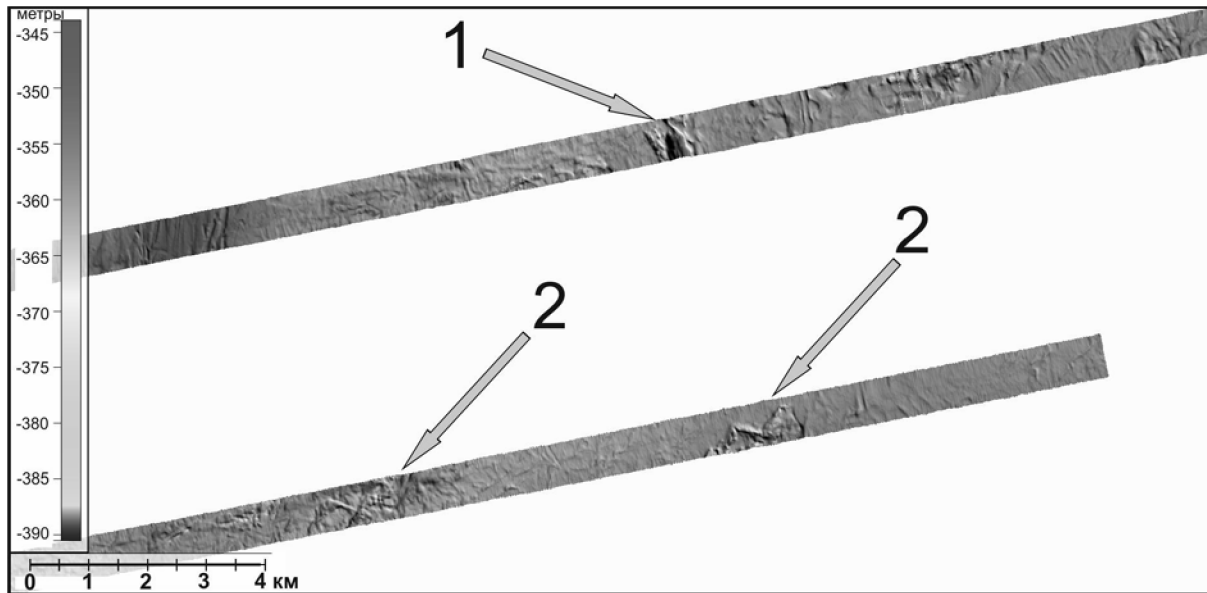


Рис. 2. Образец детальной карты рельефа дна, построенной по данным многолучевого эхолота и содержащей аномалии типа «дайка». Положение карты показано на рис. 1. 1 – аномалия типа «дайка»; 2 – перекрещенные аномалии типа «дайка»

от 5 до 10 м и с системой азимутов $\sim 30^\circ$ и $\sim 290^\circ$, близкой к взаимно перпендикулярной. Эти примеры показывают, что терригенная толща, в которую происходило внедрение магматических тел, обладает сложной системой тектонических нарушений. Она могла быть сформирована в условиях геодинамического режима (возможно с переменной интенсивностью), при котором формируется парагенез тектонических нарушений, имеющих несколько направлений разрывов. Таким режимом может быть транспрессия.

Структура АМП района такова, что к северу от Земли Александры наблюдается линеамент северо-восточной ориентации, фрагментирующий АМП. Параллельно ему на юге наблюдаются повторяющиеся трог в пределах архипелага в виде глубоких проливов (Кембридж, Найтингейл) с глубинами до 500 м (см. рис. 1). Подобная фрагментация на наш взгляд указывает на наличие трансформной разломной зоны в передовой части развивающегося вглубь континента рифтового сегмента. Формирование трансформного разлома должно возникать с необходимостью при условии ограниченности длины вторичного спредингового центра структурным барьером. Архипелаг Земля Франца-Иосифа является конечной зоной, далее которой вторичный спрединговый сегмент не продвигался.

Выявленные в результате съемки аномалии типа «дайка» полностью расположены к югу от предполагаемого разлома. Там же расположен обширный малоамплитудный максимум АМП, отделенный разломом от области с однородным околонулевым полем. Поскольку на разрезах ОГТ [2] в области этого максимума и южнее его наблюдается повышенная плотность магматических интрузивных тел, полагаем, что структура АМП в этой области определяется именно ими. Другими словами, несмотря на ограниченное продвижение вторичного спредингового центра на юг до $\sim 80^\circ$ с.ш., проявления юрско-мелового магматизма связаны с мантийным источником на существенно большей территории Баренцева моря, в том числе на юго-запад от архипелага Земля Франца-Иосифа.

В районе работ (см. рис. 1) вскрытыми и доступными для картирования акустическими методами эти тела оказались в основном в устьевой части трога Франц-Виктория.

Сформулируем следующие выводы.

1. По результатам 25-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (Геологический институт РАН, 2007) к юго-западу от архипелага Земля Франца-Иосифа откартирована 21 аномалия рельефа дна типа «дайка» и «силл». Большинство аномалий расположено в пределах изобаты 350 м и глубже в устье трога Франц-Виктория, что указывает на ледниковую

экзарационную деятельность, приведшую к препарированию и обнажению магматических тел в рельефе дна.

2. Аномалии рельефа имеют широкий набор азимутов: субмеридиональный, субширотный, северо-восточный и северо-западный. Подобное разнообразие трещин, по которым шел процесс внедрения магматических тел, могло быть сформировано в условиях геодинамического режима с переменной интенсивностью и направлением главных осей напряжений. Имеющийся парагенез тектонических нарушений мог сформироваться при геодинамическом режиме транспрессии.

3. Фрагментация АМП района такова, что к северу от архипелага Земля Франца-Иосифа по смещениям аномалий выделяется предполагаемый трансформный разлом. Аномалии рельефа дна в основном сгруппированы по типу относительно него: дайки к югу от разлома, силлы к северу.

4. Выявленные донные аномалии являются дополнительной фактурой, подтверждающей широкое распространение интрузивного магматизма за пределами архипелага.

5. К югу от разлома расположен вал Виктории, который вместе с отпрепарированными на его северо-восточном продолжении выступами магматических тел образует зону, сформированную в условиях транспрессии, что вполне логично для недоразвитой спрединговой системы, прекратившей распространение на юг из-за невозможности преодолеть структурный барьер.

Работа выполнена в рамках темы «Оценка связи рельефа дна Атлантического и запада Северного Ледовитого океанов, деформаций осадочного чехла, процессов дегазации и опасных геологических явлений с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии» (государственная регистрация № 01201459183), а также при поддержке грантов РФФИ 15-05-05888, 16-35-00596 и 16-35-00591 мол_а, программ Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» (П.ЗП) и "Мировой океан – многомасштабность, многофазность, многопараметричность" (ЗП).

Литература

1. *Solheim A., Musatov E., Heintz N.* Geological aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barentz Sea // *Meddelelser N.151.* Oslo: Norsk Polarinstittutt, 1998. 120 p.

2. *Павлов С.П., Шлыкова В.В., Величко Б.М., Васильев В.В.* Геологическое строение северной части Баренцева моря // *Разведка и охрана недр.* 2014. № 4. С. 18–23.

Этапы развития Восточно-Баренцевоморского мегабассейна по результатам интерпретации регионального профиля 4-AP

Геологическое изучение Баренцева моря имеет почти вековую историю, но его осадочные бассейны труднодоступны для непосредственного исследования. В силу этого некоторые вопросы о его строении и истории развития до сих пор остаются дискуссионными. В последние годы был получен большой объем новых сейсморазведочных данных, позволяющих дополнить и уточнить современные геологические модели данного региона. Под Восточно-Баренцевским мегабассейном мы подразумеваем системы глубоких осадочных бассейнов, располагающихся западнее Новой Земли в основном в Российской части Баренцева моря [1]. В этот бассейн входят выделенные разными авторами Южно-Баренцевский, Северо-Баренцевский и бассейн Святой Анны (рис. 1).

По результатам геологического моделирования по данным бурения, сейсморазведки и геологических съемок на прилегающих территориях суши история формирования Восточно-Баренцевоморского бассейна выглядит следующим образом.

В раннефранское время на территории Восточно-Баренцевоморского бассейна происходило синрифтовое погружение. Разнофациальные кластические и вулканогенные осадки накапливались в узких грабенообразных впадинах. Мощность синрифтовых отложений достигала 3–4 км.

В поздне-франское время (или несколько позже) началось пострифтовое погружение с образованием глубоководной впадины (до 400 м) с некомпенсированным осадконакоплением в бассейне. На протяжении карбона – ранней перми к западу от Северного острова Новой Земли формировался мощный конус выноса, сложенный кластическими и карбонатными осадками [4]. Пострифтовое погружение в Восточно-Баренцевоморском бассейне происходило на фоне общего воздымания на территории современного Северо-Карского моря.

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kfstartseva@gmail.com; nikishin@geol.msu.ru

² ОАО «НК Роснефть», Москва, Россия; n_malyshhev@rosneft.ru

³ ООО «РН-Шельф-Арктика», Москва, Россия; v_nikishin@rosneft.ru; a_valyusheva@m-exp.rosneft.ru; e_malysheva@m-exp.rosneft.ru; a_popov@m-exp.rosneft.ru

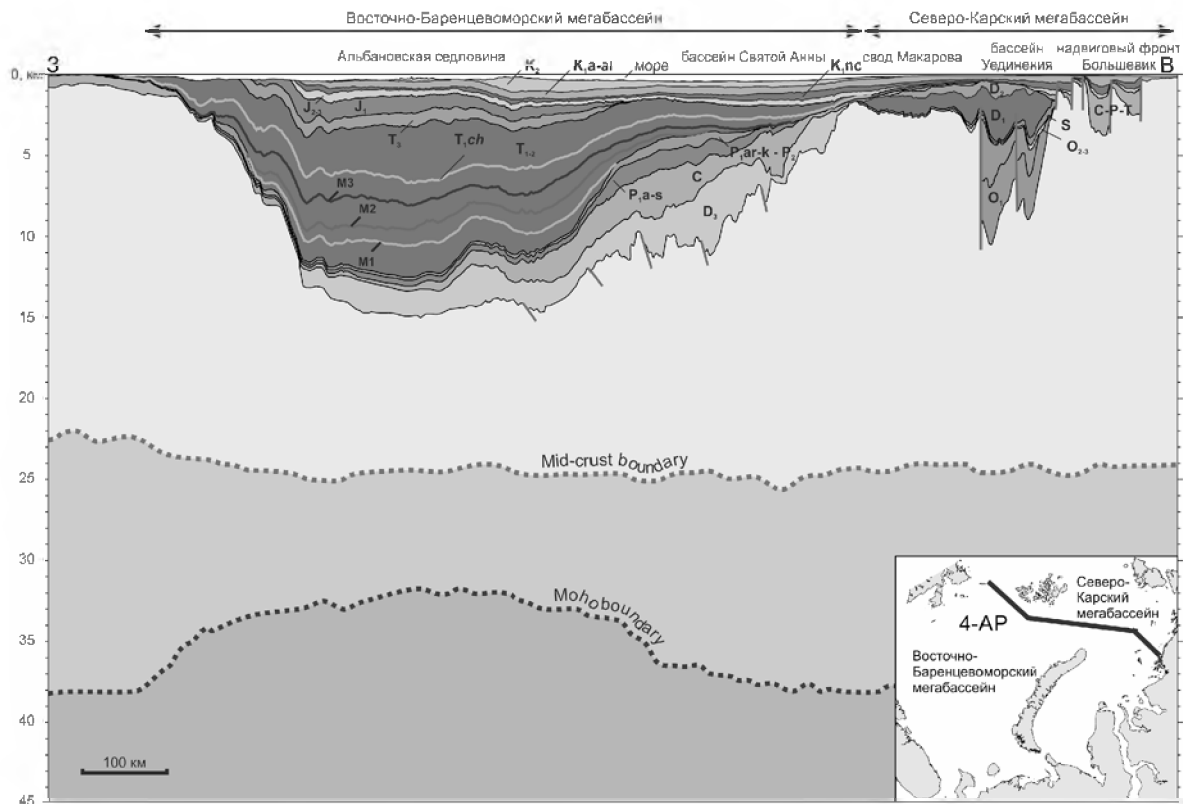


Рис. 1. Модель строения коры Восточно-Баренцево́мского мегабассейна по профилю 4-AP по данным [3] с нашей интерпретацией строения осадочного чехла

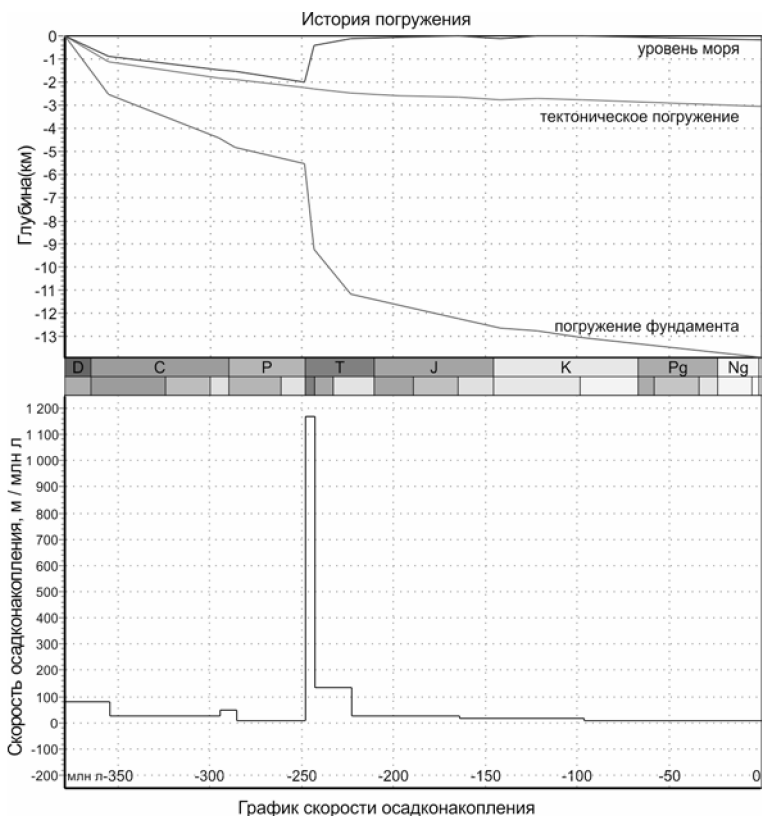


Рис. 2. История погружения и скорости седиментации Восточно-Баренцевоморского мегабассейна

Начиная с поздней перми глубоководный бассейн стал заполняться терригенным материалом, поступавшим с территории Северо-Карского бассейна, Таймыра и уралид. Особо выделяется раннетриасовый этап чрезвычайно быстрой седиментации. Море отступало, по многочисленным речным системам обломочный материал сносился в Восточно-Баренцевоморский бассейн.

В среднем–позднем триасе – ранней юре исследуемая область была перекрыта мощной толщей мелководно-морских и континентальных осадков.

В средней–поздней юре в Восточно-Баренцевоморском бассейне накапливались мелководно-морские осадки, а в некоем преобладала клиноформная седиментация в платформенных условиях.

В преадаптское время исследуемая территория испытала очередной эпизод деформаций. В апте–альбе – позднем мелу отложения формировались в спокойных платформенных условиях.

В дальнейшем изучаемая территория была подвергнута пост-среднемеловым (вероятно кайнозойскими) пологоскладчатым деформациям и ледниковой эрозии в квартере [2].

Литература

1. *Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.* Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: An overview // *Petroleum Geology Conference Proceedings*. 2010. V. 7. N 10. P. 591–619.

2. *Henriksen E., Bjørnseth H. M., Hals T.K., Heide T., Kiryukhina T., Kløvjan O.S., Larssen G.B., Ryseth A.E., Rønning K., Sollid K., Stoupakova A.V.* Uplift and erosion of the greater Barents Sea: impact on prospectivity and petroleum systems // *Arctic Petroleum Geology*. Geol. Soc. London. Memoirs. 2011. V. 35. P. 278–281.

3. *Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Belyaev I.V., Matveev Yu.I., Roslov Yu.V.* Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results // *Arctic Petroleum Geology*. Geol. Soc. London, Memoirs. 2011. V. 35. P. 209–221.

4. *Nikishin V.A., Malyshev N.A., Valiusheva A.A., Golovanov D.Y., Kleschina L.N., Nikitina V.A., Nikishin A.M., Ulianov G.V., Cherepanov D.E.* The Geological Aspects of Evolution the North Kara Basin and East Barents Megabasin // 7th Saint Petersburg 2016 International Conference & Exhibition. EAGE. 11–14 April 2016, Saint Petersburg, Russia.

А.Н. Стафеев, А.В. Ступакова, А.А. Суслова, Р.М. Гиляев¹

Роль тектоники в формировании высокоуглеродистых отложений титона – нижнего берриаса Западной Сибири

Титон – нижний берриас Западной Сибири выделяется в качестве баженовской свиты средней мощностью около 30 м, которая сложена высокоуглеродистыми карбонатно-кремнисто-глинистыми породами. Свита прослеживается в центральной части бассейна на площади около 1 млн. кв. км и отвечает одноименному горизонту в интервале верхов

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

нижнего подъяруса титонского яруса – низов берриаса [6]. Накоплению и сохранению органического вещества способствовали режим «седиментационного голодания» и периодически возникающие аноксидные условия. Климат на севере Западной Сибири был семигумидным, а на юге – семиаридным [3]. На севере Широкого Приобья отмечаются субмеридионально вытянутые зоны аномальных разрезов, содержащие прослойки песчаников и небитуминовых аргиллитов [1]. Предполагается, что баженовская свита, накапливалась в относительно глубоководном (до 500–700 м) эпиконтинентальном море, его мелководные окраины улавливали практически весь терригенный материал и препятствовали его проникновению в центральную часть бассейна [1, 3]. Другие данные свидетельствуют о мелководном характере Западно-Сибирского моря в титоне – раннем берриасе [10]. Высокоуглеродистые отложения – осадки внутренних или краевых морей, возникающие в условиях некомпенсированной седиментации на этапах максимальных эвстатических трансгрессий, тектонического покоя и затухания эрозии на суше [2]. В позднем девоне и в поздней юре процесс накопления высокоуглеродистых отложений приобретал глобальный характер [2].

На основании фациального, структурного, и общего палеогеографического анализа предложена новая структурно-фациальная модель накопления баженовской свиты [8]. Из этой модели следует, что высокоуглеродистые отложения накапливались на мелководном (до 50–100 м) холмистом плато, которое обрамлялось относительно глубоководными (до 500 м) прогибами, улавливавшими терригенный материал. Режим «седиментационного голодания» для центрального холмистого плато Западно-Сибирского бассейна установился в конце оксфорда – начале киммериджа. Поэтому, для полноты картины необходимо рассматривать не баженовский, а георгиевско-баженовский горизонт – киммеридж-титон-нижнеберриасский.

Главный источник сноса в поздней юре – Сибирская платформа отделялась от центральной части Западно-Сибирского бассейна меридиональным Тазовским палеопрогибом, наложенным на систему нижне-среднетриасовых грабенов Худосейского рифта [9]. С востока прогиб ограничивался Приенисейским сбросом, с юго-запада – малоамплитудным Надым-Караминским сбросом [8]. Начиная с киммериджа, Тазовский прогиб служил ловушкой терригенного материала, сносимого с Сибирской платформы. На отдельных участках прогиба периодически возникали относительно глубоководные застойные обстановки, которые по мере компенсации осадками сменялись мелководными – с хорошей аэрацией.

На севере и северо-западе относительно глубоководный позднеюрский Западно-Сибирский бассейн отделялся от мелководного Ямало-Карского крупным северо-восточным Приуральско-Хатангским левым сдвигом [8]. Вдоль южного крыла сдвига, в южной части Енисей-Хатангского прогиба и на севере Западно-Сибирского бассейна формируется кулисная цепочка малых сдвиговых бассейнов, переходящая на западе Западно-Сибирского бассейна в субмеридиональный Надым-Иртышский палеопрогиб.

В конце киммериджа – начале титона, в условиях аридизации климата резко снизились «производство» и снос терригенного материала. Возможно, в это же время, в обстановках субширотного растяжения усилились скорости дифференцированных тектонических движений дна Западно-Сибирского бассейна, которые привели к увеличению контраста глубин бассейна и более яркому обособлению центрального мелководного холмистого плато, обрамленного конседиментационными прогибами. В центральной части баженовского моря существовали отмели и низкие острова, его глубина не превышала 200 м, обычно она составляла 20–50 м [10]. Малые глубины накопления баженовской свиты подтверждаются большим разнообразием фаций и быстрыми фациальными переходами даже между скважинами одной структуры [10]. Разнообразные текстуры (массивные, тонкослоистые, линзовидные, волнистые, косослоистые и др.) быстро сменяются в разрезе и на площади, что также не характерно для застойных глубоководных условий. В центральной части бассейна отсутствуют нормальные турбидиты, тогда как на северо-востоке располагался крупный и мощный (свыше 500 м) Большехетский (яновстанская свита) конус выноса, скорости осадконакопления в котором могли достигать лавинных значений. Модель глубоководного чашеобразного бассейна с периодически возникавшей аноксией, чередующейся с аэрацией придонных вод, не выглядит убедительной. Предполагаемое глубоководное донное течение с севера (со стороны Ямала), контролируемое подводным порогом и периодически осуществляющее аэрацию, в фациях не проявлено. Прихотливое поведение подводного порога требует дополнительной аргументации. Неясным в «глубоководной» модели центральной части Западно-Сибирского бассейна остается и «скачок» далеко на запад в середине берриаса высокоуглеродистых фаций. Но он вполне реален, если допускать возможность быстрого погружения большей части центрального холмистого плато, бывшего ранее относительно мелководным.

Если следовать логике палеогеографической цикличности [7], цикл начинался с тектонической перестройки в начале киммериджа. Баженовское время – это кульминация и последующий финал палеогеогра-

фического цикла в условиях аридизации климата и пенеппенизации суши. Быстрое погружение относительно мелководного холмистого плато на всей территории центральной части Западной Сибири кроме Березово-Тобольской зоны [1] на западе, резко изменило динамику осадочных процессов – с этой тектонической перестройки структурного плана начался следующий палеогеографический цикл. Березово-Тобольская зона осталась мелководным реликтом прежнего подводного ландшафта. Эта реликтовая зона, где продолжали накапливаться высокоуглеродистые отложения тутлеймской и мулымьинской свит, просуществовала до времени заполнения Западно-Сибирского бассейна нижнемеловыми клиноформами с востока. Новый палеогеографический цикл начался с формирования теперь уже в глубоководном бассейне аномальных разрезов на севере Широкого Приобья при активном участии мутьевых потоков с северо-востока – со стороны Большехетского конуса выноса.

Предлагаемый сценарий хорошо согласуется с резким увеличением в конце оксфорда частоты геомагнитных инверсий и началом одной из фаз перестройки кинематики литосферных плит [4]. Реорганизация в кинематике плит может сопровождаться быстрым падением уровня Мирового океана и глобальной регрессией, которая через 1–2 млн лет сменялась глобальной трансгрессией. Глобальные регрессии могли приводить к массовым вымираниям организмов, они в первую очередь влияли на микробиоту (наннопланктон, фораминиферы, радиолярии и др.) [5].

На территории Тимано-Печорского, Западно-Сибирского, Хатангского и других палеоморей Арктического океана, вероятно, происходили региональные и локальные дифференцированные тектонические движения, которые вызывали изменение объемов существовавших бассейнов, разделение их на суббассейны, заложение новых бассейнов и закрытие прежних. Это приводило к периодической инициации межбассейнового стока и транспорту осадочного материала. Яркой иллюстрацией такого стока являлось Енисей-Хатангское течение, формировавшее в поздней юре – раннем берриасе Большехетский конус выноса [8].

Литература

1. Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булыничкова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.П., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). Новосибирск: Наука, 1986. 160 с.

2. Гурари Ф.Г. Доманикиты и их нефтегазоносность // Советская геология. 1981. № 11. С. 3–12.

3. *Захаров В.А.* Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2006. С. 552–568.

4. *Милановский Е.Е.* О корреляции фаз учащения инверсий геомагнитного поля, понижений уровня Мирового Океана и фаз усиления деформаций сжатия земной коры в мезозое и кайнозое // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.

5. *Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копачевич Л.Ф., Гаврилов Ю.О., Клутинг С.* О корреляции фаз реорганизации кинематики литосферных плит и короткопериодных изменений уровня Мирового океана // ДАН. 1992. Т. 320, № 2. С. 313–317.

6. Решение 6-го Межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.) // Новосибирск: СНИИГГиМС, 2004. 114 с.

7. *Стафеев А.Н.* Цикличность геологических процессов в позднем триасе – средней юре Горного Крыма // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2016. С. 193–197.

8. *Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Суслова А.А., Гилаев Р.М.* Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6 (в печати).

9. *Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В.* Нижне-средне-триасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.

10. *Фомичев А.С.* Глубина и продуктивность баженовского моря // Горные ведомости. 2006. С. 19–26.

Е.Б. Суворова, Н.В. Устинов¹

Палеоструктурные реконструкции среднетриасовых отложений Восточно-Баренцевского шельфа

Детальные палеоструктурные реконструкции триасовых отложений Восточно-Баренцевского шельфа (ВБШ) позволили выделить некоторые особенности развития бассейна в это время. Наиболее контрастные из-

¹ ФБУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия; suvork@inbox.ru

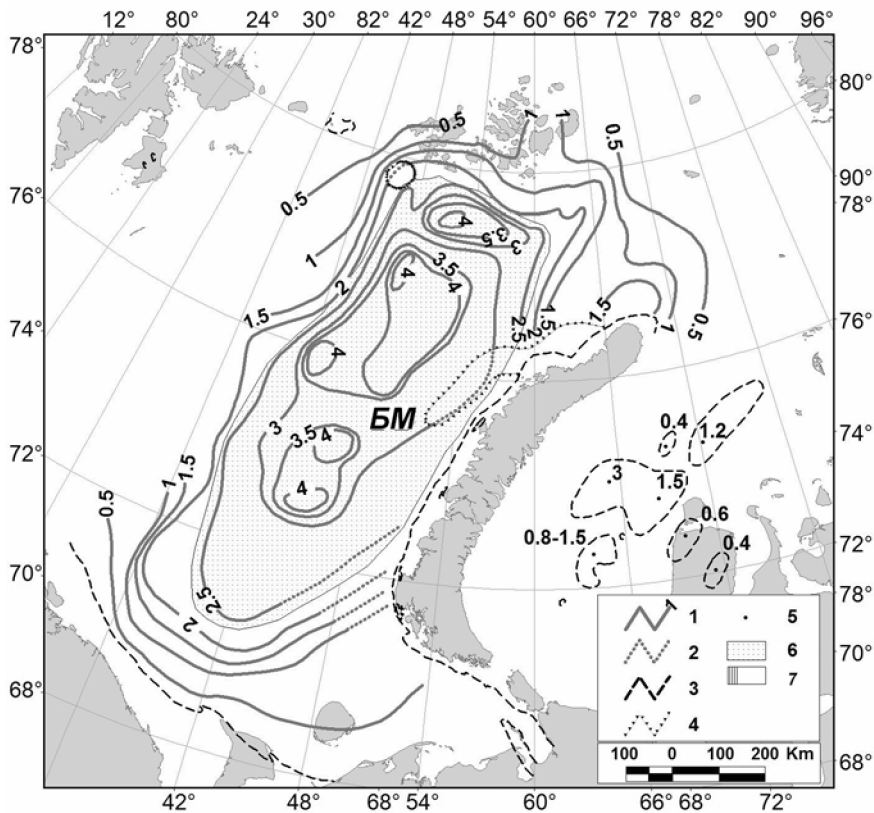


Рис. 1. Палеоструктурная схема подошвы нижнетриасовых отложений к началу среднетриасового времени.

1 – изопахиты отложений, км; 2 – предполагаемые изопахиты; 3 – границы современного распространения отложений; 4 – области выхода отложений на современное морское дно; 5 – максимальные мощности отложений (только для Карского шельфа); 6 – области палеовпадин, 7 – области палеоподнятий. БМ – Баренцевская мегавпадина

менения в структурных планах наблюдаются на рубеже раннего и среднего триаса [3].

В раннем триасе на ВБШ существовал крупный элемент Баренцевская мегавпадина (рис. 1). Даже поднятие Адмиралтейства, существовавшее с предыдущих эпох осадконакопления, было практически полностью «погребено» под нижнетриасовыми отложениями и преобразовано в бортовую часть этой мегавпадины.

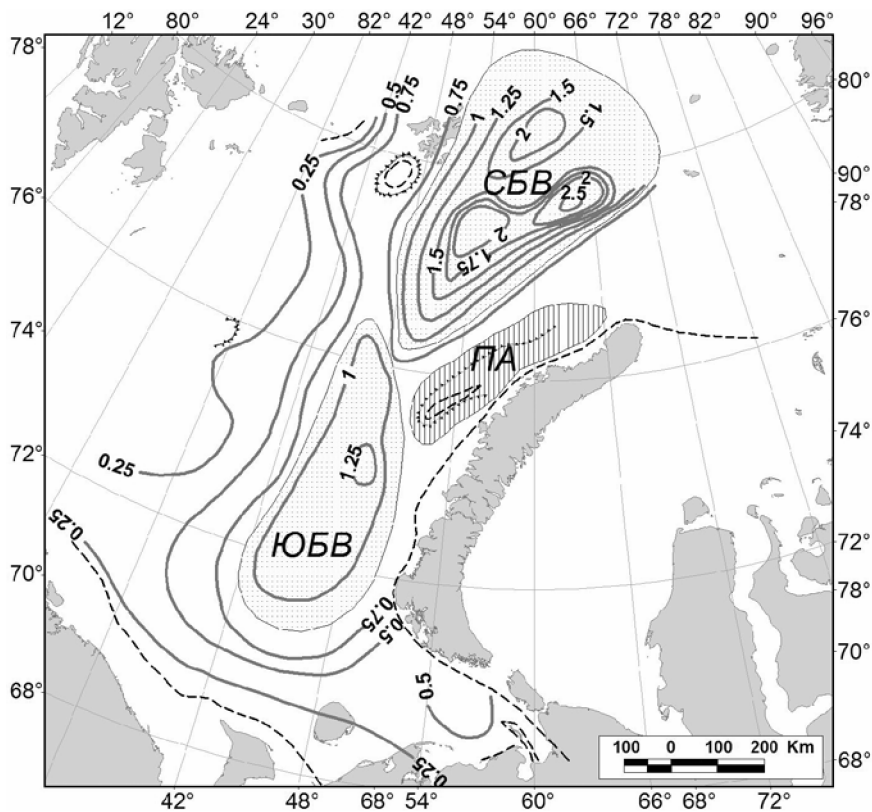


Рис. 2. Палеоструктурная схема подошвы среднетриасовых отложений к началу позднетриасового времени.
 Условные обозначения см. рис. 1. ЮБВ – Южно-Баренцевская впадина, СБВ – Северо-Баренцевская впадина, ПА – поднятие Адмиралтейства

На палеоструктурном плане подошвы среднего триаса к началу позднетриасового времени отмечается четкое разделение Баренцевской мегавпадины на две: Южно- и Северо-Баренцевскую (рис. 2). Северо-Баренцевская впадина с северо-востока открывалась в океан, мощность отложений в ней практически в два раза превышала мощность пород в Южно-Баренцевской впадине, которая в свою очередь имела замкнутые очертания. Простираение впадин было несколько различным: Южно-Баренцевская впадина имела меридиональное, а Северо-Баренцевская – субмеридиональное. В Северо-Баренцевской впадине отмечаются два

депоцентра, обозначенных нами как Вильчековская впадина (в северной части) и впадина Святой Анны (в южной части).

