



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

**МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ**
Том II
МОСКВА
2019

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ



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

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

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Материалы LI-го Тектонического совещания

Том 2

Москва
ГЕОС
2019

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 76

**Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI
Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. 371 с.**

ISBN 978-5-89118-786-3

Ответственный редактор

К.Е. Дегтярев

*На 1-ой стр. обложки: Интенсивно дислоцированные триасовые
песчаники (светлое) и аргиллиты (темное). Остров Врангеля.
Фото М.И. Тучковой.*

© ГИН РАН, 2019

© Издательство ГЕОС, 2019

Доордовикские осадочные бассейны Тувино-Монгольского микроконтинента и «тувинских» террейнов – родственники или соседи?

Традиционно, в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы выделяется крупная тектоническая структура – Тувино-Монгольский микроконтинент (ТММ), имеющий в своем строении древний ранне-докембрийский фундамент и мезо- и неопротерозойский чехол. Разные исследователи в его состав вводят Эрзинский метаморфический комплекс Сангиленского блока. Западнее ТММ на многие километры в строении Центрально-Азиатского складчатого пояса блоков древней континентальной коры не выделяют, вплоть до южных и центральных частей Казахстана. На всей этой территории представлены разнообразные магматические, метаморфические, осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы не древнее венда. Исключение составляет Гремячинский массив плагиогранитов Кузнецкого Алатау с возрастом 875 млн лет ($\epsilon\text{Nd} - 7.8$ и модельным возрастом 2.2 млрд лет) [1].

На основе данных датирования цирконов из терригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента в его истории четко выделяются несколько периодов тектоно-магматической активности – неархейский (фундамент Гарганской глыбы), палеопротерозойский 2.0–2.4 млрд лет (неустановленные источники сноса) и неопротерозойский (сархойская, дархатская, окинская, дунжугурская серии и сумсунурский комплекс гранитов) [2]. Пород мезопротерозоя и палеопротерозоя моложе 2.0 млрд лет среди источников сноса нет. Сопоставление данных цирконометрии для вендских терригенных отложений Тувино-Монгольского микроконтинента и песчаников типовых разрезов вендского шельфа Сибирской платформы, где проявлены процессы оледенения Марино, однозначно указывает на отсутствие связи с питающими провинциями Сибирской платформы при накоплении отложений микроконтинента [2]. Полученные данные стали решающим доводом о неза-

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; eilet-nik@igm.nsc.ru; ivanov-tunguska@mail.ru

² Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; Vetrovgdmsu@yandex.ru

³ Новосибирский Государственный университет, Новосибирск, Россия; brodnikovaelizaveta@mail.ru

висимости осадконакопления в пределах ТММ от осадочных бассейнов Сибирской платформы.

Метатерригенные породы чинчиликской и мугурской свиты Эрзинского метаморфического комплекса Сангиленского блока на территории Тувы представлены рециклированными осадками с присутствием горизонта метаморфизованных железистых латеритов. Накопление всех этих отложений происходило в пределах тектонически пассивного континентального блока. Источниками сноса при их седиментации служили породы древней палеопротерозойской континентальной коры (модельный возраст около 1.8 млрд лет и ϵNd от -6.9 до -7.5). От осадочных пород ТММ, представленных осадками первого цикла и имеющих натровую специализацию, метатерригенные породы Эрзинского метаморфического комплекса отличаются калиевой специализацией и рециклированной природой осадков. Это указывает на их различные механизмы накопления и разные питающие провинции. Отличаются друг от друга и венд-кембрийские карбонатные отложения венд-кембрийского чехла ТММ и нарынской свиты Сангиленского нагорья. Для них также различными являются источники поставки вещества в бассейн седиментации (породы кислого состава для карбонатных пород нарынской свиты и основной, ультраосновной для карбонатных отложений чехла ТММ), изотопные характеристики C, металлогеническая специализация. Изотопные характеристики Sr указывают, что накопление отложений нарынской свиты имело более узкий интервал времени в раннем венде, в то время как отложения чехла микроконтинента накапливались в венде – раннем кембрии.