Эти впадины на севере довольно интересны. Так, Шипелькевичем [4] на севере ВБШ в пермо-триасовой толще была выделена система вновь сформировавшихся рифтогенных прогибов типа трогов, ориентированных субмеридионально и открывающихся на север [4]. По его мнению, заложение трогов относится к концу перми и это первые по времени структуры маркирующие начало подготовки к раскрытию Арктического сегмента Северной Атлантики.

Выполненные нами детальные палеоструктурные реконструкции позволяют сделать вывод о том, что время заложения трогов можно отнести к ранне-среднетриасовому.

По данным исследователей [1], в периоды активизации глобальных тектонических процессов на ВБШ прогибание коры сменялось малоамплитудными поднятиями, запечатленными в регрессивных циклах осадконакопления. Как раз подобный период действия структурных деформаций на ВБШ отмечается в начале среднетриасового времени, что нашло свое отражение в литологической летописи пород. Так, на востоке возобновляется поднятие Адмиралтейства (рис. 2). По данным бурения скв.1-Крестовая, расположенной на поднятии, отложения анизийского возраста имеют сокращенную мощность 115 м [2]. На севере ВБШ, в районе арх.Земля Франца-Иосифа, формируется Александровское поднятие. В скв.1-Нагурская, пробуренной в северной части архипелага, на о.Земля Александры, анизийская толща мощностью всего 37 м с разрывом перекрывает оленекские породы [5].

Таким образом, формирование рифтогенных прогибов на севере ВБШ, происходившее под воздействием глобальных тектонических процессов, (в данном случае раскрытия Арктического сегмента Северной Атлантики) по времени можно отнести к концу раннего началу среднего триаса.

Литература

1. Коган Л.И., Маловицкиций Я.П., Мурзин Р.Р. Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного сейсмического профилирования // Геотектоника. 2004. № 3. С. 79–94.

2. Пчелина Т.М., Преображенская Э.Н., Устинов Н.В. Стратиграфия мезозойских отложений Адмиралтейского мегавала (Баренцевский шельф) // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 8. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. С. 65–74.

3. Суворова Е.Б., Устинов Н.В. Мезозойская эволюция Баренцево-Карского региона // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 8. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2012. С. 45–56.

4. Шителькевич Ю.В. Палеоструктурные и палеофациальные реконструкции осадочного чехла Баренцево-Карского шельфа // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск. МАГЭ. СПб. ВНИИОкеангеология, 1999. С. 57–70.

5. Dypvik H., Sokolov A., Pcelina T., Fjellsa B., Baerke T., Korchinskaya M. & Nagy J. The Triassic succession of Franz Josef Land, stratigraphy and sedimentology of three wells from Alexandra, Hayes and Graham Bell Islands // Geological aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barents sea. Norsk Polarinstitut. Oslo. 1988. P. 50–82.

В.Т. Съедин¹, В.В. Авдонин², М.Е. Мельников³

Тектоно-магматические этапы Магеллановых гор (Тихий океан)

Начиная с 70-х годов прошлого века, резко активизировались геологические исследования океанов и прежде всего – Тихого океана. Ученые нашей страны принимали самое активное участие в этих работах, участвуя в отечественных («Вестпак», «Литос», «Мировой океан» и др.) и международных программах. Значительный вклад в изучение Тихого океана и его обрамления внес Ю.М. Пушаровский. В частности, в 80-е годы он высказал идею о единых этапах эволюции различных структур Тихого океана [9]: «В области, охватывающей Центральную и Северную Пацифику, отчетливо проявляются три тектоно-магматических этапа:

1 – позднеюрско-раннемеловой, 2 – позднемеловой–раннекайнозойский, 3 – позднекайнозойский–современный». Позднее Э.Д. Голубева [2, 3] приняла и в какой-то степени развила идею Ю.М. Пушаровского о единых тектоно-магматических этапах в эволюции Тихого океана, выделив здесь 4 этапа магматизма.

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия; sedin@poi.dvo.ru

² МГУ им. Ломоносова, Москва, Россия; avdonin@geol.msu.ru

³ ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, Россия

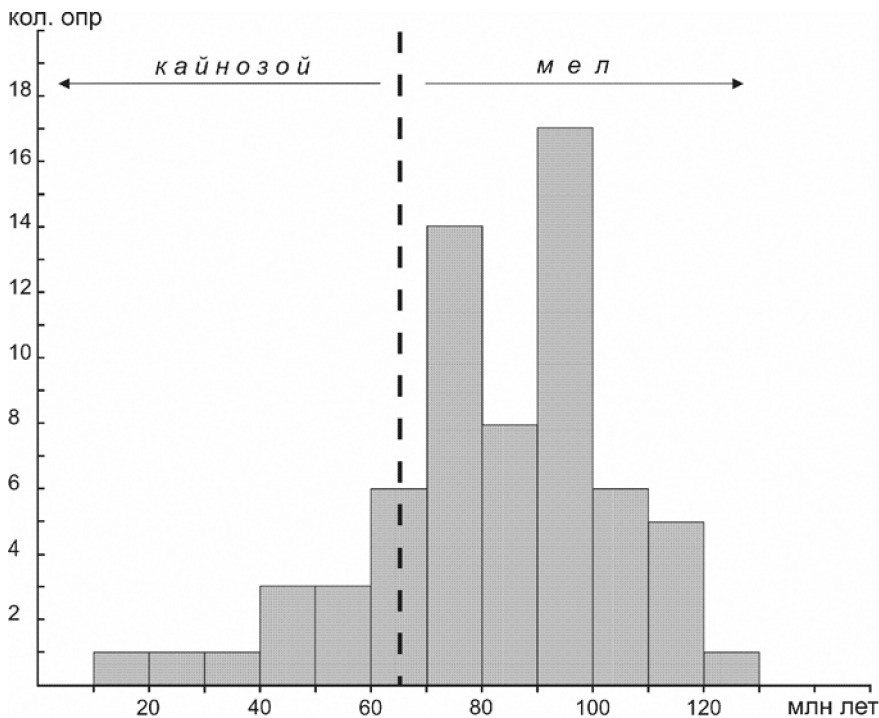


Рис. Гистограмма распределения радиоизотопных возрастов для гайотов Магеллановых гор

Цель настоящей работы дать характеристику возрастных комплексов вулканитов Магеллановых гор и на их основе выделить тектономагматические этапы эволюции магматизма одного из районов Тихого океана – гайотов Магеллановых гор.

В основу работы положены многочисленные (около 50 проб) определения изотопного возраста, полученные нами К-Аг методом в одной лаборатории (аналитик В.А. Лебедев), а также литературные данные по 10 гайотам. Всего 66 датировок (рисунок).

На основе имеющихся определений изотопного возраста, биостратиграфических данных, а также материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 4 крупных вулканических комплекса: 1 – позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел); 2 – раннемеловой (апт-альбский); 3 – позднемеловой (турон-кампанский); 4 – кайнозойский. Каждый из них соответствует определенному тектономагматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характери-

зует конкретное морфологическое пространство гайотов и геохимические особенности слагающих их вулканических пород.

Позднеюрско-раннемеловой комплекс не подтвержден изотопными датировками по гайотам Магеллановых гор (рисунок). Его выделение основывается на общегеологической ситуации в этой части Тихого океана, а также на материалах бурения. Большинство исследователей считает, что эта часть Тихого океана сформировалась в позднеюрско-раннемеловое время [1–4, 6, 9 и др.]. В скв. 801С (котловина Пифогета) вскрыты силлы щелочных пород позднеюрского (157.4 ± 0.5 млн лет) и толеитовые базальты среднеюрского (166.8 ± 4.5 млн лет) возраста [16]. В скв. 462А (котловина Науру), разбурены верхний и нижний вулканические комплексы. Возраст последнего составляет 131 (готерив) млн лет [12]. Эти данные указывают на проявление в этом районе Тихого океана средне-позднеюрского (скв. 801С) и раннемелового магматизма, что позволяет предполагать этот этап вулканизма и на гайотах Магеллановых гор. Вероятно, в позднеюрско-раннемеловое время образовались основания (или пьедесталы) (до 4500–4000 м) гайотов.

Раннемеловой (апт-альбский) вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 120–96 млн лет (ранний апт – ранний сеноман) в количестве 14 проб имеются для 4-х гайотов – Говорова, Альба, Ита-Май-Тай и Бутакова. Они получены как К-Аг, так и Аг-Аг методом. Наиболее древние определения (от 120 ± 0.8 до 117 ± 0.9 млн лет) получены Аг-Аг методом для гайота Ита-Май-Тай [15]. В скв. 462А, 800А и 802 разбурены базальтовые силлы соответственно раннеальбского (110 ± 3 млн лет), позднебарремского (126.1 ± 0.7 и 126.1 ± 0.9 млн лет) и позднеаптского (114.6 ± 3.2 млн лет) возрастов [12, 16]. Кроме этого, в нескольких скважинах (скв. 585; 800А; 801С) DSDP и ODP, расположенных вблизи гайотов, разбурены мощные толщи (до 220 м) вулканокластических осадков (турбидитов) апт-альбского возраста. Согласно имеющимся геологическим данным, в апт-альбское время на гайотах накапливались грубообломочные терригенные осадки – конгломераты, гравелиты и песчаники, а сами гайоты в это время представляли собой архипелаг островов [7, 8]. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в раннемеловое (апт-альбское, вероятно, с самого позднего баррема до раннего сеномана) время район Магеллановых гор, и сами гайоты представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор раннемеловой (апт-альбский) тектономагматический этап.

Поздне меловой (турон-кампанский) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор (рисунок), и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения (40 проб), отвечающие поздне меловому времени (поздний сеноман – маастрихт) получены для 9 из 10, охарактеризованных возрастными гайотами. Значительная часть определений (11 из 40 проб; 96.6–86.7 млн лет) получены Ag-Ag методом [15], а остальные определения – K-Ag методом. Датировки, полученные K-Ag методом, располагаются в интервале 93.5–66.0 млн лет (турон–маастрихт), при этом только 6 определений отвечают маастрихту (72–66 млн лет), а остальные располагаются в интервале 93.5–76.0 млн лет (турон–кампан). Скорее всего, такой разброс в датировках можно связать с некоторым «омоложением» истинного возраста пород, полученного K-Ag методом. Тем не менее большинство датировок (23 из 29) приходится на турон-кампанское время. В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (скв. 199, 585), разбурены кампан-маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [4, 10, 14]. Это свидетельствует об активном вулканизме в поздне меловое время на близлежащих гайотах. Все указанные данные свидетельствуют о том, что в поздне меловое (турон-кампанское) время гайоты Магеллановых гор представляли собой область активного вулканизма. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор поздне меловой тектоно-магматический этап. На гистограмме (рисунок) выделяется два отчетливо выраженных пика в меловое время, каждый из которых можно, с определенной долей условности, сопоставить с ранне меловым и поздне меловым тектоно-магматическими этапами эволюции гайотов Магеллановых гор. В течение этих меловых этапов было сформировано основное тело гайотов – от глубин 4000–3500 м до современных вершин гайотов.

Кайнозойский возрастной вулканический комплекс (комплекс активизации) также выделяется на основании датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор (рисунок). Определения (12 проб), отвечающие кайнозойскому времени (65–15 млн лет, ранний палеоцен – средний миоцен), имеются для 5 из 10, охарактеризованных возрастными гайотами - гайоты Говорова, Гордина (65.0±2.0 млн лет), Коцебу (42.3±1.6 млн лет); Паллада (54±4.0 млн лет); Альба (15.0±2.0 млн лет). Все определения получены K-Ag методом. При этом на гайоте Говорова имеется 8 датировок отвечающих кайнозойскому времени, а на остальных 4-х гайотах – по одной. На гайоте Говорова датировки этого возраста характеризуют интервал от палеоцена до раннего миоцена (62.0–23.2 млн лет). Основная часть датировок (9 проб) характеризует позд-

непалеоцен-эоценовое время. Мы полагаем, что кайнозойский вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50 млн лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Магеллановых гор, который характеризует процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основном теле гайотов формируются небольшие структуры 2-го порядка. Имеющиеся радиоизотопные определения для гайотов Магеллановых гор (рисунок), а также анализ обширного материала по возрастам вулканитов подводных хребтов, гор и островов Тихого океана [13] и Филиппинского моря [11], позволяют разделить крупный кайнозойский тектоно-магматический этап эволюции этих гайотов на 3 более мелких этапа. Предлагается выделить следующие тектоно-магматические этапы эволюции гайотов Магеллановых гор: 1 – позднепалеоцен-среднеэоценовый; 2 – позднеолигоцен-раннемиоценовый; 3 – среднемиоцен-позднемиоценовый.

Итак, выделенные на основании изучения вулканизма тектоно-магматические этапы гайотов Магеллановых гор в целом отвечают этапам эволюции Тихого океана.

Литература

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. *Голубева Э.Д.* Толейтовые базальты Тихого океана (петрология и геохимия). Владив-ок: ДВО АН СССР, 1990. 136 с.
3. *Голубева Э.Д.* Эволюция магматизма Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 132 с.
4. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.
5. *Мельников и др.* Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоок. Геол. 2000. № 5. Т. 19. С. 38–46.
6. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
7. *Плетнев С.П.* Палеогеография осадочных бассейнов западной части Тихого океана (поздний мел – кайнозой). Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Владивосток: Дальнаука. 45 с.
8. *Плетнев С.П. и др.* Геологическое развитие гайотов Магеллановых гор и сопредельных районов в меловое время // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Владивосток: Дальнаука, 2014. С. 251–253.
9. *Пуцаровский Ю.М.* О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 11. С. 13–18.
10. *Рашидов В.А. и др.* Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых Тихого океана // Вестник КРАУНЦ (Науки о Земле). 2003. № 1. С. 103–126.

11. *Сьедин В.Т., Мельниченко Ю.И.* Тектоно-магматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины // Физика геосфер: 7-ой Всерос. симпозиум (материалы докладов). Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405–417.

12. *Batiza R. et al.* Summary and index to petrologic and geochemical studies of LEG 61 basalts // *Init. Reps. DSDP*. 1982. V. 61. P. 829–839.

13. *Clourd V., Bonneville A.* Ages of Seamounts, islands and plateaus on the Pacific Plate (ver. 2.0. October 2000) // <http://www.ufp.pf/geos>.

14. *Initial Reports of the DSDP*. 1985. V. 85. 998 p.

15. *Koppers A.P. et al.* The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 163. P. 53–68.

16. *Pringle M.S.* Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // *Proc. ODP. Sci. Results*. 1992. V. 129. P. 389–404.

С.Н. Сычев^{1,2}, А.В. Рогов²

Первые данные структурно-кинематического анализа офиолитокластитового комплекса Рассошинской зоны (Омулевское поднятие, Восточная Якутия)

Омулевское поднятие расположено в пределах внутренней части Верхояно-Колымской складчатой системы, юго-восточной части коллизионного пояса Черского [1 и др.] и в тектоническом отношении представляет собой крупный горст северо-западного простирания. На юго-западе от Омулевского горста находится Иньяли-Дебинский синклиниорий, на севере структура скрыта под отложениями Момо-Зырянского прогиба, на востоке граничит с Приколымским поднятием. В центральной части Омулевского поднятия выделяется Рассошинский тектонический блок (зона), включающийся в состав Омулевского террейна и сложенный ордовикскими, девон-пермскими глубоководными базальтами и сланцами. С запада обнажается терригенно-карбонатный разрез палеозойской пассивной континентальной окраины Сибири (Гармычанская зона), с востока глубоководные базальты и сланцы позднего

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; sychev1986@yandex.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГБУ ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия; rog80@yandex.ru

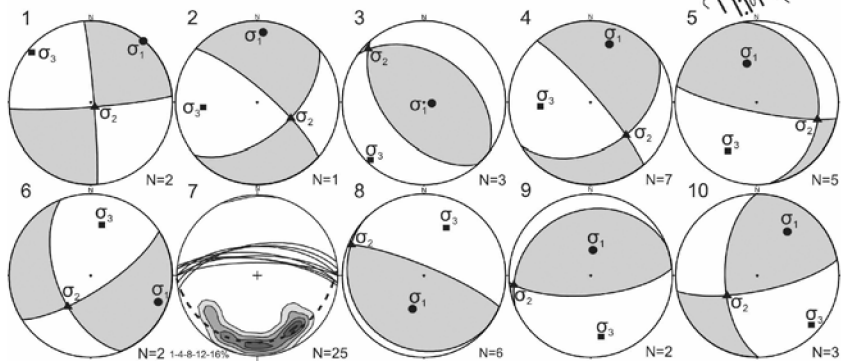
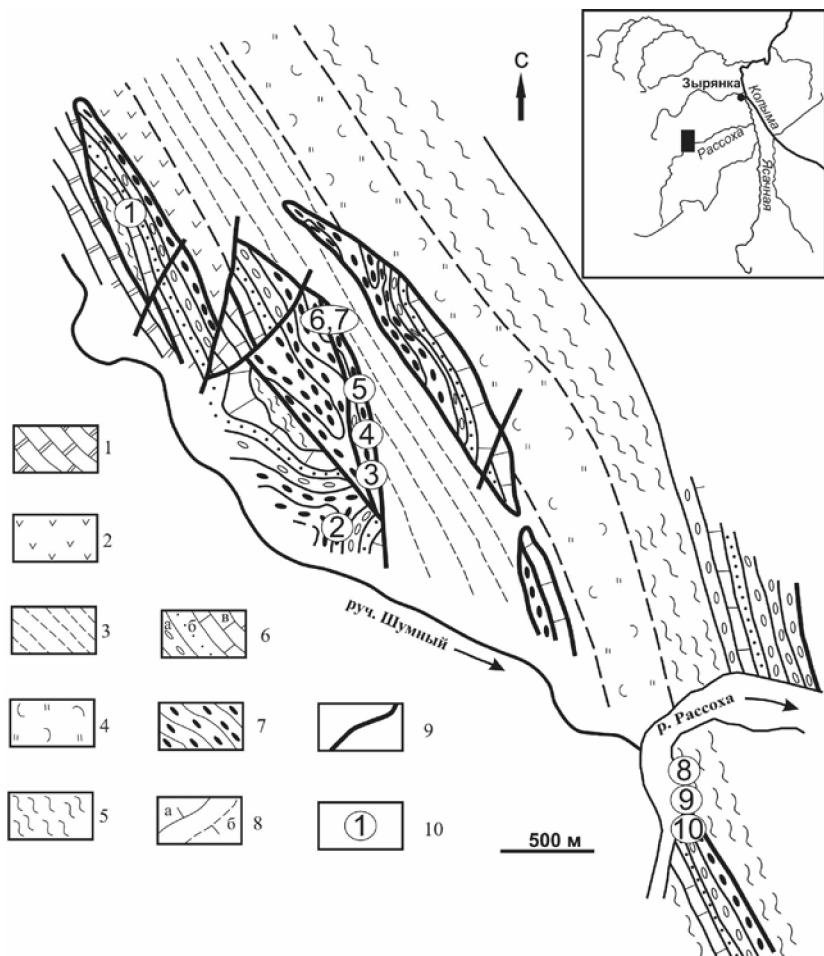


Рисунок. Схема геологического строения руч. Шумного, по [3].

1 – нерасчлененные отложения нижнего–среднего девона (известняки, доломиты); 2 – средний ордовик, булкутская толща (туфиты, туфы, туфопесчаники); 3 – нижний–средний ордовик, горельшевская толща (глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники); 4–6 – нижний ордовик: 4 – биикская толща (кремнистые аргиллиты, туфы базальтов), 5 – иченская толща (глинистые сланцы, филлиты), 6 – конгломератовая толща: а – валунно-галечные кварцитовые конгломераты, б – песчаники, в – известняки; 7 – кембрий (?) офиолитокластитовая толща; 8 – границы согласного залегания: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – разрывные нарушения; 10 – номер азимутальной проекции, соответствующий участку структурных измерений (нижняя полусфера, сетка Шмидта, под стереограммами количество замеров и оцифровка изолиний в процентах, σ_1 – ось растяжения, σ_2 – промежуточная ось и σ_3 – ось сжатия)

палеозоя – раннего мезозоя Арга-Тасского тектонического блока [1]. Эти различные геодинамические комплексы сочленены в сложной чешуйчато-надвиговой структуре. В пределах Рассошинской зоны выходит на дневную поверхность доордовикский офиолитокластитовый комплекс, описанный в единичных работах [2–4] и совершенно не изученный в структурном плане, который и исследовался в районе среднего течения реки Рассоха у впадения ручья Шумного (рисунок). Офиолитокластитовый комплекс Рассошинской зоны сложен переслаивающимися интенсивно деформированными зелеными песчаниками, гравелитами, конгломератами серпентинизированными или лиловыми с обломками гипербазитов, силицитов, яшм и примазками фуксита. Обломочные серпентинитовые комплексы в настоящее время описаны как в уже сформированных коллизионных поясах [5, 6], так и в современных зонах конвергенции [7, 8].

В районе ручья Шумный были проведены исследования структурных парагенезов: замеры шарниров мелкой складчатости (рисунок, 1 – 7) и индикаторов палеонапряжений (трещин скалывания (рисунок, 1 – 1-6, 8-10) и отрыва (рисунок, 1 – 7)), а затем проводилась их типизация и корреляция. По ориентировке борозд скольжения на трещинах скалывания вычислялись ориентировки главных осей напряжений в программе FaultKin v.6, а их кинематика интерпретировалась с применением критерия Андерсона [9].

Выявлены два главных типа деформаций: ранние пластические, представленные мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по трещинам скалывания и отрыва. Шарниры мелкой складчатости (3–10 см), сформированные на раннем этапе деформаций, располагаются закономерно, погружаются преимущественно в южных румбах, распределены по дуге большого круга (рисунок, 1 – 7) и обна-

руживают колчановидную складку, фиксирующую надвигообразование на север. На следующем деформационном этапе образовывались трещины скалывания, кинематика которых отражает взбросовые (рисунок, 1 – 3), сдвига-взбросовые (рисунок, 1 – 8, 9) и сдвиговые (рисунок, 1 – 1, 2, 4-6, 10) перемещения. На более позднем этапе происходило субмеридиональное растяжение, отмеченное по трещинам отрыва с характерной плюмовой структурой (рисунок, 1 – 7). Этап пликативных деформаций, вероятно, можно связать с силурийской аккрецией Рассошинского блока к пассивной окраине Сибирского континента. Основной этап структурообразования был проявлен в позднеюрское время, когда в результате закрытия Оймяконского бассейна изначально преобладали надвиговые (взбросовые) перемещения, которые по мере эволюции коллизионного процесса сменялись сдвига-взбросовыми, а затем сдвиговыми. В пост-юрское время образовались трещины отрыва, скорее всего, вследствие снятия нагрузки, связанной с орогенезом.

Офиолитокластитовый комплекс Рассошинской зоны является уникальным геолого-структурным объектом, позволяющим детально исследовать эволюцию Омудевского поднятия, т.к. на небольшой площади участка работ выявлены все этапы деформаций, выделенные В.С. Окс-маном для всего коллизионного пояса Черского [1].

Авторы благодарят А.Н. Москаленко (ИНоЗ СПбГУ) за обсуждение результатов исследований и конструктивную критику.

Литература

1. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.
2. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омудевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 4. С. 941–944.
3. Мерзляков В.М. и др. Геология и полезные ископаемые Рассошинской складчатой зоны. Магадан: СВКНИИ: ДВО АН СССР, 1987ф.
4. Штикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омудевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 5–27.
5. Abbat E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistoliths // *Sedimentary Geology*. 1970. V. 4. № 3/4. P. 521–557.
6. Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.
7. Fryer P.A. Synthesis of leg 125 drilling of serpentinite seamounts on Mariana and Izu-Bonin forearcs // *Proceedings of the Ocean Drilling Program // Scientific Results*. 1992. V. 125. P. 593–614.

8. *Lagabriele Y., Karpoff A.M., Cotten J.* Mineralogical and geochemical analyses of sedimentary serpentinite from conical seamount (hole 778A): implication for the evolution of serpentinite seamount // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results. 1992. V. 125. P. 325–342.

9. *Anderson E.M.* The dynamics of faulting and dike formation with application to Britain. Edinburgh: Oliver and Boyd, Wite Plains, 1951. 206 p.

Т.Ю. Тверитинова¹

Роль пологих дизъюнктивных нарушений в структуре рифейских метаморфических толщ Удинско-Колбинской зоны (Восточный Саян)

Роль пологих нарушений в структуре складчатых орогенов. В структуре складчатых орогенов, особенно их краевых зон, важная роль принадлежит пологим покровно-надвиговым нарушениям. В осевых зонах развиты преимущественно крутопадающие структуры сжатия (сдвиги, шовные зоны, сутуры) [1]. Дизъюнктивы, сформировавшиеся на стадиях формирования разрывно-складчатой структуры как внутренних, так и краевых зон орогенов, часто и на последующих стадиях их развития являются зонами активных перемещений. В условиях растяжения вдоль них закладываются сбросо-раздвиговые (рифтовые) системы, в условиях сжатия формируются структуры сжатия, выраженные как крутопадающими разрывами (сдвигами), так и относительно небольшими пологими надвигами и покровами. Практически всегда сжатие и растяжение сопровождается сдвиговыми перемещениями.

Геологическое строение Удинско-Колбинской зоны (УКЗ). Удинско-Колбинская зона – шовная структура на границе Сибирской платформы и обрамляющего ее с юго-запада Восточно-Саянского орогена [2]. Формирование УКЗ происходило в течение раннерифейской, байкальской, салаирской (раннекаледонской) и позднекаледонской тектономагматических эпох, соответственно с которыми в УКЗ сопоставляются структурно-формационные комплексы и структуры – раннерифейский Мурхойский, средне-позднерифейский Чатыгойский, кембрийские Киченский и Миричунский и девонские Агульский и Нерхинский грабены. По границе Мурхойского и Чатыгойского грабенов проходит

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

Главный Саянский разлом (ГСР), служащий основным краевым швом Сибирской платформы. Мурхойский грабен выполнен карбонатными сланцами мурхойской толщи, Чатыгойский – кристаллическими сланцами хорминской свиты, прорванными габброидами мадарского и гранитоидами саржинского интрузивных комплексов.

Фактический материал. Изученный участок располагается в зоне ГСР на границе Мурхойского и Чатыгойского грабенов. Объект исследований – структурно-текстурные особенности метаморфических (мурхойская и хорминская свиты) и, реже, интрузивных (габброиды мадарского комплекса) пород – зеркала скольжения с характерными бороздами скольжения и минеральным выполнением, жилы и структуры отрывного типа различного состава, ориентировка метаморфической полосчатости и сланцеватости. Проанализировано более пяти тысяч кинематических индикаторов. Выявлены основные максимумы морфокинематических систем, главные парагенетические семейства миницизьюнктивов, тектодинамические условия формирования выявленных структурных парагенезов. Большая часть зеркал скольжения отвечает позднейшим тектодинамическим условиям деформирования, определяющимся действием субмеридионального сжатия и субширотного растяжения при сдвиговом типе поля напряжений.

Характеристика складчатой структуры. Главной особенностью складчатой структуры метаморфических толщ в зоне ГСР на изученном участке является преобладание крутых падений метаморфической сланцеватости. Складчатая структура представлена складками преимущественно с крутым падением крыльев и крутопадающими, реже пологими шарнирами. Местами можно наблюдать множество мелких складок течения, часто изоклиналиных, с осевыми поверхностями, параллельными главной ориентировке сланцеватости. Местами выражены флексурные изгибы метаморфической полосчатости и сланцеватости также с крутопадающими и полого наклонными шарнирами. В региональной структуре распознается система крупных приразломных полускладок, отражающих правосдвиговую составляющую смещений по ГСР.

Сланцеватость образует сквозную систему, наследующую первичную метаморфическую полосчатость при крутом залегании или секущую ее при пологом залегании. Общий структурный план преобладающей крутопадающей сланцеватости соответствует северо-западной ориентировке ГСР. Изменение ориентировки сланцеватости до северо-северо-западного или северо-восточного простирания связано с наличием флексурных изгибов. Эти же зоны являются зонами повышенной концентрации отрывно-жилных структур.

Нарушенность дизъюнктивами. Наряду со складчатыми видами деформации в метаморфических породах повсеместно присутствуют в виде разрывных и трещинно-разрывных структур различного кинематического типа дизъюнктивные нарушения. Крупные разрывы выражены контактами толщ различного состава, зонами дробления, брекчирования и катаклаза. Древние разрывы залечены и распознаются по сложной невыдержанной хаотической структуре метаморфитов. Многие разрывы выражены зонами лимонитизации и глубокими линейными корами выветривания, мощность которых достигает многих десятков метров. Большинство небольших разрывов выражено секущими или согласными контактами фрагментов складчатой структуры. Среди трещин присутствуют различно ориентированные сколы, обычно сопровождаемые жильным выполнением, а также закономерно ориентированные по отношению к ним структуры отрывного типа. Основными максимумами, помимо главного (вдоль основного направления ГСР) выделяются сколовые структуры северо-северо-западного и северо-восточного простирания. Именно эти направления характерны и для статистически выраженных в ориентировке сланцеватости и метаморфической полосчатости. И это, вероятно, не случайно. Флексурные изгибы, с которыми связаны изменения ориентировки метаморфической полосчатости и сланцеватости, определяются, видимо, смещениями по главным сколовым структурам. Наряду с крутопадающими выявляется большое количество пологих дизъюнктивов в виде сколов, сопровождающихся формированием зеркал скольжения, жил и отрывов. Обычно там, где фиксируются пологие структуры разрывной природы, устанавливаются пологие залегания метаморфической сланцеватости, фрагменты полого залегающих замковых частей складок. Практически везде, где фиксируются пологие зеркала скольжения и полого залегающие фрагменты замковых частей складок, характерны пологие структуры отрывного типа, заполненные кварц-карбонатным материалом.

Кинематические типы минидизъюнктивов. Большинство сколовых структур, помимо того, что с ними связаны жилы и структуры отрывного типа, характеризуются широким развитием вдоль них различных зеркал скольжения с преобладанием сдвиговых смещений. По крутопадающим структурам северо-западной ориентировки чаще всего фиксируются правые сдвиги, северо-восточной – левые. В субширотной и субмеридиональной системах встречаются как правые, так и левые сдвиги. Большинство сдвиговых зеркал скольжения имеет также и вертикальную составляющую. Преобладание крутопадающих метаморфической полосчатости и сланцеватости, наличие флексурных изгибов, полускладок и складок с крутыми шарнирами связано со сдвиговым ти-

пом главной структурной основы ГСР. Увеличение содержания отрывно-жилных структур в зонах флексурных изгибов свидетельствует, что при сдвиговых перемещениях реализуется трансенсивная деформация и в зоне сжатия появляются субвертикальные структуры отрывного типа, служащие, вероятно, каналами поступления на верхние горизонты рудосодержащих флюидов. Пологие дизъюнктивы характеризуются различным направлением перемещений. Это покровные структуры, содержащие жилы, линзы и сложные узлы кварц-карбонатного материала, что указывает на реализацию в условиях сжатия также трансенсивной деформации, но уже с формированием пологих структур растяжения, являющихся потенциальными ловушками рудного вещества.

Переходы от крутопадающих структур к пологим устанавливаются в замковых частях складок, где видны соотношения первичной полосчатости и наложенной сланцеватости. Но большинство складок «растворились» в субвертикальном потоке кливажа сланцеватости. Пологие структуры, имеющие непрерывные связи с крутопадающими зонами, отчетливо наблюдаются в приповерхностной зоне. Они выглядят как «козырьки», которые воспринимаются на первый взгляд как структуры заваливания по склону. В этих «козырьковых структурах» очень хорошо виден резкий флексурный изгиб с изменением ориентировки сланцеватости от вертикальной до практически горизонтальной без нарушения внутренней структуры породы. При этом испытывает изгиб не только сланцеватость, но и согласные с ней жилы кварц-карбонатного состава. В зоне гипергенеза становится заметной повышенная степень выветривания пород, и по этой причине данные структуры хочется отнести к проявлению экзогенных процессов. Несомненно, что в формировании «козырьков» определенную роль принадлежит процессу заваливания масс по склону, но она не является главным фактором формирования «козырьков», а только, по-видимому, усиливает этот эффект при совпадении направления загиба «козырька» и погружения склона. Доказательством того, что при формировании подобных структур ведущая роль принадлежит тектоническому процессу, является наличие в структуре рудного поля, помимо однонаправленных «козырьков» также дивергентных «цветковых» структур. «Цветковая» структура представляет собой вертикальную корневую зону, из которой метаморфические толщи расходятся в разные стороны с пологим залеганием сланцеватости.

Структуры, похожие на «козырьки» в тектонических микститах, испытавших гипергенную переработку, описаны в работах [3 и др.]. В работе [3] приведен похожий на «козырек» случай переориентировки вертикальной делимости кварцевых порфиров (в виде вертикальных слайс-структур) в субгоризонтальную делимость, параллельную земной по-

верхности, который интерпретируется как формирование тектоноэлювиальных микститов – с первичной тектонической дезинтеграцией и последующим гравитационным перемещением по склону. Похожие структуры зоны ГСР формируются первично как структуры тектонические – это структуры тектонического выжимания в замковых частях складок (главным образом синклиналей) или флексурных изгибов – с последующей гипергенной переработкой (формирование по ним кор выветривания) и усилением выраженности структур на пологих склонах.

Выводы. Преобладание в рифейских толщах зоны ГСР вертикальных залеганий полосчатости и сланцеватости северо-западного простирания и ее интенсивная тектоническая выраженность как главной плоскости анизотропии с признаками разно направленных перемещений с преобладанием сдвиговых указывает на геодинамическую обстановку интенсивного сжатия и сдвига. Наличие субвертикальных структур отрыва указывает, что при деформации сжатия и сдвига местами формируются зоны растяжения. Присутствие пологих дизъюнктивов с зеркалами скольжения покровного типа и субгоризонтальными структурами отрыва, наличие «kozyрьковых» и «цветковых» структур в зонах структурных неоднородностей указывает на то, что внутри сдвиго-содвиговой зоны ГСР как геодинамические убежища формируются также пологие структуры отрыва. При деформации сжатия и сдвига идет перераспределение материала, в том числе рудного. Из зон сжатия происходит перемещение материала в крутопадающие и пологие зоны растяжения. Крутопадающие структуры растяжения, ориентированные поперечно или косо к направлению главной сланцеватости, осуществляется интенсивный восходящий поток ремобилизованного при сжатии вещества. В пологих структурах растяжения, формирующихся в условиях надвиговых полей напряжений, происходит максимальное нагнетание и осаждение вещества. Пологие нарушения являются неотъемлемой и важнейшей частью структуры ГСР сдвиго-содвигового типа.

Литература

1. *Расцветаев Л.М.* Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 136–140.

2. *Галимова Т.Ф., Пащикова А.Г., Поваринцева С.А., Перфильев В.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N–47–Нижеудинск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.

3. *Леонов М.Г., Цеховский Ю.Г., Пржиялговский Е.С., Полещук А.В., Лаврушина Е.В.* Полигенность гранитных кластитов. Сообщение 2. Вторичная гипергенная и тектоническая переработка гранитных кластитов // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 2. С. 186–204.

Ал.В. Тевелев¹, В.И. Федорчук¹, Арк.В. Тевелев¹

Кинематика и история формирования зон милонитов, ограничивающих Тараташский выступ архея на Южном Урале

Введение. Тараташский блок представляет собой единственный выход фундамента Восточно-Европейской платформы на Южном Урале и слагает комплекс основания уралид. Он сложен древнейшими из выведенных на поверхность на Урале образованиями – архейской эвлизит-пириболит-гранулитовой формацией, которая претерпела мигматизацию и диафторез эпидот-амфиболитовой фации [1, 4]. Тараташский блок имеет в плане форму неправильного тупоугольного треугольника, длинная сторона которого ориентирована меридионально, а тупой угол обращен на восток.

Ограничения Тараташского блока имеют двоякую природу. С запада он ограничен серией надвигов западной вергентности, а местами несогласно перекрыт бурзянской серией рифея. Восточная граница Тараташского выступа проходит по широким зонам тектонитов. Комплексы тектонитов были выделены В.И. Петровым с коллегами при проведении крупномасштабного геологического картирования (1975 г.) без собственного названия как серия зон милонитов и бластомилонитов, которые не только ограничивают Тараташский выступ с востока, но также пересекают слагающие его архейские толщи.

Идея о том, что Тараташский блок представляет собой индентор, пережимающий основные зоны Уральской складчатой системы, довольно очевидна и не раз описана. Известно, например, что Главный Уральский разлом на отрезке, расположенном севернее Тараташа, имеет левостороннюю компоненту, а южнее его – правостороннюю [2].

¹ Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@rambler.ru

Строение зон милонитов. По положению в структуре выделяются две основные зоны милонитов: Бельдишско-Куватальская фронтальная и Тагаякско-Тахтинская тыловая. Небольшие по протяженности и маломощные зоны тектонитов прослеживаются по всей территории Тараташского выступа. По данным крупномасштабных геологосъемочных работ мощность отдельных зон бластомилонитов может колебаться от первых дециметров до десятков и сотен метров.

Бельдишско-Куватальская фронтальная зона бластомилонитов непрерывной широкой (1.5–3 км) дугообразной полосой, выгнутой на восток, ограничивает весь Тараташский выступ с востока. Плоскопараллельные структурные элементы бластомилонитов и вся зона в целом погружаются в восточных румбах под углами 70–30°, в южном сегменте – более круто, в северном – более полого. Ориентировка полосчатости сохраняется по всей зоне, однако местами в ее пределах наблюдались [1] мелкие изоклинальные складки западной вергентности, а также зеркала скольжения со штриховкой сбросово-взбросового типа.

Тагаякско-Тахтинская тыловая зона тектонитов узкой (до 0.5 км) дугообразной полосой, выгнутой на запад, сечет метаморфиты Тараташского выступа в меридиональном направлении. Она также погружается на восток и структурно разделяет две крупных антиклинали в пределах Тараташского выступа: Куватальско-Лысогорскую и Тураташскую. В центральной своей части Тагаякско-Тахтинская зона располагается практически ортогонально к осям этих складок, а на концах косо срезает их крылья. Скорее всего, Тагаякско-Тахтинская зона имеет левосдвиговую компоненту, за счет которой ось Куватальско-Лысогорской антиклинали оказалась смещенной на север относительно оси Тураташской антиклинали на 7.5 км.

В строении этих зон участвуют диафторированные в разной степени тектониты, которые, как считается, имеют разный возраст [1], что позволяет выделить по крайней мере два комплекса тектонитов. Более ранний – бельдишский комплекс представлен, главным образом, бластомилонитами по метаморфическим породам тараташской серии, диафторированным до эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Наряду с новообразованными эпидотом, сине-зеленой роговой обманкой, альбитом и олигоклазом бластомилониты содержат реликты первичных метаморфических пород – мелкие порфиробласты пироксенов, кварца, плагиоклаза. Более поздний – тукмаликский комплекс сложен преимущественно милонитами и ультрамилонитами по метаморфическим породам, диафторированным до зеленосланцевой фации метаморфизма. Эти поздние милониты состоят, как правило, из тонкоперетертого, интенсивно хлоритизированного материала.

Кинематика зон тектонитов, ограничивающих Тараташский блок, разработана еще недостаточно. По мнению В.И. Петрова (данные геологической съемки, 1975 г.) формирование зон зеленосланцевого рассланцевания проходило при кинематике смещения, обратной той, при которой формировались зоны бластомилонитов первой фазы. Основанием для такого вывода послужило обнаружение в бластомилонитах реликтов мезоструктур сбросового характера, то есть структур растяжения.

Поскольку изучение мезоструктурных элементов зон тектонитов затруднено плохой обнаженностью, мы изучили микроструктуры в ориентированных шлифах. Ориентированные образцы (34 шт.) были отобраны из керна скважин, пробуренных Магнитогорской ГРП ГОП ОАО "ММК" в районе пос. Куватал, то есть в восточной вершине треугольника Тараташского выступа. Вертикальная ось образцов ориентировалась вниз по керну (скважины вертикальные), а направление на восток выбиралось соответственно направлению падения полосчатости бластомилонитов, поскольку таково их общее падение, зафиксированное наземными наблюдениями и разрезами по профилям скважин.

Для выявления кинематически информативных микроструктур были проведены исследования ориентированных шлифов, которые выпиливались в вертикальной плоскости поперек полосчатости, поэтому в них видны только структуры, образовавшиеся при движениях, имеющих сбросовую или взбросовую компоненту. Основные структуры, позволяющие судить о кинематике движений при милонитизации, это закрученные порфиробласты, элементы текстуры, подобные "пул-апартам", полосы кулисно расположенных чешуек биотита, кинк-зоны в порфиробластах. Обнаруженные микроструктуры имеют и правостороннюю, и левостороннюю кинематику. Из девяти информативных ориентированных шлифов в шести микроструктуры соответствуют сбросовым движениям, в двух – взбросовым, а в одном отмечались повороты скоплений зёрен в обе стороны. Аналогичные, но исключительно взбросовые микроструктуры в милонитах упоминаются Ю.Л. Ронкиным с коллегами [3].

Восстановление палеополей напряжения предполагало изучение анизотропии физических свойств пород. Измерение анизотропии магнитной восприимчивости проводилось на каппа-мосте AGICO MKF1-A в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ. Магнитная восприимчивость бластомилонитов измерялась по трём направлениям, соответствующим эллипсоиду анизотропии. Считается, что эллипсоид анизотропии магнитной восприимчивости подобен эллипсоиду напряжений, которые действовали на породу. Его короткая ось соответ-

ствует оси максимального сжатия, а длинная – оси максимального растяжения. Короткая ось полученного обобщенного эллипсоида, интерпретируемая как ось сжатия, погружается на юг под углом около 40°, а длинная ось – ось растяжения – падает на север под углом около 50°. То есть и сжатие, и растяжение ориентированы меридионально.

Измерение скоростей прохождения сейсмических волн проводилось в Лаборатории волновых процессов геологического факультета МГУ на акусто-полярископе. Измерения производились по трём направлениям, перпендикулярным граням кубика. Считается, что максимальной скорости продольных волн соответствует направление оси сжатия, а минимальной – оси растяжения. Выяснилось, что продольные волны в изученных образцах имеют максимальную скорость в меридиональном направлении, а их скорости в широтном и вертикальном направлениях примерно одинаковы. Таким образом, распределение скоростей продольных сейсмических волн можно аппроксимировать одноосным эллипсоидом, длинная ось которого, указывающая направление сжатия, ориентирована меридионально.

Интерпретация полученных данных основывается на нескольких следствиях из проведенных исследований. Во-первых, микроструктурные данные подтверждают идею о том, что зоны милонитов формировались по крайней мере в два этапа. Во-вторых, показано, что перемещение блоков на этих этапах имели противоположный знак. В-третьих, широтное сжатие, которое должно было иметь место при формировании индентора, по анизотропии физических свойств пород не обнаруживается. В-четвертых, бластомилониты бельдишского комплекса известны почти исключительно в Бельдишско-Куватальской фронтальной зоне, милониты тукмаликского комплекса – повсеместно.

Последовательность образования комплексов милонитов достаточно очевидна. На первой стадии (в условиях растяжения, которое сопровождалось регрессивным метаморфизмом до эпидот-амфиболитовой фации) формировались бластомилониты бельдишского комплекса, а на второй стадии (в условиях сжатия и диафтореза до зеленосланцевой фации) – милониты тукмаликского комплекса. Таким образом, первая стадия, скорее всего, отвечает времени эксгумации метаморфитов Тараташского блока на границе раннего протерозоя и рифея. В это время тектониты формировалась в зоне пологого сброса. Вторая стадия отвечает этапу позднепалеозойской коллизии, когда Тараташский блок играл роль индентора, при этом южный сегмент Бельдишско-Куватальской зоны должен был иметь правосдвиговую кинематику, а северный – левосдвиговую. В это время и формировались милониты тукмаликского комплекса,

причем местами поздняя милонитизация была наложена на ранние бластомилониты бельдишского комплекса.

Литература

1. *Ленных В.И., Петров В.И.* Новые данные о магматизме и метаморфизме пород западного склона Южного Урала в связи с историей его тектонического развития // Магматизм и тектоника Южного Урала. М.: Наука, 1974. С. 129–141.

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

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

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

**Арк. В. Тевелев¹, С.С. Попов¹, Ал. В. Тевелев¹,
И.А. Прудников¹**

Новейшие транзитные впадины северной периферии Южного Урала

Исследования, проведенные в рамках программы ГДП-200, имели целью восстановление новейшей тектонической истории области перехода между горными сооружениями наиболее поднятой северной части Южного Урала и холмистой равниной Уфимского плато. Эти резко различающиеся по морфологическому облику территории дренируются почти параллельными долинами крупнейших рек региона – Ая и Юрюзани, строение и четвертичное выполнение которых дает наиболее информативный материал о новейшем развитии этой переходной области.

Река Ай – приток четвертого порядка Волги, длина реки 549 км, общее падение – 714 м, площадь бассейна – 15 тыс. км². По физико-географическим условиям долина реки делится на горную (от истока на склоне массива Большой Иремель до села Лаклы) и равнинную (до устья) части. Горное обрамление долины представлено складчатыми

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия; arctevelev@rambler.ru

горами и предгорьями зоны Уралтау. В продольном профиле реки на этом отрезке четко выделяются два сегмента – верхний, где речная долина, видимо, наследует долину ледникового стока, и нижний, эрозионный сегмент. Равнинная часть расположена в южной половине меридионального Айско-Сылвенского прогиба, который река пересекает по диагонали от устья р. Лаклы до пос. Метели, а далее продолжается на запад до слияния с Уфой через сильно изрезанную гряду Абалаш на северном погружении Каратауского кряжа. Средний уклон реки уменьшается с 4.3 % в истоке до 2.2 % у с. Лаклы и до 1.3 % в нижнем течении.

Рельеф бассейна Ая четко вписан в тектоническую зональность региона и коррелируется с комплексами молодых образований, развитых в пределах поверхностей выравнивания и сочленяющих их склонов. Для речных долин переходной области характерно доминирование первой надпойменной террасы при достаточно фрагментарном развитии более высоких уровней. Аллювий первой террасы является зачастую единственным источником информации о позднеплейстоценовой тектонике региона и ее отражении в седиментационном режиме речных долин.

Более древние, долинные и водораздельные поверхности, гипсометрически хорошо выдержаны и соответствуют последовательным этапам планации региона. Всего в изученной части бассейна р. Ай выделяются пять отчетливо выраженных гипсометрических уровней: Зигальгинский (выше 800 м), Бакальский (580–620 м), Ямантауский (около 500 м), Лаклинский (400–450 м) и Айлинский (340–370 м). Только нижняя, Айлинская поверхность, и отчасти Лаклинская, покрыты относительно мощным полифациальным чехлом, а на более высоких уровнях развиты преимущественно элювиально-делювиальные образования.

Эти поверхности явно сопоставляются с полями распространения коренных пород определенного литологического состава и денудационной прочности, которые отчасти (но не полностью) коррелируются со свитами фундамента. Верхнепалеозойские толщи залегают в пределах Уфимского плато относительно полого, и вскрыты денудацией в порядке их залегания и устойчивости. Додевонские комплексы выходят на дневную поверхность только в приподнятых блоках и выпадают из рассмотренной последовательности.

Исходя из того, что долина Ая последовательно, от истока к устью, сначала вписана в горный рельеф, затем его пересекает, переходя через серию довольно глубоких впадин, а затем, на устьевом участке, снова пересекает гористое плато, можно предполагать достаточно молодой возраст рельефа – более молодой, чем исходный возраст долины. В та-

Таблица. Пространственное соответствие комплексов фундамента и четвертичных образований в средней части долины Ая

Четвертичные образования		Основные подстилающие комплексы фундамента		
Название	Возраст	Название и возраст	Литологический состав	Устойчивость к эрозии
Делювиально-аллювиальные образования	daIII-H	Зилимская свита D ₃ fm Верхний карбон C ₃	Известняки, битуминозные доломиты Карбонаты	Слабая
Аллювиальные отложения I н/п (режевской) террасы	aIIIv-Hgr	Шариповская свита P ₁ sk Чигишанская свита P ₁ as	Тонкий флиш с прослоями известняков Тонкие кластиты, мергели, известняки	слабая
Элювиальные, делювиальные, болотные образования Айлинской поверхности	e.d.pl ^A I-III	Зилимская свита D ₃ fm	Известняки, битуминозные доломиты	Относительно слабая
Элювиально-делювиальные образования Лаклинской поверхности (400 м)	ed ^I I-III	Терригенно-карбонатная толща C ₂ ti	Известняки, переслаивающиеся с аргиллитами, мергелями	Средняя
Элювиально-делювиальные образования Ямангауской поверхности	ed ^Y E-III	Урюкская свита V-€	Песчаники с прослоями конгломератов, алевролиты, аргиллиты	Относительно высокая
Элювиально-делювиальные образования Бакальской поверхности	ed ^B E-III	Зильмердакская свита RF ³	Грубые кластиты и доломиты	Высокая

ком случае, самые древние и относительно молодые отложения долины должны иметь разную фациальную зональность, и, так или иначе, отражать в своем строении перелом в морфологической обстановке аллювиального осадконакопления. По нашим данным, это событие приходится на ранний плейстоцен и фиксируется переработкой исходной денудационной поверхности, которая в северной части региона сохранилась в виде обширной, степной по облику Айлинской поверхности выравни-

вания, а в южной, горной части, существенно фрагментирована и поднята до уровня Лаклинской поверхности.

Проблема транзитных впадин

Для регионов, в которых развиты градиентные неотектонические зоны, вдоль которых сопрягаются области региональных поднятий и погружений, важно понимание механизмов перехода от одних к другим. Исследования показывают, что формальное представление граничной области в виде единой высокоамплитудной флексуры, как это принято во многих неотектонических обобщениях, неадекватно. На примере границы Южно-Уральской горной области и Айско-Сылвенской депрессии Уфимского плато мы видим, что этот переход сопровождается взламыванием исходных поверхностей выравнивания и формированием серий транзитных (переходных) впадин, морфология которых отражает региональные динамические обстановки. На изученной территории транзитные впадины имеют субмеридиональное простирание, образуют закономерные левокулисные ряды и могут быть следствием сдвиго-сбросовых деформаций фундамента. К таким неоструктурам мы относим впадины Лаклинскую, Таннаш и Турналинскую в бассейна р. Ай, и Каратавлинскую, Малоязскую и Ахуновскую впадины в бассейна р. Юрюзань.

Турналинская впадина

Особое место в строении четвертичного чехла района занимает Турналинский бассейн – скорее всего молодой грабен – сформированный в районе выхода Ая в Айско-Сылвенскую депрессию. Днище Турналинского грабена практически повсеместно представлено первой террасой р. Ай позднплейстоценового возраста, в которую врезаны позднеголоценовое русло реки и раннеголоценовый старичный комплекс. Только на северной излучине река прорезает более древние аллювиально-пролювиальные формы, планированные под уровень третьей террасы. Строение отложений первой террасы резко отличается от строения более древнего пролювия. Первая терраса сложена типичным аллювием, представленным русловыми и пойменными фациями, а также фациями русловых валов и, реже, старичным аллювием, а аллювиально-пролювиальные осадки характеризуются менее регулярной слоистостью, наличием щебнисто-дресвяных линз, прослоев и послонных цепочек галечно-щебнистого материала, и, в то же время, наличием суглинистых, вплоть до лессовидных, пачек. Река в пределах впадины интенсивно меандрирует и неоднократно расщепляется до образования многоканальной сплетенной системы, а аллювий террасы вниз по реке надстраивается горизонтально-слоистыми песчаными пачками. Все эти

признаки подтверждают конседиментационное погружение Турналинской впадины.

Каратавлинская впадина

В долине р. Юрюзань близким структурным аналогом Турналинской впадины является Каратавлинская впадина, протягивающаяся в западной части района от пос. Алькино до пос. Малояз. Здесь узкая долина реки, образующая глубокие врезанные меандры, входит в прямоугольную впадину, ориентированную поперек долины. Строение и вещественный состав долинных образований при этом резко меняются, демонстрируя переход от энергичного потокового врезного режима к спокойному бассейновому аккумулятивному.

Каратавлинская впадина – первое крупное и хорошо организованное расширение долины Юрюзани при выходе реки из горной части ее бассейна в равнинную. В пределах впадины основной уровень первой террасы реки повышается вниз по течению от 4 м до 6–7 м, т.е. поверхность террасы более пологая, чем профиль русла. В целом отложения самого высокого уровня террасы представлены мелкообломочным, слабо дифференцированным материалом, что говорит, вероятно, о застойных условиях их образования. Это соответствует современным потоковым параметрам русла реки, показывающим резкое снижение скорости течения у северо-восточного замыкания впадины. В аллювии 4-метровой террасы выявлена более полная дифференциация материала и наличие русловых фаций. Пойменный аллювий показывают достаточно энергичный режим потоковой седиментации. Вблизи дер. Каратавлы, в области захода реки во впадину, обнаружены глубокие палеоврезы, полностью заполненные обломочным материалом – пролювиальным, делювиальным и склоновым. Обнаружено активное смещение русла Юрюзани на фронте входного меандра, которое может привести к очередной планации впадины на уровне современной поймы реки. Линейные ограничения впадины, соответствующие мощным разрывам фундамента, придают ей пулл-апартовый облик.

В северо-западном направлении Каратавлинская впадина кулисно подставляется более крупной Малоязской впадиной, в строении аллювиального заполнения которой прослеживаются те же особенности, что и в Турналинской: в единой по облику долине выделяются последовательные сегменты, в каждом из которых поверхность высокой пойменной террасы *положе* продольного профиля реки. Поэтому на границах сегментов высота террасы скачком уменьшается, а затем наращивается за счет наслаивания самых молодых пачек песчаного аллювия. Такое строение отражает продолжающееся и в голоцене дифференцированное пригибание дна впадины.

Турбидиты нижнерифейской айской свиты (Южный Урал)

Айская свита выделена М.И. Гаранем в 1939 г. в обрамлении Тараташского выступа и является частью стратотипического разреза нижнего рифея. В типовых разрезах она представлена разнозернистыми полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками и алевролитами, полимиктовыми конгломератами и гравелитами, сланцами глинистыми, филлитовидными, часто углеродистыми; единичны прослой песчанистых доломитов. Айская свита имеет главным образом тектонические контакты с архейским тараташским комплексом, вверху она согласно перекрывается серыми доломитами саткинской свиты. Возрастной интервал пород айской свиты остается дискуссионным. Наши датировки по цирконам из дацитов нижней части свиты дали возраст 1415 млн лет [1]. Несмотря на почтенный возраст, терригенные породы айской свиты метаморфизованы слабо, поэтому их детальный анализ дает информативный материал о строении и развитии древних турбидитных систем, тем более что в породах обнаруживаются разномасштабные потоковые фации от грубозернистых конгломератовых до тонкозернистых аргиллитовых.

Объектом детальных исследований явился хорошо обнаженный разрез верхней части айской свиты в стенках и днище карьера, расположенный на 8 км трассы Магнитка – Куса. В пределах карьера составлена детальная геологическая карта айских отложений, представленных главным образом конгломератами, песчаниками и черных аргиллитами, образующими нормально залегающую моноклираль с падением на ЮЮВ под углом 50–70°. Этот набор литологических разностей с характерными типами переслаивания позволяет отнести отложения к средней «чудинской» подсвите айской свиты. Типы переслаивания и соотношения пород существенно изменяются по разрезу – это чередование аргиллитов и алевролитов, чередование тонких аргиллитов и среднезернистых, редко гравелитистых песчаников, линзы аргиллитов в песчаниках. Также отмечены латеральные фациальные переходы между песчаниками, гравелитами и конгломератами в северной стенке карьера. Выше залегают горизонтально и косослоистые серые известняки, ха-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; arctevelev@rambler.ru; atevelev@rambler.ru

² Компания Шлюмберже Лоджелко Инк.

рактер контакта с которыми остается неясным. Моноклиальная толща осложнена крутопадающим (70°) разрывом ЮЮВ простираения и прорвана дайками габбро и перидотитов, относящихся к Кузино-Копанскому интрузивному комплексу. По литологическим и структурным характеристикам в разрезе общей мощностью 210 м выделено 19 слоев, которые, в свою очередь, объединены в пять различных по строению пачек.

В целом, большая часть отложений изученного разреза являются продуктом турбидитных потоков, некоторые части разреза можно рассматривать как темпеститы с хаммоки-стратификацией, значительная часть тонкозернистых пород визуально кажутся фоновыми осадками, но под микроскопом обнаруживают тончайшую градационную структуру и должны описываться как тонкозернистые (fine-grained) турбидиты.

Основными компонентами данной турбидитной толщи являются конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. По литологическому составу и характеру осадочных структур в породах было выделено семь литофаций:

1. **Gms** – конгломераты массивные, местами в верхних частях градационные, с глинистым матриксом.
2. **Gm** – гравелиты массивные, местами неясно слоистые.
3. **Sm** – песчаники массивные.
4. **Sms** – песчаники средне-крупнозернистые, массивные, плотные, с градационной текстурой.
5. **Shs(In)** – переслаивание градационных песчаников и углеродистых аргиллитов.
6. **Fl** – аргиллиты тонко-косослоистые.
7. **Fh** – аргиллиты тонко-параллельно-слоистые.

Литологический состав изучаемых песчаных пород однообразен – это аркозовые, субаркозовые и граувакк-аркозовые песчаники. Основными породообразующими минералами являются кварц, калиевый полевой шпат, олигоклаз, мусковит. Литокласты представлены обломками гранитов и кислых эффузивов. Мы предполагаем, что источник сноса для пород разреза был постоянным, а флуктуации минерального состава и состава обломков являются, скорее всего, результатом осадочной дифференциации. С увеличением размера обломков (зерен) увеличивается содержание литокластов. Первичный цемент пород глинистый, гидрослюдисто-хлоритовый. Редко отмечен вторичный кальцитовый, а также сидеритовый цемент.

Практически во всех элементах разреза обнаруживаются следы потоковой деятельности. Характерными и часто встречающимися являются

ся градационные стратификации, причем выраженные в породах разной зернистости – от грубообломочных кластитов до аргиллитов. Полные ритмы Боумы редки и встречены только в среднезернистых турбидитах. Наблюдаются амальгаматы из слоев А и В последовательности Боумы, но во многих ритмах отсутствуют песчаные элементы, и их базальный слой С представлен скорее алевролитом. Пачки линзовидного переслаивания песчаников и аргиллитов напоминают флазерные структуры и хаммоки-стратификации. Интереснейшие микроградационные стратификации алевро-аргиллитов включают, возможно, все элементы тонкозернистых турбидитов Д. Стоу и Г. Шанмугама – от Т₃ до Т₈. Степень выраженности градационной слоистости возрастает снизу вверх, вероятно вследствие того, что поток приобретал более турбулентный режим. Наилучшим образом градационная слоистость проявлена при слабой общей сортированности осадка. Встречаются сингенетические текстуры, возникающие в результате деформаций, связанных с процессами течения, эрозии и оползания.

Анализ литологического состава, осадочных структур, а также их изменения вверх по стратиграфическому разрезу позволяет смоделировать строение и эволюцию бассейна осадконакопления средней части айской свиты. Исходя из расположения фаций, свойственных определенным частям турбидитной системы в плане, можно сделать предположение о СЗ-ЮВ направлении движения потоков (в современных координатах).

Формирование отложений турбидитной системы, скорее всего, началось во вторую половину айской эпохи. В этот период началось формирование рифтового бассейна и область седиментации испытывала постепенное погружение. Положение краевых сбросов Айского рифта остается неясным. Естественно полагать, что они были врезаны в будущее Тараташское поднятие, но нельзя исключить, что Тараташский блок был экзугумирован как метаморфическое ядро калифорнийского типа по системам пологих сбросов (детачментов). Погружение рифтового бассейна в любом случае сопровождалось поднятием расположенной западнее (в современных координатах) территории, которая служила областью сноса и источником питания. Образовывались узкие каньоны, по которым реками сносилось большое количество грубообломочного материала. Вероятно, что размыву подвергались кислые магматические породы, непосредственно в которых формировался сам рифт, о чем свидетельствуют полученные датировки из галек конгломератов (около 2 млрд лет), соответствующие возрасту плутонических пород Тараташского массива [2]. Данный этап характеризуется быстрой седиментацией из высокоплотных и относительно высокоскоростных тур-

бидитных потоков – происходит накопление грубого материала в главном питающем канале. Со временем, по мере заполнения бассейна и формирования широкого днища рифта, а также пропагации рифта в СЗ направлении, процессы седиментации становятся более глубоководными. Вверх по разрезу наблюдаются лишь продукты низкоплотных и относительно низкоскоростных потоков. Маломощные слои, представленные средне-крупнозернистыми песчаниками, возможно связано с формированием русловых меандрирующих каналов в днище турбидитных каньонов [4]. Эти породы являются продуктом значительно менее энергичных потоков, по сравнению с теми, которые отвечали за образование конгломератов. В результате относительного понижения уровня дна начинают доминировать относительно тонкие и фоновые осадки. Исчезают текстуры ряби и прочие следы активной потоковой деятельности. Дальнейшее погружение и, соответственно, развитие трансгрессии в кисеганское время привело к накоплению глинистых осадков, которые выше по разрезу переходят в карбонатные отложения саткинской свиты.

Существование подобных обстановок формирования турбидитных систем не является единичным в геологической истории. Тектонические обстановки образования, а также набор контрастных фаций турбидитной системы Ондарроа мезозойско-палеогенового возраста, расположенной в северо-восточной части Баско-Кантабрийского бассейна северной Иберии [5], и рассматриваемой в настоящем сообщении системы во многом похожи. Это говорит о том, что сходные турбидитные системы образовывались в различных областях в различное геологическое время и вышеописанные механизмы и обстановки являются достаточно характерными для формирования турбидитов.

Литература

1. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Хотылев О.А., Тевелев Арк. В., Прудников И.А. Особенности строения и эволюции айского вулканического комплекса рифея (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 5. С. 19–28.
2. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И. Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 27–42.
3. Stow D.A.V., Shanmugam G. Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments // *Sedimentary Geology*. 1980. V. 25, Is. 1–2. P. 23–42.

4. McHargue T., Pyrcz M.J., Sullivan M.D. et al. Architecture of turbidite channel systems on the continental slope: Patterns and predictions // *Marine and Petroleum Geology*. 2011. V. 28. P. 728–743.

5. Agirrezabala L.M. and Garcia-Mondejar J. A coarse grained turbidite system with morphotectonic control (Middle Albian, Ondarroa, northern Iberia) // *Sedimentology*. 1994. V. 41. P. 383–407.

Травин В.В.^{1, 2}, Козловский В.М.³

Признаки синметаморфического образования даек базитов на примере даек Беломорского подвижного пояса

Представления об образовании разрывов и даек в «холодной», а потому хрупкой земной коре, широко распространены; весьма четко они сформулированы в работе [1], где на основе различных данных, в том числе и на данных о температурах «размягчения» (softening) основных породообразующих минералов гранитоидов – кварца и полевого шпата (300 °С и 450 °С соответственно) – доказывается, что максимальная глубина разрыва расположена в пределах глубинного диапазона фации зеленых сланцев. Эти представления глубоко укоренились в сознании геологов, а работы, в которых показана возможность внедрения даек в метаморфизируемую и испытывающую пластические деформации гранитоидную раму [2, 3 и др.], остаются малоизвестными.

На Западном побережье и островах Белого моря (Красная губа и район села Гридино) нами были изучены дайковые комплексы раннепротерозойского возраста, в том числе дайки реперного комплекса магнезиальных лерцолитов – габбро-норитов (2.36–2.44 млрд лет), и более молодых железистых гранатовых метагаббро.

Образование разрывов в метаморфизируемых и испытывающих пластические деформации гнейсогранитах с последующим заполнением их базитовым расплавом (образованием даек базитов) и деформациями подтверждается данными изучения структурных особенностей разры-

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия; vetg@list.ru

² Петрозаводский государственный Университет (ПетрГУ), Петрозаводск, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия; bazil@igem.ru

вов и даек. Критерием синдеформационного, в условиях амфиболитовой фации, синметаморфического образования даек явились сложность и разнообразие их первичных форм [4, 5 и др.], а признаком деформаций даек в состоянии остывающего расплава – магматические, без признаков деформаций, структуры пород интенсивно деформированных даек комплекса перцолитов – габбро-норитов [6, 7 и др.].

Сложные формы даек базитов и ранее рассматривались как признаки их синметаморфического внедрения в гранитоиды [3, 8 и др.]. Широкое разнообразие сложных форм даек связывались с их деформациями в короткий период времени между внедрением и окончательным затвердеванием, в качестве индикаторов синметаморфического и, вероятно, синдеформационного внедрения даек рассматривались также цепи чечевицеобразных тел базитов [9].

Выводы о синметаморфическом внедрении даек БПП не являются принципиально новыми. Уже в 30-х годах прошлого века высказывались идеи о внедрении базитовых расплавов в метаморфизируемые и деформируемые гранитоиды [10]. Сложная форма штокообразных и дайкообразных интрузивов базитов Западного Беломорья (более поздних, чем габбро-нориты) и характер соотношений их с мигматитами (согласные тела могут быть осложнены тонкими апофизами, секущими вмещающие складчатые мигматиты) привели Н.В. Янковскую к выводу о том, что внедрение основной магмы происходило позднее образования мигматитов, но до полной их раскристаллизации [11]. К выводу о внедрении даек в неполностью консолидированную гранитоидную раму пришел позже В.С. Степанов [12].

Магматические структуры деформированных даек Восточной Гренландии упоминаются Д. Бриджутером и Дж. Майерсом [2], однако в качестве критерия синметаморфического внедрения базитов авторы рассматривают сложные формы даек. Вместе с тем, магматические структуры деформированных даек представляются более убедительным свидетельством их синметаморфического внедрения, чем сложные формы полностью метаморфизованных даек, которые могли образоваться при наложенных синметаморфических деформациях, существенно оторванных во времени от стадии их внедрения.

На синметаморфическое внедрение даек комплекса железистых гранатовых метагаббро может указывать и соотношение условий метаморфизма этих даек и вмещающих пород, изученные в районе Чупинской и Красной губ Белого моря. Регулярно, во вмещающих породах отмечается проградная зональность сосуществующих метаморфических минералов, при этом пику метаморфизма соответствуют *P-T*-параметры, полученные по самым внешним зонам зональных кристал-

лов. В дайках же, секущих эти породы, бывают установлены аналогичные P – T -параметры метаморфизма. Но важно то, что эти параметры получены не по краевым, а по центральным зонам зональных кристаллов. Следовательно, дайки базитов не проходили путь проградных метаморфических преобразований вместе с вмещающими породами, а внедрились на пике метаморфизма. При этом, в дайках метагаббро хорошо сохраняются магматические структуры, но нет реликтов магматических минералов.

Прямым указанием на синметаморфическое внедрение даек комплекса железистых гранатовых метагаббро может служить совпадение возрастов, полученных по метаморфическим минералам из рассланцеванных вмещающих амфиболитов и из даек, конформно залегающих в этих рассланцованных амфиболитах [13]. Sm-Nd изохроны амфиболитов в зоне рассланцевания показали возраст 1857 ± 13 млн лет (вал-гранат-амфибол), а даек – 1855 ± 19 млн лет (вал-гранат-клинопироксен).

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 17-05-00329.

Литература

1. *Scholz C.H.* The brittle-ductile transition and the depth of seismic faulting // *Geol. Rundsch.* 1988. В 77. N 1. P. 319–328.
2. *Brigwater D., Myers J.S.* Outline of the Nagssugtoqidian mobile belt of East Greenland // *Grøn. Geol. Unders.* 1979. Rap. 89. P. 9–18.
3. *Ryan B.* Morphological features of multigeneration basic dykes near Nain, Labrador: clues to original emplacement mechanism and subsequent deformation // *Precam. Res.* 1995. V. 75. P. 91–118.
4. *Травин В.В.* Формирование разрывов в условиях высокотемпературного регионального метаморфизма на примере малых структурных форм Западного Беломорья // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI Тект. совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 237–238.*
5. *Травин В.В., Докукина К.А.* Дайки базитов района села Гридино, западное Беломорье: условия внедрения и особенности деформаций // *Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минералогия (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2005. С. 302–305.*
6. *Травин В.В., Козлова Н.Е., Степанов В.С.* Деформации и метаморфические преобразования даек комплекса лерцолитов-габброноритов о-ва Избная Луда (Западное Беломорье) // *Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания “Петрография XXI века” (г. Апатиты, 20–22 июня 2005 г.). Т. 3. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 2005. С. 262–264.*
7. *Травин В.В.* Образование даек базитов в условиях метаморфизма вмещающих гнейсов: данные изучения раннедокембрийских даек района села Гридино

но, Беломорский подвижный пояс // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2014. С. 236–240.

8. *Hanmer S., Scott D.J.* Structural observation in the Gilbert River belt, Grenville Province, southeastern Labrador // *Geol. Surv. Can. Pap.* 1990. 90-C. P. 1–11.

9. *Nash D.* An interpretation of irregular dyke forms in the Itivdleq shear zone, West Greenland // *Grøn. Geol. Unders.* 1979. Rap. 89. P. 77–83.

10. *Косой Л.А.* Геолого-петрографический очерк Керетского района Северной Карелии // *Уч. Зап. ЛГУ. Сер. Геол.-почв. Наук.* 1938. № 26. Вып. 6. С. 65–103.

11. Геология СССР. Т. XXXVII. Карельская АССР. Часть I. Геологическое описание. М.: ГОНТИ, 1960. 740 с.

12. *Степанов В.С.* Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Доклад Северн. Карелии. Петрозаводск. КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.

13. *Козловский В.М., Травин В.В., Корпечков Д.И., Зайцева М.Н., Курдюков Е.Б., Травин А.В., Терентьева Л.Б., Саватенков В.М.* Зоны пологого разгнейсования Беломорского подвижного пояса: геологическое строение, возраст и P – T -условия формирования // *Геотектоника.* 2016. № 6.

Д.Е. Трапезников¹

Соляная тектоника пассивных континентальных окраин

Осадочные бассейны пассивных континентальных окраин, содержащие мощные отложения солей, широко развиты по всему миру [3, 4]. Яркими примерами являются бассейны северной части Мексиканского залива и юга Атлантического океана (рис. 1).

Соляная тектоника пассивных континентальных окраин обычно интерпретируется как процесс, вызываемый гравитационными силами, который подразделяют на два основных типа: первый, "чистое растяжение" (pure spreading), вызываемый только дифференциальной нагрузкой вышележащих толщ и, второй, доминирующего скольжения (dominant gliding), возникающий в основном за счет наклона ложа солей (рис. 2) [1, 2, 5].

¹ Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия; Danil13Geo@yandex.ru

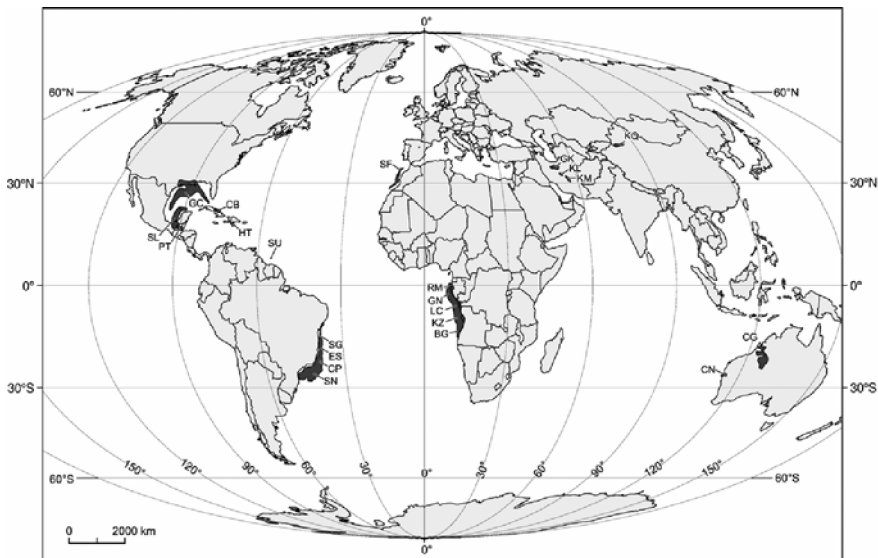


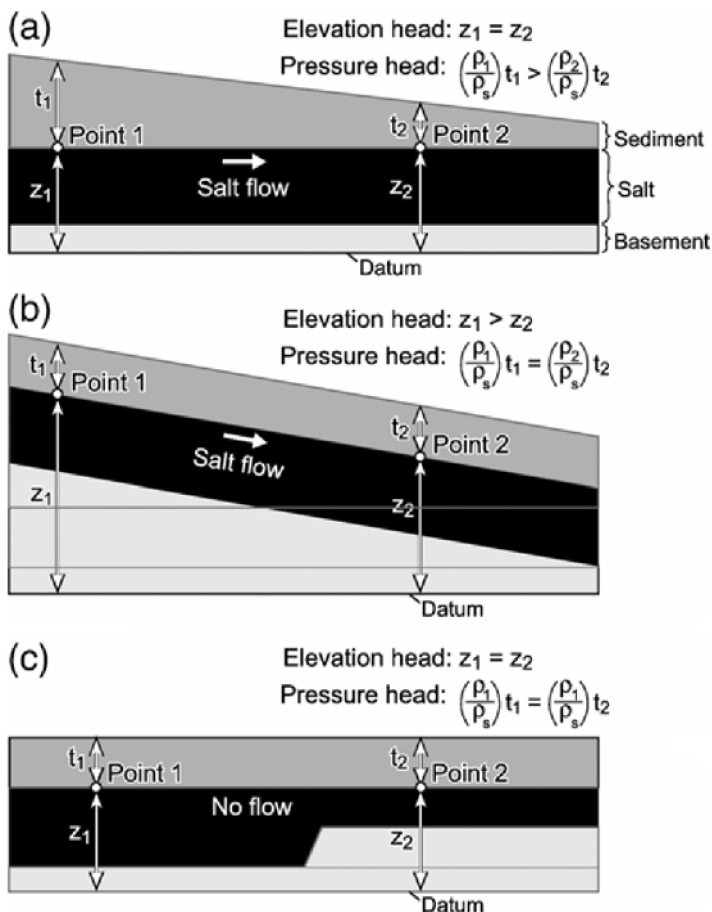
Рис. 1. Схематическая карта с положением крупнейших соленосных бассейнов на пассивных континентальных окраинах.

BG – Бенгальско-Намибский; CB – Кубинский; CG – Каннинг; CN – Карнавон; CP – Кампос; ES – Эспирито-Санто; GC – Мексиканский залив; GK – Грейт Кавир; GN – Габон; HT – Гаити; KL – Калут; KM – Северо-Курманский; KQ – Куга; KZ – Каванза; LC – Нижняя Конго; PT – Петенчипас; RM – Рио Муни; SF – Сафи; SG – Сергир-Алагоас; SL – Салина-Сигсби; SN – Сантос; SU – Суринамский

Чистое растяжение, требует соблюдение ряда условий, таких как, значительные перепады толщины перекрывающих отложений, значительные глубины водного бассейна, высокая плотность осадков, низкие фрикционные углы осадков, высокое поровое давление и свободная фронтальная граница соляного бассейна (вниз по склону, там, где соли не перекрыты молодыми осадками) [1].

При чистом растяжении, расширение локализовано в проградационном осадочном клине, а сжатие на его фронте. При этом и расширение, и сжатие постепенно мигрируют вглубь моря. Миграция деформации может привести к инверсии в ранее образованных структурах с образованием, например, пережатых диапиров [2].

Доминирующее скольжение не требует соблюдения специфических условий для эффективного движения солей. Этот процесс может начаться при наклоне ложа солей уже при менее чем 1° , для бассейна шириной 200–600 км и начальной толщиной около 1 км, даже при отсутствии аномального порового давления [2].



QA405(b)x

Рис. 2. Основные модели формирования гидравлического градиента в соляной тектонике: а – латеральная вариация толщины перекрывающих горизонтальное соляное тело, создает градиент давления от точки 1 к точке 2, что приводит к движению солей по направлению градиента; б – равномерно перекрытое осадками плоское тело солей на наклонном основании, также приводит к формированию градиента от точки 1 к точке 2, что вызывает течение солей; с – равномерный покров перекрывающих отложений, над горизонтально залегающим телом солей разной мощности. Соль остается неподвижной, так как не возникает гидравлического градиента. Геометрия основания солей не играет важной роли для формирования гидравлического градиента, но в последствии может повлиять на геометрию соляного потока

Некоторыми авторами процесс чистого растяжения считается маловероятным, поэтому они склонны считать процесс доминирующего скольжения одним из ведущих в соляной тектонике на пассивных континентальных окраинах.

Чистое растяжение возможно только на горизонтальной поверхности соляного ложа, но как известно [6] накопление мощных отложений солей требует мелководных условий, и независимо от геометрии ложа солей, ее верхняя поверхность будет всегда горизонтальна. Таким образом, прямая соединяющая точки выклинивания солей у побережья и со стороны моря, указывает на наклон начальной поверхности солей, и соответственно на наклон пассивной окраины. К тому же, нет свидетельств существования горизонтально залегающих континентальных окраин, все они имеют небольшие углы падения, в результате пострифтового погружения. Даже если предположить, что оседания не произошло, то бассейн останется мелководным, что в итоге будет препятствовать мощному осадконакоплению, необходимому для создания гравитационной нагрузки.

В том случае, если континентальная окраина наклонена, соли все равно будут течь вниз по склону, даже если они не перекрыты осадками. В этом случае преобладает процесс скольжения, с комбинацией полойного сдвига и внутрислоевого растяжения, т.е. в этом случае присутствует компонента чистого растяжения.

В ходе скольжения соляного тела вниз по склону, в его фронтальной части формируются складчато-надвиговые комплексы и диапиры активного типа, а в тыловой части образуются зоны растяжения, и диапиры реактивного типа. В условиях растяжения, на поверхности солей формируются депрессии – минибассейны, в которых концентрируется осадконакопление. В результате локальной седиментации возникает дифференциальная нагрузка, что приводит к дополнительным условиям деформации солей.

Таким образом, общее доминирующее скольжение соляного тела остается главной движущей силой в условиях наклонной континентальной окраины, на фоне которой, проявляются процессы сжатия в фронтальной части и растяжения в тыловой, которые дополняются локальной дифференциальной нагрузкой осадков. В итоге, комплексное взаимодействие различных процессов, приводит к формированию разнообразных соляных структур в пределах пассивных континентальных окраин.

Литература

1. Brun J.-P., Fort X. Salt tectonics at passive margins: geology versus models // Marine and Petroleum Geology. 2011. V. 28. P. 1123–1145.

2. Brun J.-P., Fort X. Salt tectonics at passive margins: Geology versus models // Reply Marine and Petroleum Geology. 2012.

3. Hudec M.R., Jackson M.P.A. Terra infirma: understanding salt tectonics // Earth-Science Rev. 2007. V. 82. N 1–2. P. 1–28.

4. Hudec M.R., Jackson M.P.A. 2011. The salt mine: a digital atlas of salt tectonics // Udden Book Series N 5, AAPG Memoir, 99. The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, 305 p.

5. Rowan M.G., Peel F.J., Vendeville B.C., Gaullier V. Salt tectonics at passive margins: geology versus models – discussion // Marine and Petroleum Geology. 2012.

6. Warren J. Evaporites: Their Evolution and Economics, second ed. Oxford: Blackwell Science, 2006. 438 p.

**М.И. Тучкова¹, С.Д. Соколов¹, В.Е. Вержбицкий²,
Б.Г. Покровский¹, Е.В. Ватрушкина¹**

Литология и геохимия каменноугольных карбонатных пород Восточной Арктики и геодинамические характеристики

В работе рассматриваются известняки каменноугольного возраста из разных тектонических структур Чукотки и острова Врангель. Врангелевский террейн входит в состав Новосибирско-Врангелевской складчатой системы. Куульское и Алярмаутское поднятия относятся к Чукотскому террейну Анюйско-Чукотской складчатой системы. Блок карбонатных пород Полярнинского поднятия входит в состав Южно-Анюйской складчатой системы, расположенной на границе Анюйско-Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых систем. Впервые для каменноугольных отложений проанализированы геохимические данные и изучен изотопный состав, на основании новых находок фауны уточнен возраст и корреляция разрезов. Предлагается новая палеогеографическая модель осадконакопления в карбоне, и геодинамические условия накопления каменноугольных отложений.

Карбонатные отложения накапливались в разных палеогеографических условиях. Позднее, в результате коллизии Чукотского микроконтинента и структур активной окраины Сибири, они были деформированы, метаморфизованы и сближены в пространстве. Поэтому проблемы выяснения их генезиса и корреляции между собой является весьма ак-

¹ ГИН РАН, 119017, Пыжевский пер., 7, Москва; tuchkova@ginras.ru; sokolov@ginras.ru

² ИО РАН, 117997 Нахимовский просп., д. 36, Москва; torsek1@mail.ru

туальной задачей. Взаимоотношения карбонатных пород с подстилающими и перекрывающими образованиями не всегда ясны. Находки фаунистических остатков в карбонатах Чукотки представлены кораллами, брахиоподами и фораминиферами, иногда присутствуют другие сообщества разной степени сохранности. На основании находок фауны предполагается наличие в регионе отложений от турнейского до московского ярусов [2–4].

В Полярнинском поднятии присутствуют главным образом известняки, датируемые визейским ярусом. В них отмечаются обломки разнообразных, но немногочисленных органических остатков. Накопление известняков Полярнинского поднятия происходило в глубоководных условиях, в составе биогермной постройки океанических островов.

В каменноугольных отложениях на Алярмаутском поднятии помимо известняков встречаются известковые песчаники. Весь комплекс карбонатных пород по данным фаунистических остатков отнесен к турнейско-визейскому возрасту. Известняки Алярмаутского поднятия накапливались в мелководно-морской обстановке с активной гидродинамикой, проявившейся в микротекстурах взмучивания и перемывания осадка. В составе карбонатных пород в большом количестве присутствует терригенная примесь, представленная зернами кварца и слюды.

В основании карбонатного разреза м. Кибера залегают гравелиты и конгломераты, продолжающиеся вверх по разрезу главным образом известняками с фауной, доломитами и песчанистыми известняками. Нижняя, грубозернистая часть разреза предшественниками отнесена к серпуховскому ярусу нижнего карбона. Верхняя карбонатная часть разреза датируется башкирско-московским интервалом верхнего карбона. Образование карбонатных пород происходило в морских шельфовых условиях карбонатной платформы, более глубоководных в верхнем карбоне.

На о. Врангеля наблюдается наиболее полный разрез нижнего и верхнего карбона, охватывающий интервал от среднего турне до московского или даже касимовского яруса. Накопление карбонатов происходило в мелководных условиях, часто вблизи биогермных построек карбонатной платформы. В течение карбона отмечается постепенная трансгрессия, приведшая к углублению мелководных участков карбонатной платформы.

Фациальные условия осадконакопления определили химический и изотопный состав карбонатных пород Чукотки. Наиболее обеднены РЗЭ известняки Полярного и Алярмаутского поднятий. Наиболее обогащены РЗЭ и особенно тяжелыми – известняки м. Кибера и о. Врангеля. Кроме того, известняки Поляринского и Алярмаутского поднятий обладают заметной Се аномалией, свидетельствующей об их формировании

в удалении от окраины континента. По соотношению Sr/Ba, Y/No отложения морские, с привнесом пресной воды на о. Врангеля. Соотношение TRЗЭ/ЛРЗЭ, Се аномалия и содержание элементов-примесей в отложениях Поляринского поднятия соответствует их накоплению в условиях океанических островов. Для Алярмаутского поднятия реконструирован морской бассейн в зоне глубокого шельфа, а для о. Врангеля и м. Кибера – мелководно-морские участки вблизи суши.

ВЫВОДЫ. Карбонатные отложения Чукотки представлены двумя разными палеофациальными образованиями: известняки Южно-Анюйской сутуры сформировались в условиях океанического бассейна, возможно атолловых рифов. Известняки Чукотского микроконтинента представлены разными зонами карбонатной платформы: лагунные и мелководные участки (о. Врангеля), вблизи от суши (м. Кибера) и в удалении от нее (Алярмаутское поднятие).

Благодарности. В связи с тем, что материал для данной работы собирался и анализировался в течении нескольких лет, финансирование осуществлялось из разных источников: Договора с компанией TGS-NOPEC, Договора с РН-Шельф «Роснефть», гранта РФФИ 14-05-00031, проекта РНФ 16-17-10251

Литература

1. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Тучкова М.И., Лейер П. Тектоническая позиция и происхождение вулканогенно-осадочных образований Поляринского поднятия (Южно-Анюйская сutura, Западная Чукотка) // ДАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 784-788.

2. Rogozov Ю.Г., Васильева Н.М., Соловьева М.Ф. Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений Западной Чукотки (Отчет по теме «Литология и стратиграфия палеозойских отложений побережья Чукотского моря»). Л.: Фонды НИИГА, 1968. 165 с.

3. Rogozov Ю.Г., Васильева Н.М., Соловьева М.Ф. Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений мыса Кибера (Договорная тематическая работа с Чаунской РайГРУ СВГУ). Л.: Фонды НИИГА, 1970. 95 с.

4. Косьюк М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г. и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология // Министерство природных ресурсов РФ, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.

Кайнозойские клиноформные комплексы и палеогеография Северо-Чукотского бассейна

Северо-Чукотский бассейн является частью огромного седиментационного бассейна рифтовой континентальной окраины Арктического океана. Кайнозойские отложения района включают в себя масштабный клиноформный комплекс, который последовательно проградировал от континента вглубь океана на расстояние более 450 км.

В основе работы лежат мультиканальные сейсмические профили высокого разрешения, полученные в ходе федеральных проектов Арктика-2012 и Арктика-2014, и другие сейсмические данные. Были выделены и прослежены по всем имеющимся профилям 6 опорных отражающих горизонтов. Для стратиграфической привязки горизонтов использовались отбивки возрастных границ в пяти поисково-разведочных скважинах американской части Чукотского моря. Модель сейсмостратиграфии данного региона и предварительные результаты интерпретации обсуждались нами ранее [6, 7].

Историю развития клиноформного комплекса Северо-Чукотского бассейна можно предварительно разбить на 2 этапа: 1 – палеоценовый(?) и 2 – эоцен-современный. Более ранние меловые отложения на сейсмике имеют субпараллельное строение, в то время как в соседнем Колвильском бассейне получают широкое развитие альбские клиноформы проградировавшие на восток от Чукотской платформы [2].

На данный момент имеется только один сейсмический профиль, на котором присутствуют мощные клиноформы первого этапа. На профиле можно видеть, что бровка шельфа в, предположительно, палеоценовое время переместилась от юго-восточной части Северо-Чукотского бассейна вплоть до юго-восточной окраины бассейна Подводников. Если учесть явно терригенный характер толщ, то по временному разрезу можно предположить мощности этого интервала от 4.5 до 6 км при размерах 300–350 км по латерали. Столь большие объемы осадков могли накопиться за счет очень активного размыва значительной территории. В палеоцене происходило обширное сжатие и воздымание практически всей территории Аляски и снос обломочного материала в северном и се-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия; freimansgy@gmail.com

² Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

³ Консультант, Те-Вудслендс, Техас, США

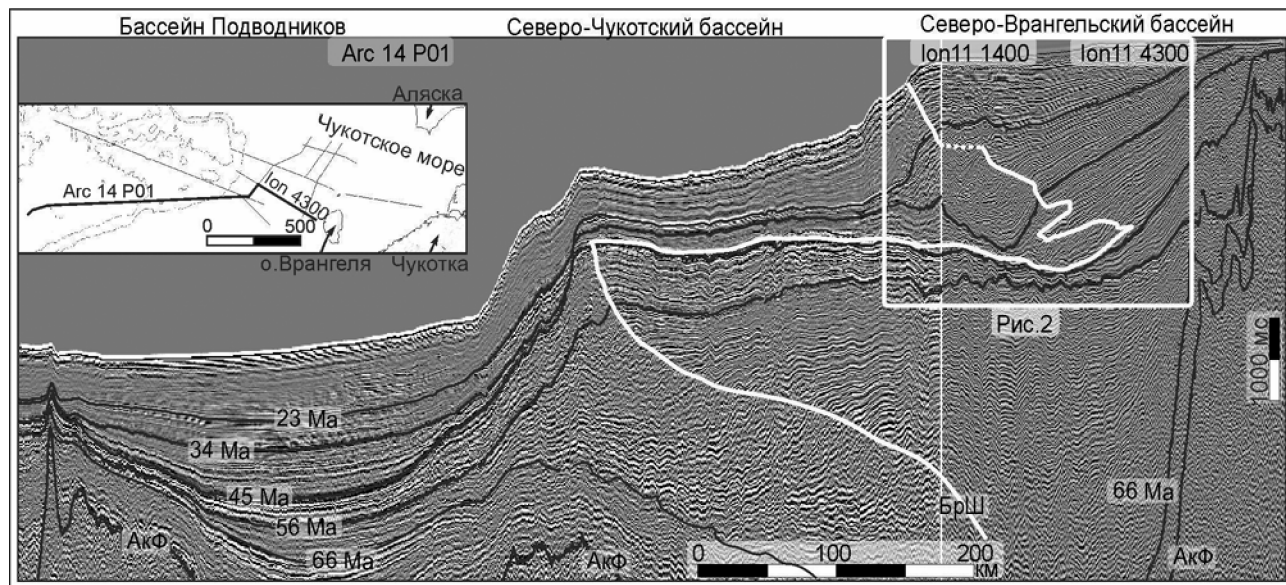


Рис. 1. Кайнозойский клиноформный комплекс Северо-Чукотского моря. Композитный профиль по линиям Arc_14_P01 – Ion11_1400 – Ion11_4300

веро-западном направлении [3, 4]. В то же время на территории Колвильского бассейна мощность палеоценовых отложений, представленных формациями Сагвон и Белых Холмов суммарно достигает 1.6 км [5], а клиноформы развиты незначительно. Таким образом, основная часть размываемого материала скорее всего пересекала Чукотскую платформу и доносилась до Северо-Чукотского бассейна.

Переходя к вышележащему комплексу эоцен-современного возраста стоит отметить, что ему посвящено очень мало работ и ранее все его изучение основывалось на данных экспедиции ARK-XXIII/3 2008 года, проделанной немецким институтом Арктики и Антарктики. Согласно этим данным накопление комплекса происходило непрерывно на протяжении всего временного интервала от позднего эоцена до современности в разных палеогеографических условиях [1].

В конце палеоцена произошло очень резкое отступление шельфа в южном направлении на расстояния в 300–350 км и, начиная с эоцена, происходило постепенное заполнение образовавшегося пространства аккомодации.

На изученных нами сейсмопрофилях клиноформенный комплекс этого возраста имеет выдержанное площадное распространение и занимает практически всю территорию Северо-Чукотского бассейна. Он имеет меньшие мощности по сравнению с палеоценовым – приблизительно 2–3 км, исходя из временных сейсмических данных. Стоит отметить резкие миграции бровки шельфа, происходившие в верхнем эоцене, которые не наблюдались предыдущими исследователями. Причина таких миграций дискуссионна и может быть как результатом резких колебаниях относительного уровня моря, так и смены положения или интенсивности источника сноса. В олигоцене–миоцене происходило последовательное продвижение клиноформ на северо-запад на расстояние 150–180 км.

Источником сноса для образования этих осадочных толщ являлась современная территория хребта Брукса для которой известно наличие нескольких последовательных фаз воздымания с амплитудами около 1 км возрастом 46, 35 и 24 млн лет [3].

Отдельно стоит отметить наличие масштабных клиноформ, развивавшихся в период позднего эоцена и проградирующих в сторону Северо-Чукотского бассейна с юго-запада [6]. То есть навстречу ранее описанным клиноформенным комплексам. Они имеют ограниченное временное и площадное распространение, и их природа требует дальнейших исследований.

Таким образом, эволюция окраинной части шельфа Чукотского моря представляется достаточно разнообразной и неоднородной с многочис-

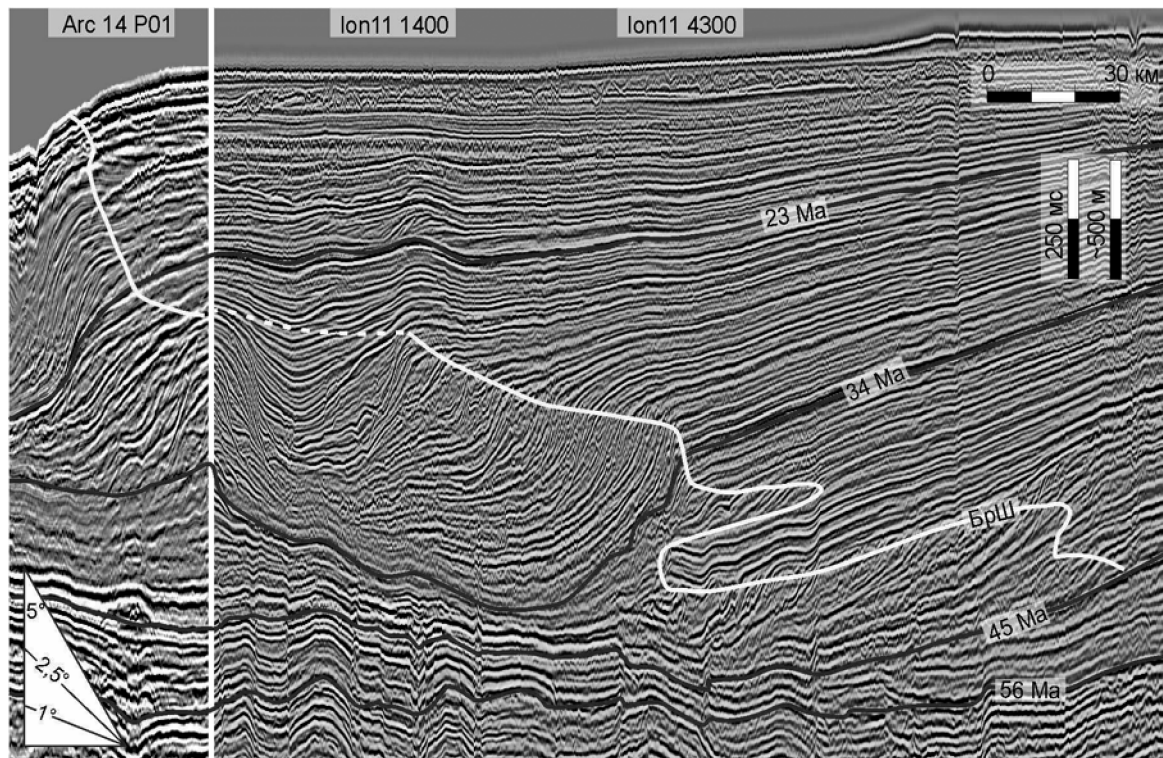


Рис. 2. Фрагмент композитного профиля. Более детально изображены клиноформы эоцен-современного этапа

ленными масштабными проградационными и ретроградационными этапами. В работе приводятся новые палеогеографические реконструкции для кайнозоя района Чукотского моря.

Литература

1. *Hegewald A., Jokat W.* Relative sea level variations in the Chukchi region – Arctic Ocean – since the late Eocene // *Geophys. Res. Lett.* 2013. Т. 40. № 5. С. 803–807.

2. *Houseknecht D.W., Bird K.J., Schenk C.J.* Seismic analysis of clinoform depositional sequences and shelf-margin trajectories in Lower Cretaceous (Albian) strata, Alaska North Slope // *Basin Res.* 2009. Т. 21. № 5. С. 644–654.

3. *O'Sullivan P.B., Murphy J.M., Blythe A.E.* Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic evolution of the central Brooks Range and adjacent North Slope foreland basin, Alaska: Including fission track results from the Trans-Alaska Crustal Transect (ТАСТ) // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1997. Т. 102. № B9. С. 20.821–20.845.

4. *Moore T.E., Box S.E.* Age, distribution and style of deformation in Alaska north of 60°N: Implications for assembly of Alaska // *Tectonophysics.* 2016 (в печати)

5. *Mull C.G., Houseknecht D.W., Bird K.J.* Revised Cretaceous and Tertiary stratigraphic nomenclature in the Colville Basin, northern Alaska. US Department of the Interior, US Geological Survey, 2003. 51 p.

6. *Nikishin A.M., Malyshev N.A., Petrov E.I.* Geological Structure and History of the Arctic Ocean, EAGE Publications bv, PO Box 59, 3990, DB HOUTEN, the Netherlands, 2014. 88 p.

7. *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: connection of geological history and dynamics // *Геодинамика и тектонофизика.* 2017. № 1 (в печати).

Корреляция неопротерозойских-раннепалеозойских событий Саяно-Монгольской и Байкальской областей

Вопрос о непрерывности существования Палеоазиатского океана в интервале времени 1100–470 млн лет является дискуссионным. Многие авторы считают, что древнейшие комплексы не являются реликтами этого палеоокеанского бассейна. Поскольку наиболее спорным является реконструкция истории Палеоазиатского океана для интервала 800–600 млн лет назад, для ответа на вопрос необходимо определить геодинамическую природу комплексов, образованных в этом интервале времени и их соотношения с более ранними и более поздними ассоциациями горных пород – показателями палеогеодинамических условий.

В пределах Сибирской пассивной окраины Палеоазиатского океана в неопротерозое фиксируются осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы, с размывом залегающие на раннедокембрийских метаморфических образованиях, в разрезах преобладают терригенные отложения с карбонатными и углеродистыми сланцами, основными вулканитами, вулканомиктовыми и кварцевыми песчаниками, доломитами и известняками (балаганахская серия и ее аналоги). По их фациальному профилю можно судить об обстановках шельфа, континентального склона и подножья и транспортировке осадков вглубь бассейна [1, 2].

Палеоазиатский океан, крупный бассейн с океанской корой, развитыми активными окраинами и субдукционными зонами реконструируется с конца позднего мезопротерозоя – начала неопротерозоя. Об этом свидетельствуют возраст Дунжугурских офиолитов Восточного Саяна [3, 4], надсубдукционных плагиогранитов Арзыбейского массива [5] западной части Восточного Саяна, находки габброидов с возрастом 939 ± 11 в ассоциации с метаморфизованными N-MORB базальтами млн лет [6], риолитов последовательно-дифференцированной серии (837 ± 11 и 789 ± 8 млн лет) [7] в краевых частях обширной области, занятой в настоящее время гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Со времени около 830 млн лет назад фиксируются развитые вулканические дуги, которые представлены корневыми частями в Муйской части пояса [8], реконструируются для Приольхонья [9] и сохранились в виде вулканических надсубдукционных серий Восточного Саяна [10] и Западной Монголии [11]. Все это показывает, что структуры окраин Палеоазиатского океана могли быть достаточно протяженными. Гипотетиче-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ская ось палеоокеана намечается от районов Западной Монголии и Тувы, уходит в районы Саяна, где она распадается на две ветви, одна уходит в районы Енисейского края и Таймыра, а другая – в районы Байкала и Забайкалья. В западной части пояса нами ранее выделен Циркумсибирский офиолитовый пояс, представленный реликтами древнейших вулканических дуг и связанных с ними бассейнов [12]. Офиолиты Байкало-Мульского пояса (Средне-Мамаканский массив), время формирования которых оценивается в 646 ± 10 млн лет [13], представляют еще один сегмент Циркумсибирского офиолитового пояса.

Микроконтиненты также были элементами структуры океанского бассейна и его окраин. В Саяно-Монгольской части это были микроконтиненты с возрастом фундамента не моложе палеопротерозоя, для единичных точек известны свидетельства архейского возраста пород или протолитов. Эти комплексы выступают в фундаменте Дариб-Шишхид-Гарганской зоны: в Байдарикском блоке [14], Гарганской глыбе [15, 16], отдельных зонах Приольхонья [17] и др. Этот фундамент был ремобилизован в ордовикское время [15] и представлен в современной структуре породами, зонально метаморфизованными от зеленосланцевой до гранулитовой фации.

В Байкальской горной области реконструируется другая ситуация. Здесь произошла амальгамация ранее образованных структур, в результате которой отмершие вулканические дуги и связанные с ними комплексы, развивавшиеся на протяжении нескольких интервалов в неопротерозойское время, сформировали гетерогенный тектонический коллаж, в палеогеографическом отношении – архипелаг. Между осевой частью палеоархипелага и Сибирским кратоном мы находим в Байкало-Мульском поясе реликты разнородных неопротерозойских палеоструктур окраинно-континентальной области, которые к концу неопротерозоя и были объединены в подвижный пояс, на глубинных уровнях которого был проявлен гранулитовый метаморфизм [13, 18], образовались ультрамафит-мафитовые плутоны [8, 18, 20], а в поверхностных условиях сформировались разнородные осадочные толщи, в том числе молассы неопротерозойского возраста.

Для реконструкции заключительной стадии формирования Байкало-Мульского пояса ранее предложены сценарии континентальной субдукции [21], наложенного рифтогенеза [20, 22] и другие. Мы полагаем, что в конце неопротерозоя тектонический коллаж Байкальской области начал сближаться с краем Сибирского континента, и условия конвергентции изменялись по простиранию границы плит – за счет большего или меньшего вклада сдвиговой составляющей. В восточной части Байкало-Мульского пояса для этапа 650–630 млн лет реконструируются как уча-

стки транспрессии, благоприятные для образования эклогитов [23] и обдукции офиолитов, представленных в современной структуре восточной ветви Байкало-Муйского пояса, так и области локального растяжения на фоне общего сжатия со сдвигом, в которых шло формирование гранулитов и пространственно связанных с ними габброидов, распространенных в западной ветви пояса. Гранулиты Северного Прибайкалья были выведены в верхние горизонты литосферы ко времени 595 ± 5 млн лет назад, о чем свидетельствует внедрение в них субвулканических тел гранитоидов с геохимическими характеристиками адакитов, содержащих цирконы этого возраста [24].

Таким образом, выясняется, что поздненеопротерозойский сценарий процессов сокращения океанского пространства был разным в его Саяно-Монгольском и Байкальском сегментах. Если в Северном Прибайкалье для конца неопротерозоя распознается тектонический коллаж, сближавшийся, по всей видимости, с краем кратона, то в Саяно-Монгольской области – это время образования новых зон субдукций, центров спрединга или массового офиолитообразования.

К концу неопротерозойского времени тектоническая активность в Байкало-Муйском поясе в основном прекращается. В это же время, или несколько позже, на противоположном краю композитного террейна на его гетерогенном основании возникает Удино-Витимская система островных дуг [7, 25]. Островодужные серии этого же времени мы также находим к западу от Дариб-Шишхид-Гарганской зоны (уже произошло заложение Озерной системы вулканических дуг и бассейнов). Обдукция офиолитов и связанных с ними комплексов на края микроконтинентов произошла не ранее, чем 490 млн лет назад, аккреционно-коллизийные процессы продолжались до силура (девона), вызывая тектоническую активизацию и осадконакопление на всей гетерогенной территории, представлявшей собой микроконтинент(ы) с обдукционной окраиной в Саяно-Монгольской области и тектонический коллаж, охваченный обширным гранитоидным магматизмом в палеозойское время, в Байкальской горной области. О гетерогенности его фундамента свидетельствуют и изотопные характеристики Nd, полученные для пород Байкальской складчатой области [26].

История развития Сибирской окраины Палеоазиатского океана различалась в соседних сегментах, хотя общая направленность процессов была единой. В Саяно-Монгольской области развитие определялось присутствием микроконтинентов с раннедокембрийским основанием и процессами на их окраинах, а в Байкальской области важнейшим событием в неопротерозое было образование крупного палеоархипелага – тектонического коллажа, позднее аккретированного к краю Сибирского

кратона. Блоки раннедокембрийской коры, по всей видимости, присутствовали в составе этого тектонического коллажа, но не определяли характер структурного плана окраинно-континентальных структур. Если аккреционно-коллиззионные процессы произошли в Байкало-Муйском поясе в позднепротерозойское время, то в Саяно-Монгольской области эти же события произошли в ордовике.

Литература

1. *Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N.* Sedimentary basins in the southwestern Siberian Craton: Late Neoproterozoic–Early Cambrian rifting and collisional events // *Geol. Soc. Am. Special Papers*. 2007. V. 423. P. 549–578.
2. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 363 с.
3. *Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al.* The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 199. P. 311–325.
4. *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 1. С. 45–57.
5. *Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибилова Е.В. и др.* Арзбыейский террейн – фрагмент мезопротерозойской островодужной коры в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // *Докл. РАН*. 2004. Т. 394. № 6. С. 812–817.
6. *Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С.* Состав, U–Pb изотопный возраст (SHRIMP-II) офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединовой зоны и условия ее формирования (Северное Забайкалье) // *Докл. АН*. 2009. Т. 429. № 3. С. 359–364.
7. *Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др.* Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // *Геотектоника*. 2012. № 2. С. 3–28.
8. *Изох А.Э., Гибшер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А.* Sm–Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // *ДАН*. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
9. *Гладочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
10. *Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н.* Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (~770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.

11. Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Резницкий Л.З. и др. История формирования Тувино-Монгольского массива по данным U–Pb датирования методом LA-ICP-MS детритовых цирконов из песчаника дархатской серии (западное Прихубсугулье, северная Монголия) // ДАН. 2011. Т. 441. № 3. С. 358–362.

12. *Khain V.E., Gusev G.S., Khain E.V. et al.* Circum-Siberian Neoproterozoic Ophiolite Belt // *Ofioliti*. 1997. V. 22. N 2. P. 195–200.

13. *Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V., Razumovskiy A.A., Orlova A.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // *J. Asian Earth Sciences*. 2015. V. 111. P. 138–160.

14. *Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др.* Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.

15. *Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В.* Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // ДАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 776–780.

16. *Ковач В.П., Левицкий В.И., Матуков Д.И. и др.* Тоналиты Гарганского блока Тувино-Монгольского массива – возраст, корреляции и аналоги среди древнейших комплексов Присаянья // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Т. 1. Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. С. 125–128.

17. *Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al.* Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. V. 42. P. 243–263.

18. *Макрыгина В.А., Конников Э.Г., Неймарк Л.А. и др.* О возрасте гранулит-чарнокитового комплекса в нюрундуканской свите Северного Прибайкалья (парадокс радиохронологии) // ДАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 486–489.

19. *Amelin Y.V., Ritsk E.Y., Neymark L.A.* Effects of interaction between ultramafic tectonite and mafic magma on Nd-Pb-Sr isotopic systems in the Neoproterozoic Chaya Massif, Baikal-Muya ophiolite belt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 299–316.

20. *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.

21. *Шацкий В.С., Скузоватов С.Ю., Рагозин А.Л., Дриль С.И.* Свидетельства неопротерозойской континентальной субдукции в Байкало-Муйском складчатом поясе // ДАН. 2014. Т. 459, № 2. С. 228–231.

22. Божко Н.А., Талицкий В.Г., Кирмасов А.Б. и др. Структурно-метаморфические критерии расчленения позднедокембрийских толщ (на примере Келяно-Иракиндинской зоны Байкало-Муйского пояса) // Вестник МГУ. 1999. Серия 4. Геология. №4. С. 14–25.

23. Шацкий В.С., Ситникова Е.С., Томilenko А.А. и др. Эклогит-гнейсовый комплекс Муйской глыбы (Восточная Сибирь): возраст, минералогия, геохимия, петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 657–682.

24. Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В. и др. Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.

25. Гордиенко И.В., Булгаков А.Н., Руженцев С.В. и др. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

26. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

В.В. Харахинов¹

Тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану (на примере Охотоморского региона)

Охотоморский регион, занимающий значительный по размерам сектор Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану, является наиболее изученным в пределах зоны из-за широкого разворота в его пределах, в первую очередь, нефтегазогеологических исследований. Региональные и детальные исследования, проводимые в регионе нефтегазодобывающими предприятиями ПАО «Роснефть», ПАО «Газпром», геологоразведочными организациями Росгеологии (ОАО «Дальморнеф-тегеофизика», ОАО «Севморнефтегеофизика), научно-исследовательскими институтами Роснедра и РАН (ВНИГРИ, ВНИГНИ, ИЛОВМ, ИМГИГ, ТОИ, ИТиГ), позволили существенно уточнить имевшиеся представления о структуре, геодинамике и нефтегазоносности Охотоморской нефтегазоносной провинции, геологически

¹ ООО «Славнефть-научно-производственный центр», Тверь, Россия; tvergw@slavneft.ru

контролируемой одноименным сектором Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Резкое увеличение информативности, в том числе и глубинности сейсморазведочных работ из-за широкого применения современных технологий обработки и интерпретации сейсмоданных 2D и 3D, использование компьютерных технологий в обработке грави- и магнитометрических материалов, данных ГСЗ и МТЗ позволяют более глубоко изучить свойства геологических объектов, выявить их связи и взаимоотношения и создать адекватные геологические модели глубинного и приповерхностного строения земной коры региона. Весь объем геолого-геофизической информации по Охотоморскому региону [1–7 и др.] свидетельствует о преобладающем значении в создании современной структуры земной коры региона деструктивных процессов, особенно ярко проявившихся в виде кайнозойского рифтогенного «разрушения» докайнозойской консолидированной коры. Эрозия коры, наиболее интенсивно происходившая под действием мощных глубинных флюидопотоков в ее верхних и подошвенных горизонтах, привела к созданию, особенно, в палеогене и раннем миоцене, в условиях интенсивного растяжения литосферы в зонах ее разуплотнения крупных рифтогенных мегасистем, сформировавших в периоды рифтового и пострифтового оседаний крупные объемы кайнозойского осадочного материала. Осадочные бассейны, образованные в результате рифтогенных трансензионных напряжений, характеризуются сложным строением палеоген-раннемиоценовых и менее деформированной структурой пострифтовых миоцен-плиоценовых форм, за исключением инверсионных поднятий, развитых в разломных зонах.

В пределах Охотоморского региона осадочные бассейны группируются в четыре крупнейшие рифтогенные мегасистемы: Северо-, Западно-, Центрально- и Южно-Охотские, обрамляющие Центрально-Охотоморское поднятие, перекрытое маломощным (< 2 км) чехлом преимущественно конденсированных осадков, и формирующие крупнейшие ареалы кайнозойского прогибания.

Северо-Охотская рифтогенная мегасистема, занимающая северную и северо-восточную части региона, включает в себя крупные рифтогенные системы, характеризующиеся различным уровнем рифтогенной деструкции консолидированной коры. В *Тауйско-Гижигинской системе*, распространенной в пределах Приохотского побережья (частично) и Гижигинского залива, при общем объеме осадочных отложений в пределах 1.5–2 км развиты небольшие депоцентры с толщиной до 4–5 км, особенно, в морской части, в результате рассеянного рифтогенеза. Для *Шантарской, Кашеваровской, Лисянской, Магаданской и Шелиховской систем*, представляющих собой частично автономные осадоч-

ные бассейны и сформированных в сфере действия крупного субширотного литосферного «шва» на границе крупнейших геоблоков с различной природой земной коры (континентальной и субконтинентальной), характерно при общем объеме осадочных отложений в пределах 4–6 км развитие небольших депоцентров с толщиной осадков в 7–9 км. Эти системы занимают полосу длиной в 150–250 км на расстоянии более 1500 км. В состав Северо-Охотской рифтогенной мегасистемы включается *Тинровская система*, ограниченная структурами с юга – Центрально-Охотоморского поднятия, с севера – Магаданского, с юго-востока – Западно-Камчатского бассейнов и представляющая собой крупнейшую «ванну» прогибания с толщиной осадков, достигающей до 9–10 км.

Западно-Охотская рифтогенная мегасистема протягивается в субмеридиональном направлении вдоль восточного побережья Сахалина на 800 км при ширине в 150–200 км и формировалась, в основном, в эоцен-раннемиоценовое время в зоне интенсивного разуплотнения земной коры, ограниченной крупными литосферными разломами. Значительная эродированность коры в ее пределах привела к накоплению огромных (толщиной от 5 до 12 км) объемов осадочных отложений. Рифтогенные системы, составляющие Западно-Охотскую мегасистему, отделены друг от друга межрифтовыми поднятиями и контролируют осадочные комплексы, составляющие *Дерюгинский, Восточно-Дерюгинский, Пограничный, Восточно-Пограничный и Тюлений* осадочные бассейны.

Центрально-Охотская рифтогенная мегасистема ограничена структурами: с севера – Центрально-Охотоморского поднятия (свода), с юга – Южно-Охотской глубоководной котловины, с запада – Западно-Охотской мегасистемы, с востока – Большещерецкого субплата. Мегасистема сформирована в результате рассеянного рифтогенеза и составлена из сети рифтогенных грабенов, разделенных межрифтовыми поднятиями (горстами). В северной части, прилегающей к Центрально-Охотоморскому поднятию, рифтогенная деструкция охватила эрозией консолидированную кору с образованием субширотного грабена шириной в 200 км и длиной до 850 км, составленного из крупных *Атласовского и Лебеда* прогибов, в свою очередь, разделенных на серию локальных грабенов и горстов. Толщина осадков в их пределах колеблется от 2 до 6 км. В центральной части мегасистемы развиты грабены, разделенные крупными межрифтовыми поднятиями (горстами), образуют *Шмидтовский и Большещерецкий* прогибы с толщиной осадков в 3–4 км. С юга мегасистему ограничивают крупные поднятия, обрамленные *Гольгинской* террасой, соответствующей континентальному склону на границе с Южно-Охотской глубоководной котловиной.

Южно-Охотская рифтогенная мегасистема, занимающая южную часть региона, составлена из двух систем: *Южно-Охотской глубоко-водной котловины* со значительной эродированностью коры до толщины в 8–12 км и чехлом кайнозойских осадков толщиной в 3.5–4 км и *Голыгинского прогиба*, значительно меньше подверженного рифтогенной деструкции (с толщиной коры в 24–30 км и осадков в 3.5 км).

В составе Охотоморского региона обособленное место занимают **Хоккайдо-Сахалинская и Западно-Камчатская палеорифтогенные мегасистемы**, трансформированные в результате аккреционных событий конца неогена в складчатые мегаструктуры с широким развитием транстензионных и транспрессионных форм.

Нефтегазоносность в Охотоморском мегабассейне приурочена, особенно, в Сахалинском регионе, к инверсионным поднятиям внутри и на бортах прогибов, контролирующим крупные и уникальные нефтяные нефтегазовые и нефтегазоконденсатные месторождения. Но, открытие в последние годы крупного, возможно, уникального (при дальнейшем его изучении) Южно-Кириного газонефтеконденсатного месторождения в пределах межрифтового поднятия позволяет прогнозировать открытие крупных углеводородных скоплений в подобных структурах в остальных бассейнах региона.

Литература

1. *Веселов О.В., Грецькая Е.В., Ильев А.Е. и др.* Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука, 2006. 130 с.
2. *Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И. и др.* Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Геология и разведка. 2011. № 10. С. 11–17.
3. Тектоническая карта Охотоморского региона масштаба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: ИЛОВМ РАН, 2000.
4. *Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др.* Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Национальный геофизический комитет РАН, 1996. 312 с.
5. *Харахинов В.В.* Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции. Дисс. ... докт. геол.-минер. наук в форме научн. доклада. Оха-на-Сахалине, 1998. 42 с.
6. *Piip V.B., Podnikov A.G.* The Sea of Okhotsk crust from deep seismic sounding data // *Russian J. Earth Sci.* 2004. V. 6. № 1. P. 1–14.
7. *Nikiforov V.M., Harahinov V.V., Shhabarnya G.N., Dmitriev I.V.* The Research of the Tektonosphere Deep Structure and the Prediction of Oil and Gas Presence for Marginal Seas of Asia-Pacific Region // *Pacific science Region.* 2012. V. 14. № 1.

Рифейские дайковые комплексы Тараташского выступа (Южный Урал)

Введение. Широко известно, что в пределах Башкирского мегантиклинория докембрийские отложения рассечены многочисленными дайками разного возраста и состава, в то время как полномасштабные плутонические комплексы (Бердяшский, Кусинско-Копанский и ряд других) распространены существенно меньше. На сегодняшний день, согласно серийной легенде Уральской серии листов госгеолкарты-1000/3 [1], выделяются: кургасский (RF₁), повальненский (RF₂) и инзерский габбро-долеритовые (RF₃), миселино-авашлинский эссексит-монцонитовый (RF₃) и криволукско-мисаелгинский габбро-пикродолеритовый (RF₃) гипабиссальные комплексы. Примерно столько же локальных комплексов пикритов, вариолитов, дацитов и долеритов не вошли в серийную легенду. Кроме этого, немалый объем вулканических образований содержат: айская свита (RF₁) – трахибазальты, машакская и кувашская свиты (RF₂) – контрастная серия (базальты, риолиты), аршинская и ашинская свиты (V₁₋₂) – непрерывная серия от базальтов до дацитов.

На северном окончании Башкирского мегантиклинория располагается Тараташский выступ архейско-протерозойских образований тараташского комплекса. В его пределах количество даек очень велико и по нашим данным может достигать 3–5 шт. на 1 км, при том, что здесь имеют место и дорифейские дайки, рассеченные мигматитами. Авторами были изучены более 50 тел, пересекающих образования тараташского выступа. Морфологически все они схожи и представляют собой дайки северо-западного простирания, шириной от 5–7 до 25–30 м, протяженностью до первых км. Породы не подвергались мигматизации и не затронуты зонами бластомилонитов, а стало быть, можно предполагать, что их возраст не древнее 1 850 млн лет [4]. В связи с невозможностью датировать каждое тело, было решено за основу взять их петрологические и петрохимические характеристики.

При анализе этих данных было обнаружено, что тела объединятся в две группы, которые, основываясь на данных [1, 2], авторы отнесли к суимскому и инзерскому (ерохинскому) комплексам. Стоит отметить, что никакой закономерности в размещении тел не обнаружено (тела из

¹ Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова (МГУ), Москва, Россия; akhotylev@gmail.com; atevelev@rambler.ru

разных групп могут располагаться рядом), что еще раз доказывает, что приведенные ниже характеристики вероятнее всего собственные, а не приобретенные при позднейших изменениях.

Суимский комплекс. Отличительные петрографические черты – весьма высокая степень вторичных изменений – иногда до 60% породы составляет актинолит и хлорит, плагиоклаз умеренно сосюритизирован. В целом, это крупно-среднекристаллические массивные породы, сложенные идиоморфным плагиоклазом, вторичным актинолитом и почти не содержащим пироксена – если он и был, то полностью замещен актинолитом, хлоритом и серицитом. Геохимические особенности – низкая титанистость (ниже 1.5%), отсутствие корреляции между K_2O и Na_2O , последнее видимо из-за вторичной переработки. Что касается распределения рассеянных элементов, то породы суимского комплекса весьма близки к E-MORB (рис. 1). Причины сильного обеднения высокозарядными элементами (Zr, Hf, Ta, Nb), характерного для большинства рифейских габброидов, до конца не ясны. Обычно, это рассматривается, как признак надсубдукционных обстановок, однако, по современным геодинамическим представлениями островной дуги в рифее не было. Зато «минимум» тантала и ниобия известен в породах сибирских траппов, для которых внутриплитное происхождение установлено однозначно и пока под сомнение не ставится. Обогащение крупноионными элементами (U, Th, Rb, Ba), вероятнее всего, связано с контаминацией корового вещества или какой-либо метасоматической переработкой. Обогащение свинцом принято считать признаком смешения с коровым веществом.

Инзерский комплекс. Отличительные петрографические черты – обилие микрографических кварц-полевошпатовых сростаний, количество которых может достигать 25% и клинопироксен с розоватым или коричневатым оттенком. Обилие микрографики обуславливает чуть более кислый состав – породы относятся к габбродиоритам, иногда к монцогаббро, монцодиоритам. В целом, породы чистые, изменены слабо, имеют характерный массивный облик с долеритовой структурой. Плагиоклаз идиоморфный размером 1×0.5 мм (60%), клинопироксен субидиоморфный 0.2–1.8 мм, плеохроирует очень слабо, но заметно в розоватых тонах (20–25%). Обрастает по краям сине-зеленой роговой обманкой. Амфибол есть и первичный, но не более первых процентов. Главные геохимические черты – повышенная титанистость (1.5–3%) и обогащенность некогерентными элементами. По характеру последних породы инзерского комплекса весьма похожи на внутриплитные магматиты (эталон OIB), однако отличаются значительным обеднением высокозарядными (Nb, Ta, Hf, Zr), что характерно, как принято считать, для

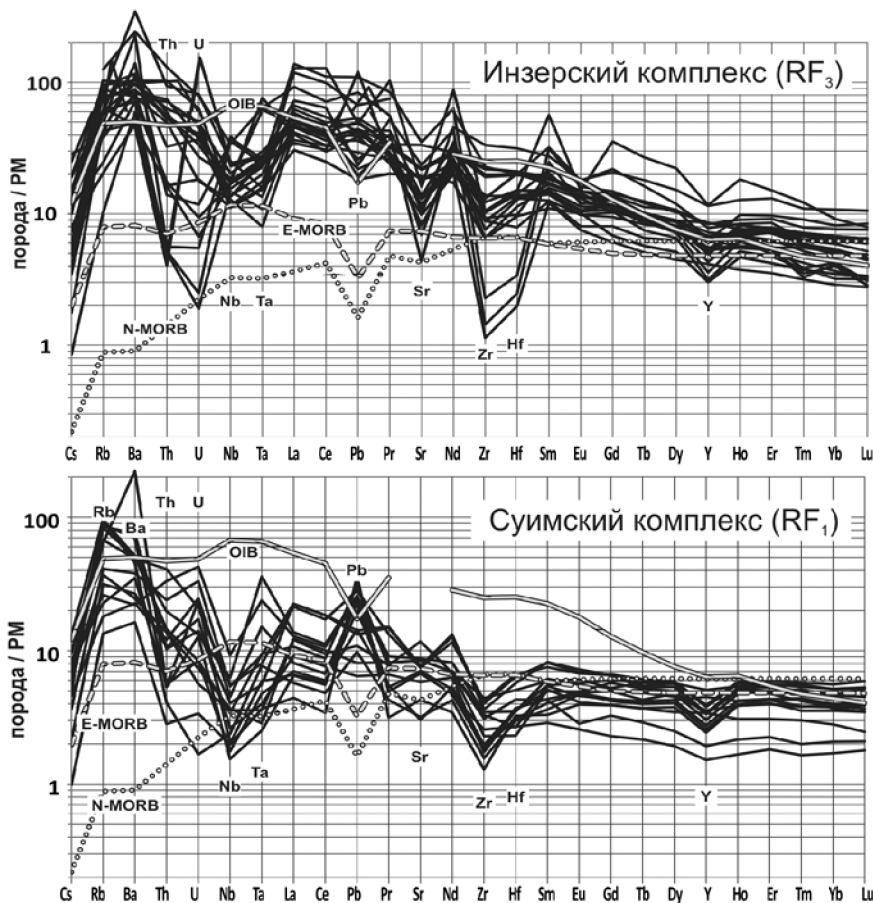


Рис. 1. Распределение рассеянных и редкоземельных элементов для инзерского и суимского комплекса. Значения PM, OIB, E-MORB, N-MORB по [5]

на субдукционных обстановках, но встречается и в породах сибирских траппов (рис. 1). Некоторое обогащение свинцом вероятнее всего связано с захватом вещества континентальной коры фундамента. Стоит отметить небольшое различие в распределении редкоземельных элементов – некоторые из образцов выделяются относительным обеднением в области тяжелых РЗЭ и в целом имеют более крутые наклоны трендов. Не исключено, что это может являться следствием более активной дифференциации расплава.

Различия в распределении рассеянных элементов резкие, промежуточных разностей обнаружить не удалось, а значит, что породы инзер-

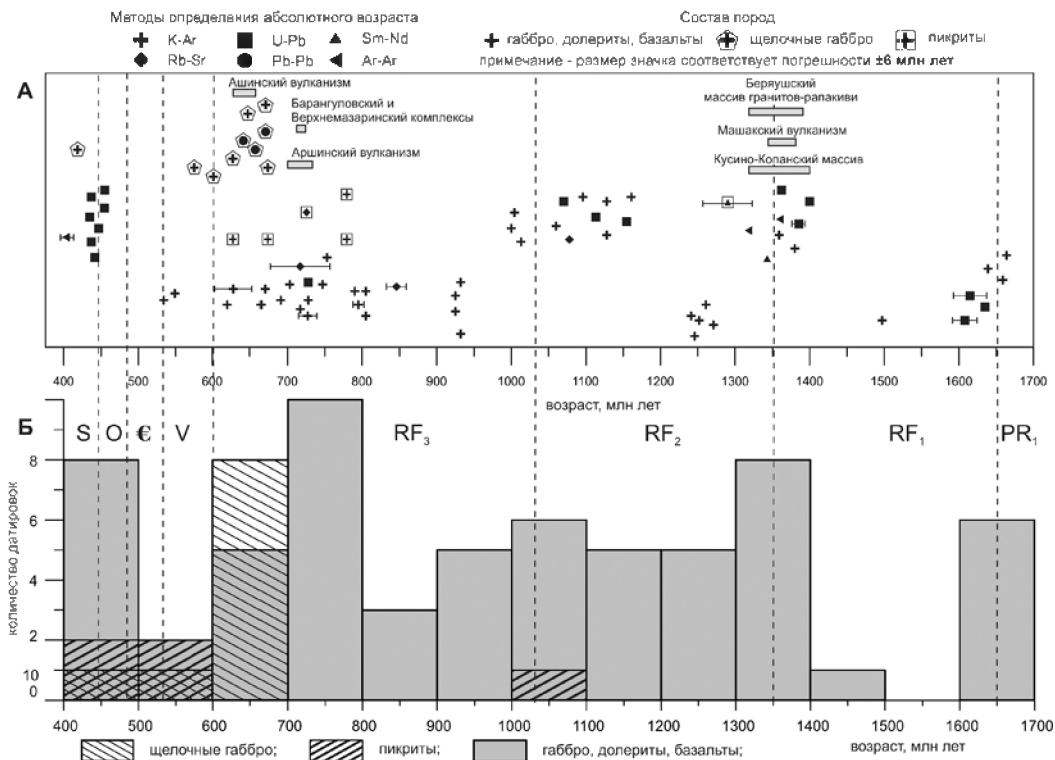


Рис. 2. Распределение датировок дайковых комплексов основного состава Башкирского мегантиклинория по данным [1–3] и прочих

ского комплекса не являлись прямыми дифференциатами от расплавов, породивших суимские тела.

Возрастные ограничения. К сожалению, изотопная характеристика габбровых дайковых комплексов далеко не полна: авторам удалось собрать около 70 датировок даек в Башкирском антиклинории, из которых 52 сделаны К-Аг методом, то есть не могут использоваться для уверенного обоснования их возраста (рис. 2А). Для суимского и инзерского комплексов известны только К-Аг датировки, что заставляет пока что не фиксировать жестко их возраст. Однако относительно большое количество значений позволяет сделать некоторые обобщения.

Хорошо известно, что все три серии рифея в Башкирском антиклинории имеют схожее строение, так как их формирование связано с тремя глобальными фазами растяжения и формирования рифтовых систем на восточной окраине ВЕП. Именно с началом растяжения в начале раннего рифея (1.6–1.65 млрд лет), на границе раннего и среднего (1.38–1.4 млрд лет), на границе среднего и позднего рифея (1.05–1.15 млрд лет) и в позднем рифее (700–720 млн лет) – связано формирование суимского, кургасского, повальненского и инзерского базитовых дайковых комплексов соответственно, что хорошо видно на гистограмме распределения датировок (рис. 2Б). На этих же границах формируются и вулканические комплексы и крупные интрузивные массивы (рис. 2А).

Изотопные данные свидетельствуют о том, что были фазы внедрения даек кроме этих этапов – 1 250, 925, 850, 800 млн лет назад и т.д. Что особенно интересно, в рифейских образованиях получены и более молодые палеозойские датировки в узком интервале 437–455 млн лет [3], но к сожалению, их петрография и геохимия пока не опубликована.

Литература

1. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3. СПб., 2009.
2. *Ленных В.И., Петров В.И.* Диабазы тараташского комплекса и его обрамления // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН, 1978а. С. 59–67.
3. *Пучков В.Н., Козлов В.И., Краснобаев А.А.* Палеозойские U-Pb SRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник. №9. Юбилейный выпуск. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2011. С. 36–43.
4. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Мосейчук В.М., Петров В.И.* Новые данные об изотопном возрасте тараташского и александровского метаморфических комплексов (Южный Урал) // Вестн. Моск. Ун-Та. Сер. 4. Геология. 2015. № 1. С. 27.

**А.К. Худoley¹, Д.В. Алексеев², С.Э. Дюфрейн³,
К.Е. Дегтярев², Е.Ф. Летникова⁴**

Новые данные о возрастах обломочных цирконов из терригенных толщ Малого Каратау (Южный Казахстан)

Хребет Малый Каратау располагается на северо-западном окончании Тянь-Шаньской горной системы, в юго-западной части республики Казахстан. Слагающие его неопротерозойские и нижнепалеозойские терригенные и карбонатные породы накапливались в осадочных бассейнах рифтогенной и пассивной окраины Ишим-Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента, подвергшейся интенсивным деформациям в среднем и позднем ордовике.

Осадочный бассейн Малого Каратау содержит огромные запасы нижнекембрийских фосфоритов, вследствие чего различные аспекты его эволюции изучались многими геологами [1, 2 и др.]. Однако изотопные и геохронологические исследования, направленные на реконструкцию источников сноса в этом регионе не имели систематического характера и ограничивались изучением отдельных частей разреза [3–6].

В настоящей работе мы представляем результаты изучения обломочных цирконов всех основных терригенных толщ Малого Каратау, включающих кокжотскую, большекаройскую, коксуйскую, актугайскую и курганскую свиты, относимые большинством авторов к верхнему докембрию, а также несогласно перекрывающую их сулеймансайскую свиту верхнего девона – нижнего карбона. Отличительной особенностью пород кокжотской свиты является их метаморфизм, достигающий уровня зеленосланцевой фации, и тектонические контакты со всеми осадочными комплексами, за исключением средне-верхнедевонской тюлькубашской

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия; a.khudoley@spbu.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; dvalexeev@mail.ru; degtkir@mail.ru

³ Университет Эдмонтона, Альберта, Канада; dufrane@ualberta.ca

⁴ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; eiletnik@igm.nsc.ru

свиты. Большекаройская свита перекрывается валунными конгломератами кенгобысайской или гересской свиты, на которых с несогласием лежат доломиты чулактауской свиты нижнего кембрия. Коксуйская, актугайская, чичканская и курганская свиты, субсогласно залегающие одна на другой, с размывом и местами с незначительным несогласием перекрываются кыршабактинской и чулактауской свитами нижнего кембрия. Возраст изученных толщ дискусионен. Традиционно кокжотская и большекаройская свиты относились к верхнему рифею, а коксуйская и вышележащие свиты до курганской включительно – к венду [2]. В то же время данные о находках раннепалеозойской фауны в кокжотской свите [1] и U-Pb возраст цирконов из риолитовых туфов курганской свиты – 779 ± 17 и 766 ± 7 млн лет [4–6] ставят под сомнение ранее принимавшиеся оценки возраста.

Из перечисленных выше свит нами было отобрано 9 образцов средне-крупнозернистых песчаников, варьирующих по составу от аркозов до граувакк, из которых выделены обломочные цирконы. U-Pb датирование производилось в университете Эдмонта (Канада) методом ICP-MS с лазерной абляцией. Рассматривались только возрасты с дискордантностью менее 10%. Число зерен в каждом образце варьировало от 92 до 125. Возрасты моложе 1000 млн лет рассчитывались по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, древнее 1000 млн лет – по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

В одном образце из кокжотской свиты примерно 50% зерен имеют возраст в пределах 770–1000 млн лет с отчетливыми максимумами около 805–810 и 895–900 млн лет. Среди остальных зерен доминируют палеопротерозойские возрасты, хотя присутствуют и архейские.

В двух образцах из большекаройской свиты обломочные цирконы имеют сходное распределение возрастов. Около 40% зерен имеют возраст в пределах 770–1000 млн лет с максимумами значений 800–805, 855–860, 870 и 990 млн лет. Среди остальных зерен доминируют палеопротерозойские возрасты, хотя присутствуют и архейские. Сходство распределения возрастов обломочных цирконов позволяет предполагать общий источник сноса для пород кокжотской и большекаройской свит.

В коксуйской свите изучался один образец, здесь лишь 7% зерен имеют возрасты в пределах 800–1050 млн лет с неотчетливым пиком около 805 млн лет, еще 7% зерен имеют мезопротерозойский возраст. Возраст большинства зерен – палеопротерозойский, в подчиненном количестве присутствуют и архейские цирконы.

Два образца из актугайской свиты характеризуются сходным распределением возрастов обломочных цирконов и здесь около 75% зерен имеет палеопротерозойский возраст, хотя и архейские зерна образуют

отчетливый кластер. Мезо- и, особенно, неопротерозойские зерна довольно редки.

В образце песчаника из разреза курганской свиты цирконов не оказалось, поэтому были изучены два образца из метаморфизованных пород аналогов курганской свиты, обнажающихся на северо-востоке Малого Каратау (акмамедская свита по [3]). Возраст 55% зерен колеблется в пределах 705–810 млн лет с максимумами значений около 740 и 770 млн лет. Около 7% зерен имеют мезопротерозойский возраст и почти все остальные – палеопротерозойский возраст.

В образце из основания сулеймансайской свиты верхнего девона – нижнего карбона, около 80% зерен имеют возраст в пределах 378–445 млн лет с максимумами значений около 405, 420, 435 и 440–445 млн лет. Среди остальных цирконов преобладают зерна нео- и палеопротерозойского возраста с единичным отчетливым максимумом 755–760 млн лет, тогда как мезопротерозойские и архейские зерна встречаются весьма редко.

Полученные результаты позволяют сделать предварительные выводы, которые в дальнейшем могут быть использованы для палеотектонических и палеогеографических реконструкций:

1. Источники сноса для кокжотской и большекарройской свит, с одной стороны, и коксуйской и актугайской свит – с другой, резко различаются. В первом случае в области размыва были широко развиты магматические породы неопротерозойского возраста, во втором случае в источнике сноса доминировали палеопротерозойские породы.

2. Возраст курганской свиты не может быть древнее 740 млн лет (самый молодой максимум возрастов обломочных цирконов) что заметно моложе, чем считалось ранее [5, 6]. Кроме того, среди датированных цирконов 8 зерен имеют возрасты от 705 до 720 млн лет, которые позволяют предполагать, что накопление курганской свиты происходило не ранее 705 млн лет назад.

3. Палеозойский возраст кокжотской свиты нашими данными не подтверждается. Самые молодые максимумы возрастов обломочных цирконов из свит нижней (кокжотская и большекарройская свиты) и верхней (курганская свита) частей изученного верхнедокембрийского терригенного разреза, отличаются лишь на 60 млн лет (800–805 и 740 млн лет соответственно), что позволяет предполагать его довольно быстрое накопление.

4. Песчаники верхнего девона – нижнего карбона, содержат лишь незначительную примесь докембрийских зерен и представляют преимущественно продукты размыва магматических пород позднеордовикского, силурийского и раннедевонского возраста.

Исследование проводилось при поддержке проекта РФФИ 17-05-00267.

Литература

1. Геология и металлогения Каратау: В 2-х т. Алма-Ата: Наука, 1986. Т. 1. Геология. 240 с.

2. *Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: СО «Наука», 1979. 194 с.

3. *Семилеткин С.А.* Тектонические обстановки накопления флишеоидного комплекса Малого Каратау – Таласского хребта по данным изотопных Sm/Nd и геохимических исследований // *Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания Т. 2.* М.: ГЕОС, 2007. С. 186–188.

4. *Советов Ю.К.* Неопротерозойский рифтогенез и эволюция осадочных бассейнов на микроконтинентах Таримского типа: Малый Каратау, южный Казахстан. Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Материалы 5-го Всероссийского литологического совещания Т. 2. Екатеринбург, 2008. С. 287–289.

5. *Levashova N.M., Meert J.G., Gibsher A.S., Grice W.C., Bazhenov M.L.* The origin of microcontinents in the Cenral Asian Orogenic Belt: constraints from paleomagnetism and geochronology // *Precam. Res.* 2011. V. 185. P. 37–54.

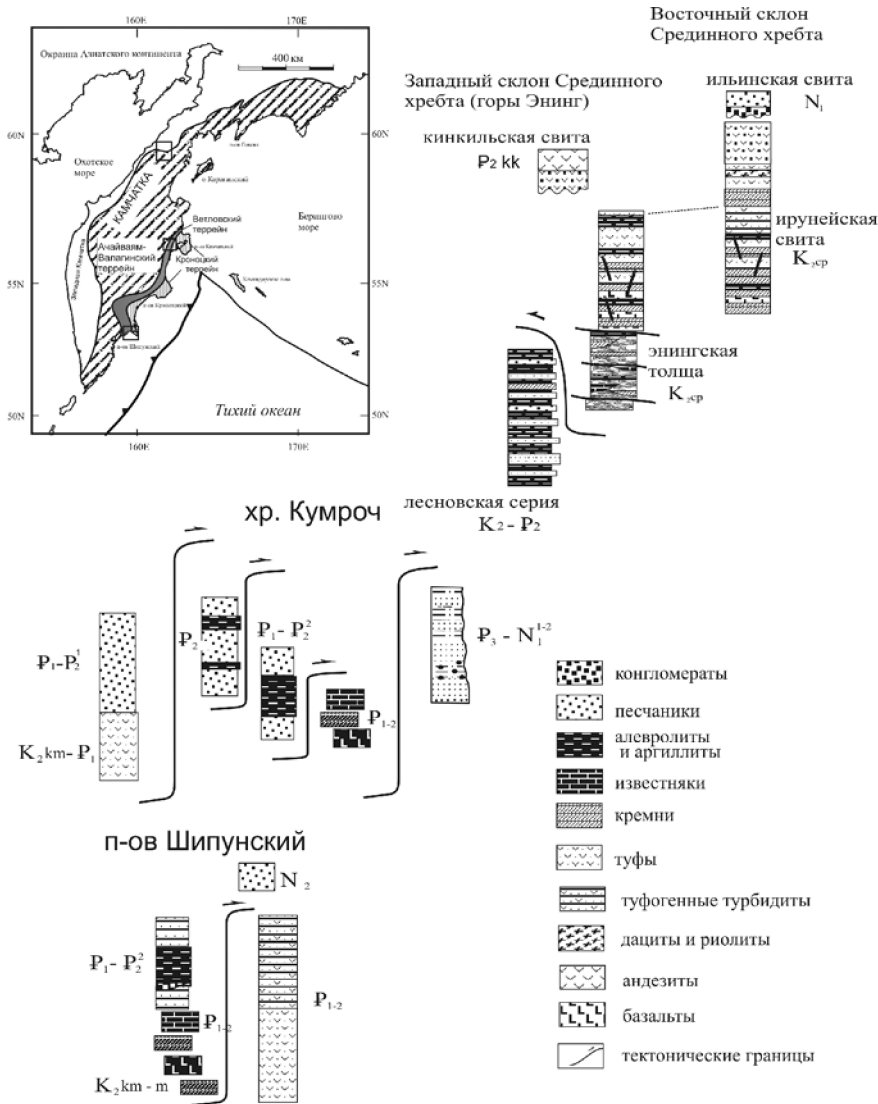
6. *Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M., Grice W.C., Kamenov G.D., Ryabinin A.B.* Glaciation and ~770 Ma Ediacara (?) Fossils from the Lesser Karatau Microcontinent, Kazakhstan // *Gondwana Res.* 2011. V. 19. P. 867–880.

Н.В. Цуканов, К.А. Дозорова¹

Комплексы палеоокраинноморских палеобассейнов Камчатки: состав и геодинамические условия формирования

В аккреционном обрамлении Тихого океана широко представлены магматические комплексы пород, которые формировались в пределах океанических бассейнов. Чаще всего они слагают тектонически дезинтегрированные фрагменты разрезов и отдельные тектонические пластины и блоки в микститовых горизонтах. Анализ строения и состава этих

¹ ФГБУН Институт океанологии РАН, Москва, Россия; nvts_ov@rambler.ru



образований и корреляция фрагментов разрезов в различных сегментах тектоно-стратиграфических террейнов, позволяет восстановить палео-фациальные обстановки, существовавшие в позднем мезозое – кайнозое в северо-западной части Тихого океана. Такими объектами в пределах Олюторско-Камчатской области (рисунок) являются комплексы пород,

участвующие в строении Ачайваям-Валагинского и Ветловского террейнов [1, 3, 4].

В пределах Ачайваям-Валагинского террейна на Камчатском перешейке выделяются ирунейская свита и энингская толща (K_2km-m), которые разбиты на несколько тектонических пластин, мощностью 50–100 м, внутри которых породы будинированы и нарушены многочисленными срыва́ми. Энингская толща сложена базальтами с подушечной и мелкоглыбовой отдельностью, которые переслаиваются с кремнистыми аргиллитами, яшмами и реже известняками кампан-маастрихтского возраста [6]. Ветловский террейн образован несколькими тектоно-стратиграфическими комплексами, которые слагают тектонические пластины от десятков до первых сотен метров мощности. Возраст этого комплекса принимается в интервале от позднего мела (кампан–маастрихт) до среднего эоцена и позднего эоцена – олигоцена (для осадочного меланжа о. Карагинский) [1, 5, 7]. Реже встречаются тектонические пластины, сложенные афировыми толеитовыми базальтами, кремнями и яшмами, железо-марганцевыми кремнистыми породами, кремнями и известняками.

По химическому составу эффузивы энингской толщи относятся к щелочным, высокотитанистым базальтам и по геохимическим параметрам характеризуются некоторым обогащением легких и средних РЗЭ по отношению к базальтам СОХ. Распределение элементов-примесей на мультиэлементной диаграмме сходно с обогащенными базальтами Е-типа СОХ, реже встречаются эффузивы близкие по составу к базальтам океанических островов (ОИВ). На дискриминационных диаграммах $Ba/Yb-Nb/Yb$ и $Ba/Nb-Th/Yb$ [8, 9] они попадают в поле вулканитов южной и северной частей Марианского трога и Тихоокеанского поднятия. При этом магнезиальные разности попадают в поле пород южной части Марианского трога и базальтов MOR, а менее магнезиальные – в поле северной части Марианского трога. Данные химического и редкоэлементного состава пород хорошо укладываются в фациальные обстановки накопления осадочных пород рассматриваемых толщ. Осадочные образования энингской толщи отлагались в морском бассейне, преимущественно в пелагической его части, а ирунейской свиты – в пределах вулканического архипелага с эксплозивным вулканизмом. При этом в нижних горизонтах ирунейской свиты преобладают эффузивы толеитовой серии, а в верхних частях известково-щелочной серии островных дуг. Контакты между энингской толщей и ирунейской свитой тектонические или перекрыты молодыми отложениями. В то же время, полученные новые данные по возрасту осадочных пород, указывающие на одинаковый возраст пород, из которых они были выделены, близкие со-

ставы комплексов микрофауны, присутствие в разрезах слоев иноцеромов и наличие фациальных переходов от турбидитов лесновской серии к образованиям энингской толщи позволяет предполагать, что это был единый бассейн.

Магматические породы Ветловского террейна по геохимическому составу близки к базальтам срединноокеанических хребтов, некоторых задуговых бассейнов и океанических островов. В целом большая часть изученных пород по составу близка к нормальным толеитам СОХ. Они присутствуют во всех изученных сегментах Ветловского террейна, а также были ранее установлены в пределах Валагинского хребта и на о. Карагинский [5, 7]. Распределение их в различных сегментах террейна заметно отличается. Так, в северной части хр. Кумроч, присутствуют все эти разновидности. Ранее [5] сходные по составу базальты были установлены и в южной части хр. Кумроч и в восточной части Валагинского хребта. В пределах Вахильского поднятия Шипунского п-ова (южный сегмент Ветловского террейна) развиты преимущественно базальты и долериты СОХ, и присутствуют единичные образцы, близкие по составу к базальтам задуговых бассейнов. Базальты и долериты, сходные по составу с базальтами СОХ описаны и в р-оне г. Петропавловск-Камчатский, бухта Моховая. В составе ветловского комплекса встречаются единичные образцы, имеющие геохимические характеристики базальтов островных вулканических дуг. Преимущественно они имеют аллохтонное залегание, слагая олистолиты или глыбы в меланже.

Проведенные исследования показывают, что палеотектоническая обстановка в кампанское время при накоплении комплексов ирунейской и энингской толщ позволяет считать, что это был окраинноморский бассейн (Ирунейское окраинное море). В этом бассейне с северо-запада и запада на юго-восток происходила смена фациальных обстановок от склона и подножья склона материка (лесновская серия) до пелагических условий открытого бассейна (энингская толща) и вулканической цепи с островодужным типом вулканизма (ирунейская свита). Магматизм окраинного моря характеризуется наличием базальтов СОХ и океанических о-вов.

Ветловский окраинноморский бассейн характеризуется присутствием пород близким к нормальным океаническим толеитам, обогащенным толеитам переходного типа, базальтам океанических островов и задуговых бассейнов. Редко встречаются толеитовые базальты островных дуг. Распределение различных комплексов по простиранию и площади бассейна неравномерно, что вероятно, связано с неоднородностью мантийного источника и геодинамикой бассейна. Формирование комплексов ветловского террейна, вероятно, происходило в обстановке задугового

или междугового спрединга, на начальных этапах – вблизи островной дуги. Геодинамическая обстановка во время формирования вещественных комплексов Ветловского бассейна напоминала обстановку задугового бассейна моря Скотия (Южно-Сандвичевские острова). Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: грант №15-05-01892.

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист N-57. Масштаб 1:1 000 000 / Гл. ред.: Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
3. Коваленко Д.В. Тектоника и магматизм Камчатки // Литосфера. 2010. № 3. С. 51–60.
4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН; Вып. 577)
5. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоностратиграфические комплексы Южного сегмента кроноцкой палеодуги (восточная камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. № 4. С. 3–17.
6. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Федорчук А.В. Меловые осадочно-вулканогенные комплексы Камчатского перешейка: строение, состав и геодинамические условия формирования // Тихоокеанская геология. 2017. № 2. (в печати)
7. Цуканов Н.В., Федорчук А.В. Океанические комплексы в структуре восточного Кумроча (Восточная Камчатка) // ДАН. 1989. Т. 307. № 4. С. 943–647.
8. Ishizuka O., Yuasa M., Tamura Y. et al. Migrating shoshonitic magmatism tracks Izu–Bonin–Mariana intra-oceanic arc rift propagation // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 294. P. 111–122.
9. Pearce J.A., Stern R.J. Origin Back-Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope perspectives // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophysical Monograph Series 166. 2006. Published by the American Geological Union. P. 63–86.

Применение методов расчета фрактальной размерности к данным по рудным месторождениям – новые подходы и результаты

Получение новых данных и их обработка являются необходимыми этапами формирования новых гипотез и проверки уже существующих предположений. В современной геологии наблюдается переход от описательного изучения объектов к моделированию и расчету масштабных процессов в недрах Земли. Одним из важных примеров перехода к выявлению общих закономерностей можно считать закон Гутенберга-Рихтера, или закон повторяемости землетрясений. Открытие этого закона стало следствием изучения характера распределения числа событий (объектов) от их величины, примечательно, что на момент открытия этого закона, возможности наблюдения были гораздо скуднее. Этот подход также может быть расширен и на другие объекты, например – месторождения. Исследование характера распределений числа месторождений от их величины запасов может указать на характер процессов образования этих месторождений.

Для выполнения работы были использованы данные ГИС «Крупные и суперкрупные месторождения», (ГИС КСКМ) на основании которой была сформирована база данных по запасам и концентрациям ископаемых в крупных и суперкрупных рудных месторождениях. Среди множества рудных компонент были выделены два десятка наиболее часто встречающихся (по мировым данным).

Уже предварительный анализ данных о распределении рудных месторождений указывает на высокую концентрацию ископаемых ресурсов в малом количестве крупнейших месторождений. Распределение соответствует степенному закону Парето (как и закон Гутенберга-Рихтера для величин сейсмической энергии или момента). Для углеводородных месторождений считается установленным [1, 2], что эмпирическое распределение числа крупных месторождений (N) в зависимости от величины их запасов (V) может быть описано степенным законом $N(V) \cong K \times V^\beta$, где K – некий коэффициент, β – показатель степени распределения, при этом значение β весьма часто оказывается близким к единице [3]. Причем такой степенной закон распределения выполняется

¹ Геофизический Центр Российской Академии Наук (ГЦ РАН), Москва, Россия; shatahtsyan@gmail.com

настолько хорошо, что иногда используется для прогноза числа неоткрытых месторождений разного ранга. Высокая концентрация запасов в небольшом числе месторождений указывает на неравновесный, динамический, характер процессов формирования месторождений. Для рудных месторождений ранее уже существовали указания на подобную зависимость [4]. В предыдущих работах был показан степенной характер этого распределения и рассчитаны величины показателя степени распределения для разных типов месторождений. Полученные результаты для коэффициента β , так же, как и для углеводородных месторождений, оказались обычно довольно близки к единице. Значения большие и меньшие единицы говорят о меньшей или, соответственно, большей концентрации величин запасов в малом числе крупных (и суперкрупных) месторождений. Также были проанализированы распределения концентраций в месторождениях, которое согласно [4, 5], отвечает логнормальному закону распределению.

Зная характер эмпирического закона распределения, мы можем перейти к обсуждению процессов, порождающих такое распределение. Известно, что степенные распределения являются результатами неравновесных процессов [6]. Одним из методов изучения закономерностей порождаемых неравновесными процессами является фрактальная геометрия, которая основывается на свойстве самоподобия исследуемых структур. Количественной характеристикой самоподобных структур является величина фрактальной размерности, которую мы использовали в варианте корреляционной размерности D_2 . Нами были построены и исследованы модельные примеры распределения гипотетических месторождений на поверхности, результаты сопоставлены со значениями фрактальной размерности для реальных месторождений. Значения корреляционной размерности не являются постоянными на всем диапазоне масштабов, что свидетельствует об изменении приуроченности к элементам разной размерности. Этим не исчерпывается подобный подход, и нами было предложено исследование смешанных корреляционных размерностей, которые получаются при исследовании фрактальной размерности распределения двух разных типов объектов (здесь, различных месторождений). Такие парные корреляционные размерности могут принимать значения больше 2, что на первый взгляд не должно получаться на плоскости (размерность плоскости равен двум). Однако мы можем получить такие результаты на модельных распределениях гипотетических месторождений с взаимоисключающими условиями образования. На модельном примере мы показали, что расположив случайным образом на плоскости (сферической поверхности) месторождения типа А и В и введя закон, по которому месторождения В будут исключаться с

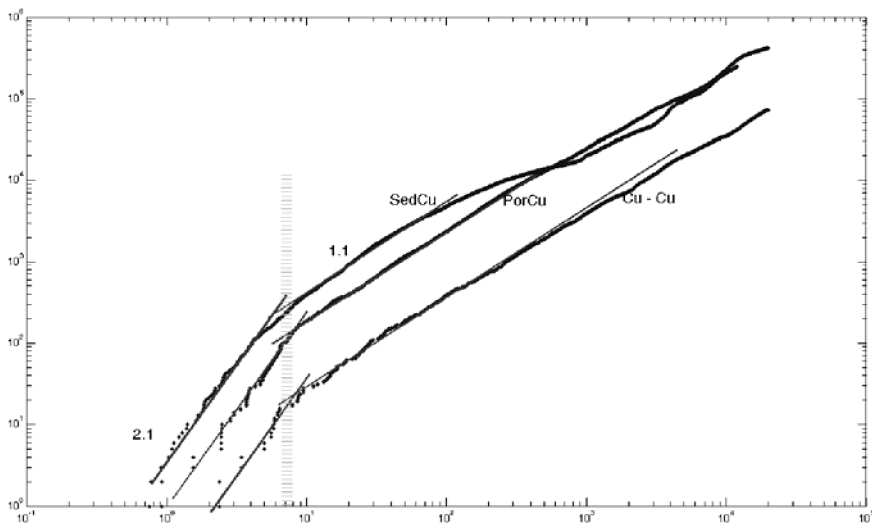


Рисунок. Вычисление корреляционной размерности для месторождений меди из разных источников

вероятностью обратно пропорциональной расстоянию до ближайшего месторождения A ; мы получим значения корреляционной размерности больше вмещающего пространства на малых масштабах.

Для проверки использованного подхода на реальных данных были проанализированы несколько групп крупных и суперкрупных месторождений из упомянутой базы данных ГИС КСКМ, а для месторождений меди был проведен дополнительный сравнительный анализ на другой базе данных, которая содержит большее число месторождений и была любезно предоставлена Ткачевым А.В. для нашего исследования. Особый интерес в данном случае представлял тот факт, что в специализированной базе были рассмотрены два типа месторождений меди – порфировые и седиментационные. Оба типа месторождений показывают характерные значения для меди на накопительных графиках (рисунок).

Значения корреляционной размерности дают количественную оценку распределению месторождений на любом исследуемом масштабе и объективны (не привязаны к экспертной оценке).

Введенное нами понятие смешанной корреляционной размерности может выявить приуроченность к линейным объектам и взаимной приуроченности месторождений разных компонент, что является ключом к количественному пониманию рудогенных процессов: взаимное «притяжение» месторождений разных компонент свидетельствует о схожих

процессах их образования (например, обогащение в верхней или нижней коре); взаимное «отталкивание» – о разных условиях (процессах) образования.

В результате проведенного анализа можно утверждать, что месторождения часто приурочены к активным разновременным зонам перехода континент–океан и имеют линейный характер расположения: то есть, на соответствующих масштабах корреляционная размерность приближается к единице.

Автор благодарен М.В. Родкину за помощь на всех этапах работы и А.В. Ткачеву за предоставленную базу по медным месторождениям.

Литература

1. *Бурштейн Л.М.* Статистические оценки параметров распределения скоплений нефти по величине в слабоизученных седиментационных бассейнах // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 9. С. 1013–1023.

2. *Родкин М.В.* Степенное распределение запасов УВ в месторождениях: модели генерации и связь с процессами восполнения запасов в разрабатываемых месторождениях // Генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2006. С. 84–92.

3. *Конторович А.Э., Демин В.И., Страхов И.А.* Закономерности выявления различных по запасам месторождений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах // Геология и геофизика. 1985. №11. С. 3–16.

4. *Turcotte D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge, 1997. 398 p.

5. *Родкин М.В., Шатахян А.Р., Андреева М.Ю., Рукавишников Т.А.* Процессы массивированного рудообразования как побочный продукт процессов тектогенеза (по результатам статистического анализа параметров месторождений) // Материалы 46 Тектонического совещания. Тектоника складчатых поясов Евразии. М., 2014. Т. 2. С. 130–134.

6. *Родкин М.В., Граева Е.М., Шатахян А.Р.* Модели процессов рудо- и нефтегенеза, обеспечивающие реализацию эмпирических законов распределения величин запасов месторождений и концентраций // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 210–213.

**Дизъюнктивные кинематические районы в зоне перехода
Тихого океана и Северо-Восточной Азии
(на отрезке Северного Приохотья)**

Общепланетарный структурный рисунок разломов укладывается в систему, состоящую из меридиональных, широтных, северо-восточных и северо-западных направлений [1 и др.], что обусловлено вращением Земного шара с соответствующим распределением тектонических напряжений. Однако равномерного распределения этих направлений на конкретных площадях не наблюдается. Обычно мы видим картину преобладания на той или иной территории одного-двух направлений дизъюнктивов. Последнее обстоятельство побудило ряд исследователей к выделению своеобразных кинематических (динамических) районов, различающихся ориентировкой разломных систем.

Так, авторы [4] сгруппировали разломы Верхояно-Колымской складчатой системы на основе их параллельного расположения и приуроченности к определенным структурным элементам. Г.С. Гусев [2] на той же территории выделил 9 динамических районов, положив в основу "динамические условия образования сопряженных сдвигов, сбросов и надвигов, формировавшихся в пределах единого деформационного района с однородным полем тектонических напряжений". Работы по анализу динамических районов на рассматриваемой территории не нашли своего продолжения.

Представления о земной коре как о развивающейся, изменяющейся во времени системе вызывает необходимость использовать при выделении кинематических районов таких показателей, как возраст и ранговый порядок разломов. Структурный рисунок разломов, перенесенный с карт масштаба 1:200 000 на карту масштаба 1:1 000 000, показывает достаточно хаотичную картину разнонаправленных нарушений, мало отличающуюся на разных территориях Северо-Востока Азии, к тому же разломная тектоника карт масштаба 1:200 000 в значительной мере отражает авторские пристрастия к их выделению. Низкопорядковые разломы карт этого масштаба по своей сути малообоснованы, о чем свидетельствует несовпадение структурного рисунка в многочисленных литературных публикациях у разных авторов.

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия; vShakhtyrov@mail.ru

Разломы более высокого порядка изображаются на картах масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000. Эти разломы более протяженные, зачастую однонаправлены, обоснованы надежным фактическим материалом, так как для их выделения используются помимо структурных магматические, геофизические, геохимические и иные признаки. В публикациях разных авторов можно видеть своеобразный консенсус в рисовке пространственного расположения этих разломов. Именно разломы этого ранга позволяют довольно отчетливо намечать дизъюнктивные кинематические районы.

Субмеридиональной системой разломов характеризуется Южно-Верхоянский кинематический район. Заложение дизъюнктивных нарушений дорифейское. На западе района кинематически это субвертикальные сбросо- и взбросо-сдвиги, к которым приурочены зоны интенсивного кливажа и трещиноватости, динамометаморфитов и милонитов. Не исключаются смены знака смещений во времени. Многие разломы разделяют блоки с различной историей осадконакопления, интенсивностью магматизма и типом складчатости [3]. В западном направлении происходит постепенное выполаживание системы разломов вплоть до появления шарьяжей в Кыллахской структурно-фациальной зоне. С меридиональной системой разломов кинематически сопряжены правые сдвиги северо-восточного простираения позднемезозой-кайнозойского возраста. Продолжение разломов к югу в сторону Сахалина и Северного Сихотэ-Алиня пока не имеет однозначного решения.

Индигино-Колымский кинематический район составляют золотоносные разломы северо-западной ориентировки, заложение которых как конседиментационных сбросов относится к каменноугольному возрасту. В юрско-меловое и кайнозойское время это знакопеременные сдвиги [6]. Трассирование рядом исследователей этих разломов на территорию внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и далее на Камчатку умозрительны и требуют более серьезного обоснования.

В раннемеловое время на момент формирования вулканоплутонических комплексов внешняя зона ОЧВП развивалась в левосдвиговом кинематическом режиме, о чем свидетельствует эшелонированное положение крупных линейных субмеридиональных интрузивных тел и субмеридиональных вулканогенных прогибов. Этот кинематический район (Северо-Охотский) отчетливо наложен на более древние структуры Верхояно-Колымской складчатой системы на протяжении от Охотского до Омолонского срединных массивов, однако следует отметить, что как интрузивные тела, так и отчетливо линейные вулканогенные прогибы кинематически сопряжены с разломами колымского (северо-западного)

направления и никогда их не пересекают. В позднемеловое время и в кайнозой этот кинематический район разделяется на два равновеликих по площади подрайона, западный из которых, занимающий бассейны современных рек Кулу, Бохапча, Челомджа и Тауй (назовем его предварительно Бохапча-Тауйским), представлен субширотными разломами и прибрежными кайнозойскими грабенами и развивается в левосдвиговом режиме, а восточный, локализованный в виде узкой полосы северо-восточных разломов вдоль северо-западного побережья залива Шелихова, – в правосдвиговом. Оба подрайона являются новообразованными, наложенными на территории более ранних кинематических районов, с разломами которых они уже не сопряжены.

Существенные коррективы к выделению границ кинематических районов вносит интерпретация "критической параллели 62°", предложенная автором [7]. Для ряда кинематических районов – это естественная тектоническая граница. Так меридиональная система разломов Южно-Верхоянского кинематического района бронируется по простиранию в северном направлении "критической параллелью", широтные разломы Бохапча-Тауйского кинематического района также не проявлены к северу от "критической параллели", разломная система северо-восточного простирания Ланково-Омолонского кинематического района на "критической параллели" прерывается. Представляет интерес общее смещение разломов "критической параллели" относительно теоретической в северном направлении, разделение восточного отрезка на две параллельные разломные зоны, сложная "пликативная" деформация ее в пределах Индигиро-Колымского кинематического района (особенно в пределах Аян-Юрхского антиклинория и Верхне-Индигирского синклиория).

В пределах Буюндино-Купкинского междуречья по своеобразному лотосовидному рисунку складчатости устанавливается ротационная структура. В ней зафиксированы позднемезозойские палеонапряжения в связи с вращением блока кристаллического фундамента, ограниченного с востока сдвигом Улахан, с запада – Умарским сдвигом. При неотектонических ротационных подвижках произошел срыв осадочного чехла и препарировка вращательной структуры по ее внешнему обрамлению, к которому в настоящее время приурочены крупные речные долины рек Буюнды и Большой Купки [5]. Подобные ротационные структуры могут быть установлены между Тенькинским и Чай-Юрьинским, а также между Чай-Юрьинским и Умарским глубинными сдвигами Индигиро-Колымского кинематического района.

Ротационный тектонический шов проявлен по северо-восточному обрамлению Омолонского срединного массива. Шов в настоящее время

освоен долиной р. Омолон. Вращение ядра структуры по часовой стрелке устанавливает по азимутальному соотношению кольцевого шва и диагонально локализованных в области его влияния Уляганской и Хуличанской позднемезозойских впадин.

Таким образом, приведенные здесь краткие материалы о кинематических районах Северного Приохотья и структурах их нарушающих свидетельствуют о значительно более сложной кинематической обстановке тектонического формирования этого региона, чем это представлялось ранее.

Литература

1. *Анохин В.М.* Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение СПб.: Недра, 2006. 161 с.

2. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойск. М.: Наука, 1979. 208 с.

3. *Коростелев В.И.* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 217 с.

4. *Мокшанцев К.Б., Горништейн Д.К., Гудков А.А. и др.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М.: Наука, 1968. 172 с.

5. *Шахтыров В.Г.* Методические рекомендации по изучению сдвигов при поисково-съёмочных и разведочных работах. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 67 с.

6. *Шахтыров В.Г.* Сдвиговые структурные ансамбли и золотое оруденение Яно-Колымской складчатой системы. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 50 с.

7. *Шахтыров В.Г.* Структурное выражение "критической" параллели 62° на Северо-Востоке России // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 261–266.

Палеомагнитные данные по ордовику Сибири и Балтики – доводы в пользу гипотезы «протоевразийской плиты»

Глобальные палеогеографические реконструкции, основанные на палеомагнитных данных [4, 5 и др.], предполагают независимый дрейф Сибирской и Восточно-Европейской (Балтика) платформ в течение палеозоя, т.е. их принадлежность к разным литосферным плитам. Следует признать, что палеозойские кривые кажущейся миграции полюса (КМП) платформ, представляющие основу палеогеографических построений, пока недостаточно обоснованы фактическими палеомагнитными определениями. Для некоторых временных интервалов палеозоя кривые КМП являются результатом интерполяции полюсов, значительно разнесенных во времени. По другим интервалам палеомагнитные определения имеют противоречивый «взаимоисключающий» характер. В частности, такие проблемы существуют для раннекембрийского и среднепалеозойского возрастных уровней рассматриваемых платформ. С другой стороны, временные уровни, хорошо охарактеризованные палеомагнитными данными для одной платформы могут быть почти «пустыми», в палеомагнитном отношении, для другой платформы (например, средний–поздний кембрий Сибири и карбон и пермь Балтики). Это имеет своим следствием то, что существующие модели палеозойских кривых КМП Сибири и Балтики являются весьма приблизительными и не обеспечивают достаточной точности, необходимой для решения «тонких» палеогеографических и тектонических задач, в частности для адекватной оценки взаимного положения платформ и сравнения их кинематики. Очевидно, что прямым путем решения этой проблемы является получение новых палеомагнитных данных по палеозою платформ, однако и на текущем уровне палеомагнитной изученности, могут быть применены альтернативные подходы, позволяющие приблизиться к решению означенной проблемы.

Ранее, в качестве альтернативы сравнению кривых КМП платформ, для восстановления взаимного положения Сибири и Балтики в палеозойское время, нами была предпринята попытка сопоставить отдельные изохронные уровни, наиболее хорошо обоснованные в палеомагнитном отношении [1]. Сопоставление палеомагнитных данных по Сибири и

¹ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина

Балтике для шести уровней (ранняя пермь, поздний карбон, ранний–средний девон, силур, ранний и средний ордовик и поздний венд) показало, что уже с позднего венда платформы испытывали согласованные перемещения и могли являться составляющими общей литосферной плиты, претерпевшей в течение палеозоя два этапа реорганизации (в конце ордовика – начале силура и в перми). Реорганизация плиты была выражена изменением взаимного положения Сибири относительно Балтики и описывалась вращением одной из платформ вокруг полюса Эйлера, общего для позднеордовикско-раннесилурийского и пермского этапов реорганизации, и располагающегося в пределах Карского моря. Пермская реорганизация плиты привела к консолидации Сибири и Балтики в рамках суперконтинента Пангея в конфигурации аналогичной их современному взаимному положению. Это послужило основанием для выдвижения гипотезы «протоевразийской плиты», являющейся, по сути, прародителем современной Северной Евразии и включавшей Сибирь, Балтику и Арктиду [1].

В настоящей работе нами был выполнен анализ опубликованных данных по ордовику – изохронному уровню удовлетворительно «насыщенному» палеомагнитными определениями, как по Сибири, так и по Балтике, а также проведено сопоставление данных для ордовика этих платформ. Результаты анализа показали, что:

1. Смещение палеомагнитных полюсов платформ в течение ордовика характеризуется схожими трендами;

2. Наилучшее сопоставление ордовикских трендов КМП Сибири и Балтики достигается путем поворота вокруг полюса Эйлера с координатами 69.7° в.д., 81.0° с.ш., на угол 78.4° (против часовой стрелки для Сибири);

3. Рассчитанный полюс вращения (располагающийся в пределах Карского моря) совпадает с полюсом Эйлера, описывающим относительное вращение Сибири и Балтики в течение перми при формировании евразийской части Пангеи [2].

Эти заключения являются дополнительной, и весьма мощной, аргументацией гипотезы «Протоевразийской» плиты и позволяют, с введением соответствующих поправок на относительный разворот платформ, совместно использовать палеомагнитные данные по Сибири и Балтике для разработки комбинированной (общей) кривой КМП. На основе комбинированной кривой КМП Сибири-Балтики для ордовика предлагается серия палеореконструкций на этот отрезок геологической истории, находящихся в удовлетворительном соответствии с литологическими и биологическими индикаторами палеогеографических/палеоклиматических обстановок [3].

Работы выполнены при поддержке Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017) и вошли в заявку на грант РФФИ 17-05-00021.

Литература

1. *Шацилло А.В.* Единство Сибири, Арктиды и Балтики в палеозое: гипотеза «протоевразийской» плиты // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 277–282.
2. *Шацилло А.В.* Взаимодействие Сибири и Балтики на финальном этапе амальгамации Евразийской части Пангеи // Физика Земли. 2015. №2. С. 1–16.
3. *Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Дронов А.В.* Палеомагнитные данные по Сибири и Балтике в контексте тестирования некоторых геодинамических моделей формирования Центрально-Азиатского подвижного пояса // Физика Земли. 2017 (в печати).
4. *Domeier M., Torsvik T.H.* Plate tectonics in the late Paleozoic // *Geoscience Frontiers*. 2014. N 5. P. 303–350.
5. *Torsvik T.H., Cocks L., Robin M.* New global palaeogeographical reconstructions for the Early Palaeozoic and their generation / Harper D.A.T., Servais T. (eds.). *Early Palaeozoic Biogeography and Palaeogeography* // *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2013. V. 38. P. 5–24.

В.И. Шевченко¹

Параокеанический (океаноподобный) бассейн Тетис и Атлантический и Тихий океаны

1. Земная кора/литосфера Земли разделяется на серию литосферных плит и блоков разного размера, т.е. имеет дискретную тектоническую структуру. Это следует из обычно полосового распределения сейсмичности. По таким полосам проводятся границы плит.

2. Распределение сейсмичности в Альпийско-Индонезийском подвижном поясе иное. Сейсмичность в значительной степени “размазана” по территории пояса. Линейные скопления очагов отсутствуют или неясно выражены. Тем не менее дискретная картина предлагается в рамках плит-тектонической концепции и для структуры подвижных поясов (рис. 1).

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

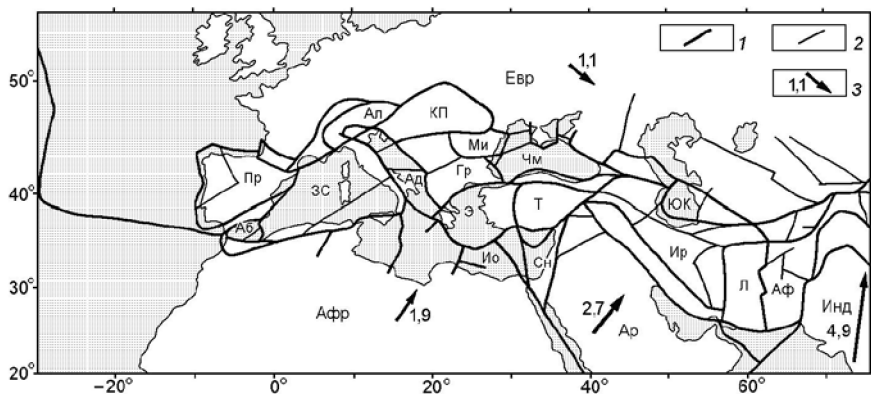


Рис. 1. Плиты и малые плиты западной части Альпийско-Индонезийского подвижного пояса (по С.А. Ушакову и др., 1984 из [1] с упрощением). 1, 2 – границы плит (1) и малых плит и блоков (2); 3 – векторы движения плит (цифры – скорости движения, см/год). Плиты: Евр – Евразийская, Афр – Африканская, Ар – Аравийская, Инд – Индийская, Пр – Пиренейская, Аб – Альборанская, ЗС – Западно-Средиземноморская, Ад – Адриатическая, Ал – Альпийская, КП – Карпато-Паннонская, Гр – Греческая, Ми – Мизийская, Э – Эгейская, Т – Турецкая, Чм – Черноморская, ЮК – Южно-Каспийская, Ир – Иранская, Л – Лутская, Аф – Афганская, Сн – Синайская, Ио – Ионическая

3. Однако, судя по имеющимся геологическим данным, подвижные пояса, в том числе Альпийско-Индонезийский, характеризуются не дискретностью, а *связностью*, континуальностью, непрерывностью тектонической структуры. В Средиземноморском–Малокавказском секторе названного пояса (рис. 2) выявляется осесимметричная зональность: выступы консолидированного основания (срединные массивы) по оси пояса, окаймленные с севера и с юга последовательно зонами Дорсаль, Флишевой и Неритовой [6, 7]. Эти зоны образуют северное и южное крылья подвижного пояса. Они прослеживаются на всем его протяжении. Распадение пояса на блоки не наблюдается. Таким образом, *связная* тектоническая структура Альпийско-Индонезийского подвижного пояса принципиально отличается морфологически от дискретной в целом структуры земной коры/литосферы Земли за пределами пояса (поясов).

4. В западной части пояса одноименные зоны северного и южного крыльев пояса смыкаются, образуя его подковообразное ороклинальное Гибралтарское замыкание [6, 7]. На востоке, в Индонезии четко выражена Бандская (вокруг моря Банда) часть восточного ороклинального замыкания пояса [2]. Предположительно существует другая часть этого замыкания, которая огибает прогиб моря Сулавеси. Следовательно, за-

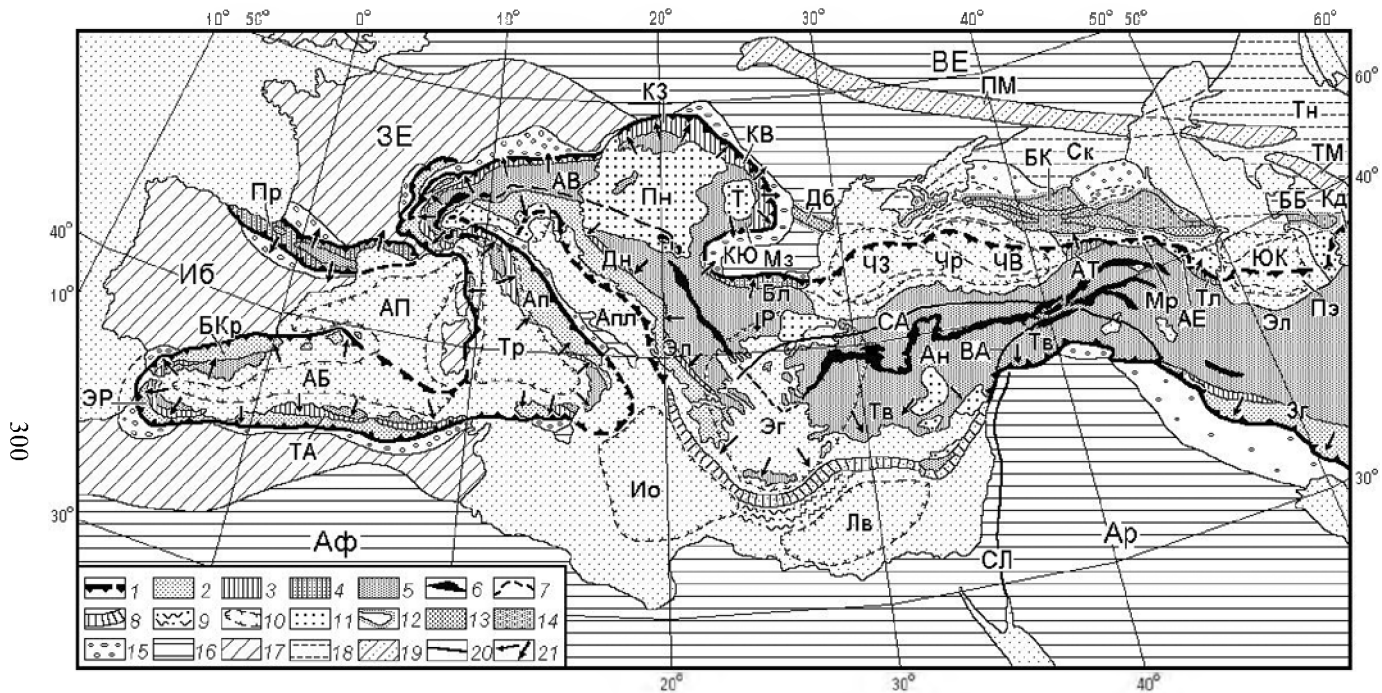


Рис. 2. Тектоническая схема Гибралтарско-Малокавказского интервала Альпийско-Индонезийского подвижного пояса и Пиренеев (из [6] с некоторыми изменениями).

Условные обозначения к рис. 2:

1 – покровно-надвиговая внешняя граница Альпийско-Индонезийского подвижного пояса и Пиренеев; 2, 3 – Внешняя зона подвижного пояса, включающая Неритовую (2) и Флишевую (3) подзоны (подзона Дорсаль не показана); 4 – Внешняя зона подвижного пояса и Пиренеев, не разделяющаяся на Неритовую и Флишевую подзоны; 5 – Внутренняя зона Альпийско-Индонезийского подвижного пояса и Пиренеев (срединный массив); 6 – осевая офиолитовая зона подвижного пояса; 7 – рубцовая зона Альп и ее предполагаемое продолжение; 8 – Эллинский глубоководный желоб; 9 – Восточно-Средиземноморский вал; 10, 11 – границы наложенных впадин (10) и обломочные отложения в наложенных и межгорных впадинах (11); 12 – контуры горных сооружений Добруджи, Горного Крыма, Большого Кавказа и Большого Балхана, располагающихся вне подвижного пояса; 13 – прогибы-троги Добруджи, Горного Крыма, Большого Кавказа; 14 – межтроговые поднятия Большого Кавказа и Большого Балхана; 15 – передовые прогибы подвижного пояса, Пиренеев, Большого Кавказа и Горного Крыма; 16, 17 – платформы древние, докембрийские (16) и эпигерцинские (17); 18 – Скифская и Туранская “молодые” платформы; 19 – авлакогены; 20 – некоторые разломы, разломные зоны; 21 – направления перемещений тектонических покровов и надвигов по геологическим данным.

Складчато-надвиговые сооружения: АВ – Альпы Восточные; Ап – Апеннины; АТ – Аджаро-Триалеты; Ан – Анатолийская микроплита в составе подвижного пояса; Б – Бетские Кордильеры; ББ – Большой Балхан; БК – Большой Кавказ; Бл – Балканиды; Дб – Добруджа; Дн – Динариды; Зг – Загрос; К – Копетдаг; КВ, КЗ, КЮ – Карпаты Восточные, Западные, Южные; Пр – Пиреней; Р – Родопы; ТА – Телль-Атлас; Тв – Тавриды; Тл – Талыш; Эл – Эллиниды; Элб – Эльбурс; ЭР – Эр-Риф. *Некоторые прогибы:* АЕ – Агджабединско-Евлахский; Мр – Мирзаанский; Пэ – Предэльбурский; ЧЗ, ЧВ – Западно- и Восточно-Черноморский. *Наложённые впадины:* АБ – Альборанско-Балеарская; АП – Алжиро-Прованская; Ио – Ионическая; Лв – Левантская; Пн – Паннонская; Т – Трансильванская; Тр – Тирренская; Чр – Черноморская; Эг – Эгейская; ЮК – Южно-Каспийская. *Платформы и их части:* Апл – Апулийская; Ар – Аравийская; Аф – Африканская; ВЕ – Восточно-Европейская; ЗЕ – Западно-Европейская; Иб – Иберийская; Мз – Мезийская; Ск – Скифская; Тн – Туранская. *Авлакогены:* ПМ – Припятско-Мангышлакский; Тк – Туаркырский. *Разломные зоны:* ВА – Восточно-Анатолийская; СА – Северо-Анатолийская; СЛ – Сирийско-Ливанская

мыкался на западе и на востоке бассейн Тетис, на месте которого позже сформировался Альпийско-Индонезийский горный пояс. Таким образом, этот бассейн не соединялся (структурно-тектонически) с Атлантическим и Тихим океанами.

5. Аналоги перечисленных структурно-фациальных зон Альпийско-Индонезийского подвижного пояса отсутствуют как во флексурно-сбросовом обрамлении Атлантического океана, так и в субдукционном обрамлении Тихого океана.

6. А.Л. Яншин [10], А.Е. Шлезингер [9] и некоторые другие исследователи пришли к выводу, что состав и характер изменчивости осадочных отложений Альпийско-Индонезийского подвижного пояса и разновозрастных отложений океанов существенно различны. Ряд исследователей показал, что различны продукты магматических и вулканических процессов подвижных поясов и океанов [3, 8].

7. По ряду сейсмических и гравиметрических характеристик бассейн Тетис и Атлантический и Тихий океаны различны [2]. Например, зона субдукции, имеющаяся в подвижном поясе, наклонена под ранее существовавший бассейн Тетис. Зоны субдукции по периферии Тихого океана наклонены, наоборот, от океана, под смежные континенты. Различно напряженно-деформированное состояние коры/литосферы Тетиса и океанов.

8. Материалы такого рода дали основание Ю.М. Пушаровскому и С.В. Руженцеву [5] и Е.Е. Милановскому [4] считать бассейны, на месте которых сформировались подвижные пояса, в том числе бассейн Тетис, отличными от современных океанов. Эти бассейны были названы ими параокеаническими и океаноподобными соответственно. Ранее, в доплейттектоническую эпоху такие бассейны назывались геосинклинальными.

Литература

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

2. Лукк А.А., Шевченко В.И. Островные дуги, глубоководные желоба и сейсмофокальные зоны Индонезии и Тихого океана: сходство и различия // Физика Земли. 2008. № 2. С. 3–38.

3. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

4. Милановский Е.Е. Проблемы строения и развития океанических бассейнов в контексте геологической истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. 1998. № 5. С. 22–33.

5. Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Геологические особенности современных и древних океанов // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 2. С. 404–406.

6. Шевченко В.И. Средиземноморье – Кавказ: плейттектоническая и геосинклинальная концепции // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2005. Вып. 4. С. 21–29.

7. Шевченко В.И. Альпийско-Индонезийский подвижный пояс и океанический бассейн Тетис // Материалы XLVI Тектонического совещания: Тез. докл. Т. 2. М.: ГЕОС, 2014. С. 294–299.

8. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 232 с.

9. Шлезингер А.Е. Тектонические структуры земной коры // Бюлл. МО-ИП. Отд. геол. 2003. Вып. 3. С. 3–10.

10. Янин А.Л. Были ли древние геосинклинали океанами? // Избранные труды. Т. 1, Кн. 2. М.: Наука, 2011. С. 344–351.

Э.В. Шипилов¹

О фазах рифтинга в эволюции Южно-Баренцевского сверхглубокого бассейна

В пределах окраинно-континентального обрамления глубоководного океанического «треугольника» Арктики, получили развитие три глубочайших рифтогенных осадочных мегабассейна, мощность осадочного чехла в которых составляет от 12–14 до 18–22 км – Свердрупский (Канадский Арктический архипелаг), Северо-Чукотский и Восточно-Баренцевский. Депоцентры этих бассейнов в генеральном плане имеют субпараллельное простирание по отношению друг к другу и локализованы либо в пределах развития поясов каледонид–элсмирид или их ответвлений, либо в поле их «влияния» и непосредственной близости.

В Восточно-Баренцевском мегабассейне по результатам проведения комплекса разноплановых геолого-геофизических исследований в структуре фундамента намечены контуры палеорифтовой (троговой) системы, состоящей из нескольких звеньев. В рельефе поверхности фундамента здесь выделены прогибы с глубинами 16–20 км [11, 15] разделенные перемычками – Южно- и Северо-Баренцевский, Северо-Новоземельский и Святой Анны. В поперечных сечениях западные борта прогибов более пологие, чем восточные. При этом основную часть осадочно-вулканогенного выполнения (до 14–15 км) палеорифтовой системы составляют отложения поздней перми – мезозоя. Среди подстилающих образований относительно уверенно выделяются комплексы

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия; shipilov@pgi.ru

перми–карбона и позднего девона. Однако возраст и генезис этого, гигантского по протяженности и мощности осадочного выполнения, бассейна до сих пор остаются предметом научных дискуссий [1, 3, 6, 7–10, 13 и др.]. Причина этого заключается в том, что стратиграфическая привязка отражающих горизонтов более древних комплексов отложений является проблематичной в связи с большой глубиной залегания и отсутствием непрерывной корреляции сейсмических данных.

Вместе с тем, как показывают исследования, средне-позднепалеозойские рифтогенные структуры получили довольно широкое развитие на Баренцевоморской континентальной окраине. На Шпицбергене, с девона по средний карбон был сформирован крупный Западно-Шпицбергенский грабен. Главная фаза растяжения и грабенообразования, после свальбардской складчатости, соответствует башкирскому веку [14]. Самое крупное несогласие в позднем палеозое на о. Медвежий в западной части Баренцева моря относится к серпуховско-башкирскому времени (324 млн лет) и объясняется рифтовой активизацией в прилегающих районах.

Этапы рифтогенного развития практически всех крупных прогибов в западной части Баренцева моря (Нордкапского, Тиддли и др.) связаны с поздним девоном и ранним–средним карбоном [14]. Платформенный режим с развитием обширного карбонатного шельфа в западной части Баренцева моря установился в позднем карбоне и продолжался до поздней перми.

На востоке региона, в пределах Новой Земли, в среднем–позднем девоне был сформирован рифтогенный прогиб, который, скорее всего, входил в состав Восточно-Баренцевской троговой системы, но был инверсирован на рубеже триаса–юры в результате складчато-надвиговых процессов.

На Печорской плите и ее акваториальном продолжении рифтовая активизация завершилась в позднем девоне [5].

В настоящее время наиболее распространено мнение о допозднефранском времени рифтогенеза в восточном секторе Баренцева моря. Обоснование этого традиционно базируется на сейсмостратиграфической экстраполяции опорных сейсмических горизонтов Печорской плиты в пределы Южно-Баренцевской впадины и соответствующей временной привязке тектонических событий. При этом, время их проявления распространяется практически на весь регион без каких-либо изменений, несмотря на неуверенную корреляцию или даже полную потерю корреляции палеозойских горизонтов при пересечении рифтогенного прогиба.

Зона сочленения Печорской плиты и Южно-Баренцевской впадины (юго-восточный борт палеорифта) является единственным местом, где были получены наиболее типичные разрезы [4], с высокоамплитудными листрическими сбросами и ротационными блоками, подтверждающие рифтовую природу Восточно-Баренцевской системы и характеризующие время рифтогенеза как допозднефранское. На западном борту палеорифта таких контрастных разломно-блоковых структур ранее не отмечалось.

В работе [12] нами было высказано мнение об асимметрии строения Южно-Баренцевской впадины, обусловленной асинхронностью проявления рифтогенных процессов в ее западной и восточной бортовых зонах, которое обосновывалось следующими соображениями.

Стратификация опорных горизонтов на сейсмических разрезах, характеризующих западную бортовую зону рифтовой системы, была выполнена нами на основе увязки с сейсмическими данными по прилегающему Норвежскому сектору Баренцева моря, опирающимися на данные бурения в районе Финнмаркенской платформы [12]. Предпринятый в этой связи пересмотр ранее принятой схемы стратификации горизонтов нижней части осадочного чехла Южно-Баренцевского бассейна, основанной на дальней экстраполяции возраста границ сейсмокомплексов с Печорской плиты, с учетом новых данных, позволил изменить возраст последних в западной части бассейна в сторону омоложения [12]. Это, в свою очередь, повлекло за собой изменения в хронологической датировке тектонических событий, в частности, возраста палеозойского этапа рифтогенеза. В результате, в пределах юго-западной бортовой зоны рассматриваемого бассейна, включающей склон Центрально-Баренцевского поднятия, возраст рифтогенного грабенообразования оценен как раннекаменноугольный–башкирский. В наиболее активных приразломных зонах этот процесс, возможно, продолжался до перми. Подобная картина характерна и для более глубокой части троговой системы. Изложенное находит подтверждение и отчетливо иллюстрируется на недавно полученном глубинном сейсмическом разрезе МАГЭ (рисунк).

Эти события синхронны этапам растяжения и грабенообразования на Норвежском шельфе, в Северном море, Южной Англии и Свердрупском бассейне Канады (динантская и стефанская фазы – ранний карбон и касимовско-гжельское время соответственно).

Таким образом, позднепалеозойские рифтогенные структуры западной и юго-восточной частей Южно-Баренцевской впадины по времени проявления своего формирования являются разновозрастными: в основном, допозднекаменноугольными и допозднедевонскими соответственно. Все отмеченное обусловило асимметричный профиль в строении и

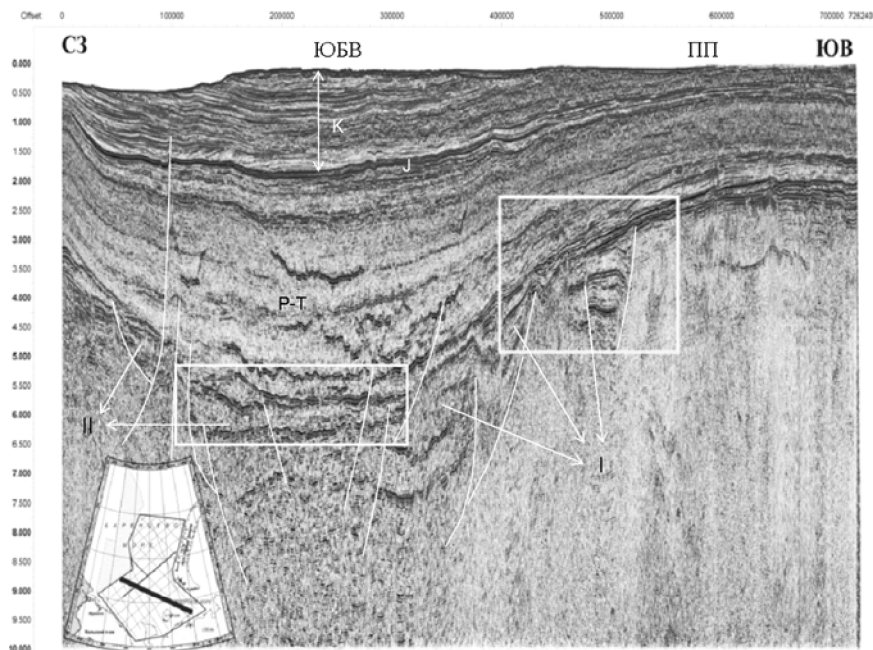


Рисунок. Сейсмический разрез [4], иллюстрирующий строение Южно-Баренцевской впадины (ЮБВ) и характер ее сочленения с Печорской плитой (ПП). Интерпретация автора.

I – структуры растяжения (полуграбены) допозднедевонской (?) генерации рифтинга;

II – рифтогенные структуры допозднекаменноугольной генерации.

В пермско-триасовом комплексе и ниже распространены хаотические аномальные рефлекторы, обусловленные базальтоидными интрузиями

асинхронность развития бортовых зон рифтовой системы. В мезозойское время, под влиянием формирования складчато-надвиговой структуры Новой Земли, асимметрия рифтогенного прогиба стала еще более контрастной [2].

Литература

1. Артюшков Е.В. Механизмы образования Баренцевского прогиба // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 700–713.

2. Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шитлов Э.В. Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // ДАН. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.

3. *Верба М.Л., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С.* Новая Земля в структуре Обско-Баренцевского осадочного мегабассейна по результатам работ на опорном профиле 2-АР // Разведка и охрана недр. 2005. № 1. С. 6–9.

4. *Казанин Г.С., Заяц И.В., Шкарубо С.И., Павлов С.П., Кириллова-Покровская Т.А.* Региональные сейсморазведочные работы в Арктических морях – основные результаты нового этапа и дальнейшие перспективы // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 90–98.

5. *Малышев Н.А., Шитилов Э.В.* Геодинамическая эволюция Европейского Северо-Востока в девоне // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2002. № 11. С. 2–4.

6. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. М-б 1:2 500 000 / В.И. Богацкий, Н.А. Богданов, С.Л. Костюченко, Б.В. Сенин, С.Ф. Соболев, Э.В. Шипилов, В.Е. Хаин. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.

7. *Устрицкий В.И.* Возраст и генезис Восточно-Баренцевского мегапрогиба // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2009. С. 253–256.

8. *Шитилов Э.В.* Эпохи рифтогенеза в эволюции Западно-Арктической континентальной окраины Евразии и ее осадочных бассейнов (по результатам геолого-геофизических исследований) // Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2002. С. 332–335.

9. *Шитилов Э.В., Сенин Б.В.* Глубинное строение дна Баренцева моря // Геотектоника. 1988. № 6. С. 96–100.

10. *Шитилов Э.В., Юнов А.Ю., Моссур А.П.* Строение Баренцево-Карской зоны перехода от континента к океану в связи с деструктивными процессами // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 13–19.

11. *Шкарубо С.И., Шитилов Э.В.* Тектоника Западно-Арктической платформы // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 32–47.

12. *Bogolepov A.K., Shipilov E.V.* Tectonic evolution of the East Barents Paleorift System // EAGE 58th conference and technical exhibition. Extended abstracts book. Amsterdam, 1996. V. 2. A017.

13. *Bogolepov A.K., Zuravlev V.A., Shipilov E.V., Yunov A.Yu.* Deep structure of the western sector of Eurasian-Arctic continent-to-ocean transition zone // International Geology Review. 1992. V. 34. №3. P. 240–249.

14. *Gabrielsen R.H., Faersth R.B., Jensen L.N., Kalheim J.E., Riis F.* Structural Elements of the Norwegian continental shelf. Part 1: The Barents Sea Region // NPD-bulletin N 6. Norway: Olie- og energidirektoratet, 1990. 33 p.

15. *Malovitski Ya.P., Senin B.V., Shipilov E.V.* et al. Map of the Relief of the Heterogeneous Basement of the Arctic Region and Adjacent Areas, Sc.1:10000000. Ed. I.S. Gramberg, Y.M. Puscharovski. London: JEBSCO Seismic Limited, 1990.

Фотоатлас Геология Крыма

Крымский полуостров изучался многими поколениями геологов в течение более 100 лет. В результате, на основе различных научных концепций были созданы десятки непохожих и противоречивых, структурно несбалансированных моделей строения. Единого представления о тектонике и геологическом развитии полуострова нет, что влияет на многие направления его хозяйственного освоения. При создании общепринятой геологической карты, решающим в дискуссиях о правильности построений являются конкретные обнажения горных пород. Многие из них (карьеры, подрезки склонов, выработки под строительные объекты и дороги) быстро зарастают, застраиваются и перестают быть геологически информативными. В Атласе есть фотоизображения не только существующих, но и тех обнажений, которые за 20 лет навсегда исчезли, хотя ранее четко отражали строение региона.

Часть уникальных геологических объектов Крыма расположена в заповедниках, другая – более доступна и получила статус геологических памятников разного уровня, хотя в основном они геоморфологические (географические). Некоторые из объектов еще мало известны и требуют природоохранного статуса, поскольку имеют большое научное и познавательное значение для широкого круга специалистов. Следует отметить, что многие геологические памятники Крыма описаны в устаревшей и нередко ошибочной тектонической интерпретации с позиций вертикально-блоковой концепции строения, что отражено в изданиях [1, 2 и др.].

В подготовленном по личной инициативе Фотоатласе «Геология Крыма» на 1100 фото, фотопанорамах, разрезах и картах показано современное представление о геологическом строении полуострова с отражением практически всех важных и сложных объектов. Все они рассмотрены по двум группам: 1 – живописные береговые обрывы вокруг Крыма, сфотографированные с моря («крымская кругосветка») и 2 – легко доступные обнажения вдоль основных автомобильных дорог. Некоторые из выявленных автором тектонических объектов являются уникальными не только в России, но и в мире. Пояснительной запиской к атласу является крупная монография «Геодинамика Крыма [4], а также

¹ МОО Крымская Академия наук, Республика Крым, Симферополь, Россия; yudin_v_v@mail.ru

публикации по отдельным объектам [3 и др.], которые доступны в интернете <http://jurassic.ru/yudin.htm>

Авторская интерпретация тектоники и геодинамическая модель Крыма существенно иная, чем в «традиционных» представлениях фиксизма, изложенных в работах многих специалистов украинских геологических организаций. Модель обоснована многолетним детальным изучением Крыма на базе современных представлений о строении и развитии Земли. Все объективные данные по биостратиграфическому расчленению толщ, полученные предшествующими исследователями, включены и показаны в интерпретациях строения.

Применение метода телескопического приближения позволило на одной странице атласа показать и весь объект, и сложные детали его строения. Фото с разных сторон с ориентировкой по сторонам света дает его объемное понимание. Детальное дешифрирование структур в программе CorelDRAW X3 дало возможность выявить сложное и ранее непонятное их строение. На всех фоторисунках показаны визуальные и линейные масштабы, а для наиболее важных объектов – их географические координаты. Основное внимание в работе уделено тектоническим структурам и процессам, которые отражают длительную и сложную геодинамическую эволюцию полуострова.

Научная новизна заключается в отражении на конкретных примерах сложных структур горизонтального сжатия и гравитационного оползания, которые многими исследователями еще игнорируются. В последние годы создалось впечатление, что разные понимания тектоники полуострова и его конкретных объектов, никогда не приведут к созданию единой общепринятой модели. В этой ситуации объективным критерием правильности построений следует считать структурную сбалансированность, основанную на детальном фото и фотодетализациях спорных узлов строения. На макетах страниц атласа такие объекты показаны с разных сторон и с разной детальностью изображения.

В Горном и Предгорном Крыму разновозрастные надвиги, сдвигонадвиги преимущественно северного и северо-западного наклона сопровождаются интенсивно сжатыми принадвиговыми складками и чешуями-дуплексами. Исключение составляет Мраморный ретронадвиг южного наклона, формирующий структуру Горнокрымского поп-ап. Не менее важное значение имеют, пропущенные ранее, послонные срывы.

Наиболее высокоамплитудные надвиги (шарьяжи) образуют очень мощные региональные зоны полностью перетертых пород – меланжей. Они состоят из полностью перетертого матрикса и из глыб-кластолитов, сложенных разными по составу породами палеозоя, мезозоя и кайнозоя. К полосам развития активных надвиговых меланжей за-

кономерно приурочено аномальное проявление оползней. Недоучет этих объектов в условиях горного рельефа, повышенной сейсмичности и плотной застройки южного берега Крыма несет значительную опасность. Межмеланжевые полосы сложно смятых, но сохранивших первичную структуру толщ флиша таврической формации, менее подвержены опасным геодинамическим процессами. Они более устойчивы и предпочтительны для застройки, несмотря на некоторую удаленность от берега моря. Сами зоны выходов меланжей рациональнее и безопаснее использовать как парки без проектирования на них крупных капитальных сооружений.

Во многих обнажениях Горного Крыма впервые выделены дважды опрокинутые шарьяжные складки. Особенно широко они распространены на южном берегу, что свидетельствует об очень большом горизонтальном сжатии структур.

На конкретных примерах показано, что на южном берегу Крыма магматические тела массивов Аю-Даг, Кафель и Карадаг смещены неоген-четвертичными сдвиго-надвигами на несколько километров. Они наклонены или опрокинуты и ныне находятся в зонах меланжей далеко от места своего первоначального положения и еще дальше от места внедрения.

В основании Второй гряды Крымских гор обоснован активный пологий субпослойный Подкузостовый надвиг с современными смещениями по пластичным глинам нижнего мела. Разрыв сопровождается мелкими надвигами, складками и жилками высокотемпературных минералов. Аналогичные флэты широко развиты и в полого залегающих кайнозойских отложениях во всем Крыму и на Керченском полуострове.

Экзогенная геодинамика представлена раннемеловой Горнокрымской олистостромой и молодыми неоген-четвертичными оползневыми комплексами Массандровской и Опукской олистостром. Все они состоят из передробленного матрикса и многочисленных массивов (олистолитов), сложенных плотными известняками и конгломератами. Уникальный по разнообразию рельеф южного берега Крыма связан с положением и смещениями таких массивов.

Разнотипные надвиги, меланжи и олистостромы привели к формированию в Горном и Предгорном Крыму к проявлению опасных геологических явлений. Все они хорошо объясняются с позиций теории актуалистической геодинамики. Показанные на фоторисунках интерпретации позволяют решить многолетние споры о строении конкретных участков Крыма, отраженные на десятках непохожих геологических и тектонических карт, что будет способствовать созданию единой модели строения и развития Крыма.

Литература

1. Геологические памятники России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. <http://geomem.ru/> Раздел Геологические памятники Республики Крым и города Севастополя. http://geomem.ru/mem_map.php?s_pict=krum.gif
2. Геологические памятники Украины / Ред. В.И. Калинин, Д.С. Гурский. В 4 т. Т. III. Львов: Изд-во ВД Панорама, 2009. 200 с.
3. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Масштаб 1:200000. Крымская АН, Симферополь: Изд-во Союзкарта, 2009.
4. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Монография. Симферополь: Изд-во ДИАЙПИ, 2011. 336 с.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Манилов Ю.Ф., Каплун В.Б.</i> Глубинные разломы Северного Сихотэ-Алиня по геофизическим данным	3
<i>Махатадзе Г.В.</i> Ордовикские щелочные plutонические комплексы западного и восточного склонов Южного Урала: геодинамическая интерпретация	7
<i>Медведева С.А.</i> О литохимических диаграммах на примере докембрийских песчаников Улканского района (Алдано-Становой щит)	10
<i>Мельниченко Ю.И., Изосов Л.А., Казанский Б.А., Лепешко В.В., Ли Н.С., Осипова Е.Б., Чупрынин В.И.</i> Эскиз вихревой морфотектоники Тихоокеанской окраины Азии	14
<i>Мици М.В.</i> Палеопротерозой–фанерозойская история Атлантической зоны: уникальный пример взаимодействия плюм-тектоники и плейт-тектоники	19
<i>Моисеев А.В., Палечек Т.Н.</i> Фрагменты юрско-меловой палеоокеанической коры в тектонических покровах Усть-Бельских гор (Алганский террейн, Западно-Корякская складчатая область)	23
<i>Москаленко А.Н., Худoley А.К., Хустнитдинов Р.Р.</i> Структурно-геологический метод определения кинематических характеристик разрывных нарушений и реконструкции стресс-состояний по сейсмическим данным МОВ ОГТ 3Д (на примере северного склона Байкитской антеклизы, юго-запад Сибирской платформы)	28
<i>Некрасов Г.Е.</i> Трансформно-сдвиговая (альтернативная коллизийной) модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозойд	33
<i>Никишин А.М., Петров Е.И., Мальшев Н.А.</i> Тектоническое строение и геологическая история Арктического океана в мезозое и кайнозое	37
<i>Никонов А.А.</i> Сейсмотектонические грабены-провалы в Средиземноморских бассейнах как специфический феномен развития новейших внутриконтинентальных впадин	39

<i>Павленкова Н.И.</i> Структурные особенности земной коры Арктики и их природа	42
<i>Павленкова Н.И., Кашибин С.Н., Гонтовая Л.И., Павленкова Г.А.</i> Земная кора и верхняя мантия Охотоморского региона	46
<i>Паланджян С.А.</i> Фрагменты Палео-Пекульнейской дуги (позднепалеозойская – раннемезозойская окраина Арктического континента) в антиклинории хребта Пекульней, Чукотка	50
<i>Перчук А.Л., Сафонов О.Г., Захаров В.С., Смит С.А., ван Ринен Д.Д., Геря Т.В.</i> Механизм образования ультра-горячих орогенов при докембрийской коллизии: результаты 2D моделирования	54
<i>Песков А.Ю., Архитов М.В., Диденко А.Н.</i> Палеомагнитные исследования мезозойских осадочных пород Киселевско-Маноминского и Кемского террейнов Сихотэ-Алинского орогенного пояса	58
<i>Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В.</i> Фрагменты докембрийских офиолитов в структуре позднепалеозойского Уральского орогена на Среднем и Северном Урале: новые данные	61
<i>Пискарев А.Л., Безумов Д.В., Смирнов О.Е.</i> Формирование океанического бассейна котловины Макарова	65
<i>Подурушин В.Ф.</i> Восточно-Кольская кольцевая структура	69
<i>Покалюк В.В., Ломакин И.Э., Шафранская Н.В.</i> Черноморский бассейн – как сочетание пулл-апарт структур в системе Средиземноморско-Каспийского пояса	73
<i>Полетаев А.И.</i> Скрытые тектонические нарушения Северного Ледовитого океана (по данным линеаментного анализа)	78
<i>Поселов В.А., Киреев А.А., Савин В.А.</i> Растяжение земной коры Американо-Каспийского бассейна и прилегающего мелководного шельфа РФ на примере многоканальных сейсмических данных МОВ ОГТ	82
<i>Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Худолей А.К., Анфинсон О., Стокли Д., Фалейде Я.И., Гайна К., Соболев Н.Н., Петров Е.О.</i> Тектонические деформации северо-запада архипелага Новая Земля и (U-Th)/He термохронология	88
<i>Прокудин В.Г., Медведев С.Н.</i> Тектоника Цусимской котловины Японского моря	92
<i>Промыслова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Царев В.В.</i> Брекчии офиолитовой ассоциации Юго-Западного Крыма и их значение для палеогеодинамики региона	97

<i>Прудников И.А.</i> Современное состояние стратотипа абдрезяковской свиты – объём, состав и условия формирования её отложений	101
<i>Пугачев А.А.</i> Типы метаморфических пород Южного Приморья .	106
<i>Пучков В.Н.</i> Роль плюмов и суперплюмов в формировании современной структуры океанов	110
<i>Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Панфилов А.В., Хубанов В.Б.</i> Неркаюский эклогит-амфиболит-сланцевый комплекс Приполярного Урала как фрагмент нижнедокембрийских палеоокеанических образований в структуре уралид	112
<i>Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н., Федонкин М.А.</i> Геодинамическая модель формирования углеводородного потенциала надсубдукционных областей	116
<i>Разумовский А.А., Рязанцев А.В., Новиков И.А., Артамонов А.В.</i> Новоракитянский дайковый комплекс: строение и условия формирования (Сакмарская зона, Южный Урал)	122
<i>Ребецкий Ю.Л., Мяжков Д.С., Погорелов В.В., Маринин А.В.</i> Современное напряженное состояние литосферы области сочленения островной дуги (Япония) и океана. Численное 2D моделирование	126
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Геодинамика и тектоника малых тангенциальных массовых сил	133
<i>Рогожин Е.А.</i> Сейсмотектоника Курило-Камчатской и Японской островных дуг	140
<i>Родкин М.В., Мирлин Е.Г., Миронов Ю.В., Чесалова Е.И.</i> Подводные горы северо-западной части Тихого океана: статистика, проблема генезиса	143
<i>Розен О.М., Злобин В.Л.</i> Первый континентальный террейн на Земле и неоднородность верхней мантии – гнейсы Акаста, 4.3 млрд лет, Северо-Западные территории, Канада	147
<i>Романюк Т.В.</i> Быстрая миграция треморов крипового сегмента разлома Сан-Андреас как маркер взаимодействия между Северо-Американской плитой и реликтом микроплиты Монтеррей	148
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Белоусова Е.А., Пыжова Е.С.</i> Результаты изучения детритовых цирконов по методике TerraneChron из	

бакальской и зигальгинской свит типового разреза рифея (Башкирское поднятие, Южный Урал)	152
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Пыжова Е.С.</i> Стратотип рифея (башкирское поднятие, Южный Урал): сопоставление U/Pb возрастов Детритных цирконов из песчаников бурзянской, юрмагинской и каратакуской серий	158
<i>Рудько С.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Романюк Т.В.</i> Тектоническая родственность Крыма и Амазонии на основе сравнения результатов датирования детритовых цирконов из конгломератов г. Южная Демерджи и структур причерноморского обрамления	163
<i>Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю.</i> Вендские и раннепалеозойские комплексы активной континентальной окраины в палеозоидах Южного Урала	169
<i>Самсонов А.В., Степанова А.В., Егорова С.В., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н.</i> Континентальные толеиты MORB-типа на западном краю Карельского кратона: индикатор открытия Свеккофеннского океана 2100 млн лет назад	173
<i>Зайцев В.А., Панина Л.В., Сенцов А.А.</i> Структурно-геоморфологические исследования центральной части Русской плиты	177
<i>Сергеева В.М., Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Лейченко Г.Л.</i> Физическое моделирование раннего океанического раскрытия между Австралией и Антарктидой в условиях ультрамедленного спрединга	180
<i>Сергин С.Я.</i> Энергетическая причина слабой дислоцированности Керченско-Таманской области в альпийскую эпоху	183
<i>Сим Л.А., Богомолов Л.М., Брянцева Г.В., Саввичев П.А.</i> О переходной зоне между Тихоокеанской, Евразийской литосферными плитами	187
<i>Сколотнев С.Г.</i> Экваториальная и северная часть Приэкваториальной Атлантики – регион тектоно-геодинамических контрастов	192
<i>Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Александрова Г.Н.</i> Геологический разрез акустического фундамента юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)	196
<i>Славинский В.В.</i> Регулирование суперконтинентальными циклами тепломассопотерь суперплумов	200

<i>Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Мальшиев Н.А.</i> Тектоническое районирование острова Врангеля (Арктика)	204
<i>Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мороз Е.А., Добролюбова К.О.</i> Процессы эволюции литосферы в районе архипелага Земля Франца-Иосифа по данным картирования донных обнажений магматических тел	208
<i>Старцева К.Ф., Никишин А.М., Мальшиев Н.А., Никишин В.А., Валюцьева А.А., Мальшиева Е.О., Попов А.С.</i> Этапы развития Восточно-Баренцевоморского мегабассейна по результатам интерпретации регионального профиля 4-АР	213
<i>Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А., Гилаев Р.М.</i> Роль тектоники в формировании высокоуглеродистых отложений титона – нижнего берриаса Западной Сибири	216
<i>Суворова Е.Б., Устинов Н.В.</i> Палеоструктурные реконструкции среднетриасовых отложений Восточно-Баренцевского шельфа	220
<i>Съедин В.Т., Авдонин В.В., Мельников М.Е.</i> Тектоно- магматические этапы Магеллановых гор (Тихий океан)	224
<i>Сычев С.Н., Рогов А.В.</i> Первые данные структурно-кинематиче- ского анализа офиолитокластитового комплекса Рассошин- ской зоны (Омулевское поднятие, Восточная Якутия)	229
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Роль пологих дизъюнктивных нарушений в структуре рифейских метаморфических толщ Удинско- Колбинской зоны (Восточный Саян)	233
<i>Тевелев Ал.В., Федорчук В.И., Тевелев Арк.В.</i> Кинематика и история формирования зон милонитов, ограничивающих Тараташский выступ архея на Южном Урале	238
<i>Тевелев Арк.В., Попов С.С., Тевелев Ал.В., Прудников И.А.</i> Новейшие транзитные впадины северной периферии Южного Урала	242
<i>Тевелев Арк.В., Орлова С.О., Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Хотылев А.О.</i> Турбидиты нижнерифейской айской свиты (Южный Урал)	247
<i>Травин В.В., Козловский В.М.</i> Признаки синметаморфического образования даек базитов на примере даек Беломорского подвижного пояса	251
<i>Трапезников Д.Е.</i> Соляная тектоника пассивных континентальных окраин	254

<i>Тучкова М.И., Соколов С.Д., Вержбицкий В.Е., Покровский Б.Г., Ватрушкина Е.В.</i> Литология и геохимия карбонатных пород Восточной Арктики и геодинамические характеристики	258
<i>Фрейман С.И., Никишин А.М., Петров Е.И., Посаментьер Х.</i> Кайнозойские клиноформные комплексы и палеогеография Северо-Чукотского бассейна	261
<i>Хаин Е.В., Федотова А.А.</i> Корреляция неопротерозойских – раннепалеозойских событий Саяно-Монгольской и Байкальской областей	266
<i>Харахинов В.В.</i> Тектоника и нефтегазоносность осадочных бассейнов Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану (на примере Охотоморского региона) . . .	271
<i>Хотылев А.О., Тевелев Ал.В.</i> Рифейские дайковые комплексы Тараташского выступа (Южный Урал)	275
<i>Худoley А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф.</i> Новые данные о возрастах обломочных цирконов из терригенных толщ Малого Каратау (Южный Казахстан)	280
<i>Цуканов Н.В., Дозорова К.А.</i> Комплексы палеоокраинноморских палеобассейнов Камчатки: состав и геодинамические условия формирования	283
<i>Шатахьян А.Р.</i> Применение методов расчета фрактальной размерности к данным по рудным месторождениям – новые подходы и результаты	288
<i>Шахтыров В.Г.</i> Дизъюнктивные кинематические районы в зоне перехода Тихого океана и Северо-Восточной Азии (на отрезке Северного Приохотья)	292
<i>Шаццлло А.В., Кузнецов Н.Б., Дронов А.В.</i> Палеомагнитные данные по ордовику Сибири и Балтики – доводы в пользу гипотезы «протоевразийской плиты»	296
<i>Шевченко В.И.</i> Параокеанический (океаноподобный) бассейн Тетис и Атлантический и Тихий океаны	298
<i>Шитлов Э.В.</i> О фазах рифтинга в эволюции Южно-Баренцевского сверхглубокого бассейна	303
<i>Юдин В.В.</i> Фотоатлас Геология Крыма	308



Издательство ГЕОС

издание и распространение
научной литературы

**Издательство ГЕОС сотрудничает
с Российским фондом фундаментальных исследований и
другими фондами, издает книги, брошюры любых
обрезных форматов в твердой и мягкой обложке с черно-
белыми и цветными иллюстрациями, полноцветные
журналы и буклеты**

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел.: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru,

www.geos-books.ru

Научное издание

**ТЕКТОНИКА
СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ
ОКЕАНОВ И ИХ ОКРАИН**

**Материалы XLIX Тектонического совещания,
посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского**

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 18.01.2017
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 20,0 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.