Теперь обратимся к изотопно-геохимическим характеристикам кембрийских отложений отдельных тектонических блоков на территории Тувы. В настоящий момент пород древнее палеозоя на данной территории не выделено, исключение составляет один гранитный массив с возрастом 562 млн лет [3]. Начнем с того, что источником обломочного материала для отложений осадочно-вулканогенной шурмакской свиты юго-западной части Сангиленского блока послужили породы палеопротерозойского блока, в пределах которого на 800 млн лет был проявлен гранитоидный магматизм и кислый вулканизм (данные U-Pb датирования валунов из конгломератов), на рубеже 500 млн лет происходили вулканические события (данные U-Pb датирования туфов из разреза свиты и вулканомиктового матрикса конгломератов и песчаника) [4]. Для гранитов из валунов и матрикса конгломератов, вулканомиктовых песчаников и туфов получены Sm-Nd изотопные характеристики от 1.7 до 1.96 млрд лет, что хорошо согласуется с присутствием во всех пробах гранитов, туфа, матрикса, песчаника, цирконов с возрастом от 1.75–2.58 млрд лет. Цирконов мезопротерозойского возраста в них не

обнаружено. Основные популяции цирконов представлены двумя группам – на рубеже 500 и 800 млн лет.

Одновременно с породами шурмакской свиты происходило накопление отложений охемской свиты в районе месторождения Кызыл-Таштыг (р. О-Хем левый приток Большого Енисея). Основная популяция цирконов в пробе матрикса конгломератового горизонта имеет возраст от 500 до 540 млн лет с пиком на 518 млн лет. В конгломератах в значительном количестве присутствуют валуны и галька более древних гранитов и метаморфизованных вулканических пород.

Песчаники аласугской свиты кембрия Систихемского прогиба имеют следующий возраст популяций детритовых цирконов: 480–494 млн лет, 503–514 млн лет (основная популяция), 520–570 млн лет, 606–650 млн лет, и одно зерно с возрастом 1.1 млрд лет и два зерна 2.1 млрд лет. О существовании на данной территории источников сноса палеопротерозойского возраста указывают также данные по датированию и Sm-Nd изучению гранитных валунов из конгломератового горизонта нижележащей баянкольской свиты. Их возраст составляет 590 млн лет при модельном возрасте 2.4 млрд лет и $\epsilon Nd(t) = -8.2$.

Неожиданными становятся и данные U-Pb датирования матрикса конгломератов в основании теректинской свиты, входящей в зону тектонического меланжа Агардагской зоны. Основная популяция цирконов имеет возраст 585 млн лет (более 70 зерен). Четыре зерна имеют следующие возрасты: 880 млн лет, 1.36 млрд лет, 1.49 млрд лет, 1.78 млрд лет. В районе г. Кызыл по правому борту Малого Енисея методом Sr-хемостратиграфии при изучении карбонатных отложений тапсинской (?) свиты установлено время ее накопления на рубеже 600 млн лет. Соответственно, вулканы, на которых она залегает со стратиграфическим перерывом, будут не моложе позднего рифея.

Гвоздем программы по изучению палеозойских пород на территории Тувы становятся данные по результатам U-Pb датирования пород дайки, прорывающей отложения кембрия, ордовика и девона в районе Хову-Аксы, где все цирконы имеют возраст от 1.75 млрд лет до 1.92 млрд лет с пиком на 1.84 млрд лет. Эти цирконы, несомненно, являются ксеногенными и захвачены из палеопротерозойского фундамента при подъеме магматического расплава к поверхности.

Все это многообразие данных изотопного изучения и датирования приводит к единому выводу. На территории Тувы присутствует один или несколько блоков древней палеопротерозойской коры, на которые в посткембрийское время были надвинуты тектонические пластины палеозойских островодужных комплексов. Данные по датированию палеопротерозойской и мезопротерозойской популяций цирконов в породах

палеозойских комплексов Тувы не позволяют предполагать источники их сноса в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента. Эти данные и особенности геологического строения ТММ и изученных комплексов Тувы, в том числе пород Эрзинского метаморфического блока, указывают на то, что они стали соседями в постордовикское время в результате аккреционно-коллизийных событий. Это первые результаты нашего исследования, которое будет продолжено.

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

Литература

1. Руднев С.Н., Матуков Д.И., Сергеев С.А., Серов П.А. Позднерифейские плагиограниты Кузнецкого Алатау: состав, возраст и источники // ДАН. 2006. Т. 410. № 6. С. 809–815.

2. Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А., Караковский Е.А., Костицын Ю.А., Вишневская И.А., Резницкий Л.З., Иванов Ал.Вл., Прошенкин А.И. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb датирования цирконов // ДАН. 2017. Т. 474. № 5. С. 599–604.

3. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. С. 119–162.

4. Иванов А.В., Прошенкин А.И. Состав и возраст отложений шурмакской свиты юго-запада Сангиленского блока, Тыва // Литология и я: от идеи до выводов. Материалы 3-й Всероссийской школы студентов, аспирантов, молодых ученых и специалистов по литологии. 2018. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН. С. 85–86.

В.М. Лосив¹

Новая модель формирования Сихотэ-Алинской складчатой системы

Анализ деталей строения Приморского региона с позиций аккреционно-террейновой тектоники, при котором особое внимание было уделено зоне сочленения Ханкайского массива (ХМ) и САСС, позволил разработать новую модель формирования всей Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС). При этом был использован ряд понятий и терминов

¹ Филиал «АИИС-Дальний Восток», Владивосток, Россия; vmlosiv@gmail.com

геосинклинальной теории: формации, структурно-формационные комплексы (СФК), структурно-формационные зоны (СФЗ), подзоны (СФПЗ) и др. [1], а при выделении террейнов автор, вслед за Борукаевым Ч.Б. [2], исходил из того, что СФЗ является понятием более широким, чем террейн, и, что обязательным условием выделения террейнов является их «чужеродность» относительно образований смежных структур.

Разделение пермских, триасовых и юрских окраинно-континентальных комплексов западного и южного Приморья на принадлежащие окраине ХМ и участвующие в строении Дунайско-Сергеевского (ДСТ) и Украинского (ОкТ) террейнов, которые являются составными частями САСС [4], но занимают в ней принципиально разные структурные позиции, позволило установить, что граница между ХМ и САСС проходит по нескольким разнотипным нарушениям: Тахалинскому, Олонскому, Меридиональному (МР), Арсеньевскому, Западно-Партизанскому, Стеклянухинскому и Уссурийскому разломам (рисунок а).

ДСТ расположен к югу от долгоживущей Спасско-Валентиновской разломной зоны (СВРЗ). Он представляет собой отторженец, вероятно, от Сино-Корейской плиты. С юго-востока к нему примыкает Кривинский террейн (КрТ), сложенный образованиями юрского аккреционного комплекса, имеющий, скорее всего, также «сино-корейское» происхождение.

Расположенная к северу от СВРЗ Центральная СФЗ разделена МР на западный и восточный блоки, существенно различающиеся составом и возрастом матрикса аккреционных комплексов и захороненных в нем олистолитов. В западном блоке он представлен среднеюрскими–раннемеловыми (предположительно раннеберриасскими) отложениями Ариадненской и Кошаровской СФПЗ, на которых залегают останцы козырька поддвиговой палеограницы между САСС и ХМ. Южная часть этого блока перекрыта Уссури-Павловским пакетом шарьяжей (УППШ) – Чугуевско-Бреевский шарьяж сложен образованиями «габброидного» основания ДСТ, Антоновский является фрагментом КрТ, а Струистый – фрагмент ОкТ. На УППШ с размывом залегают поздневаланжинские и позднеальбские отложения мелководных прогибов. В восточном блоке МР матрикс аккреционных комплексов представлен среднеюрскими–раннемеловыми (до позднего альба включительно) отложениями Хорской, Полянкой и Васильевской СФПЗ.

Различия в строении восточного и западного блоков и принципиальные отличия характера границы между ХМ и САСС на разных ее участках можно объяснить только их формированием по разные стороны от зоны трансформного разлома, который разделял, как области с разными условиями седиментации, зависевшими от скорости смещений участков океанического дна (слайсов) в каждом из крыльев в сторону континентальной

РИС. 1а.

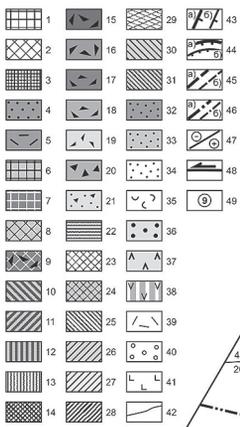


РИС. 16.

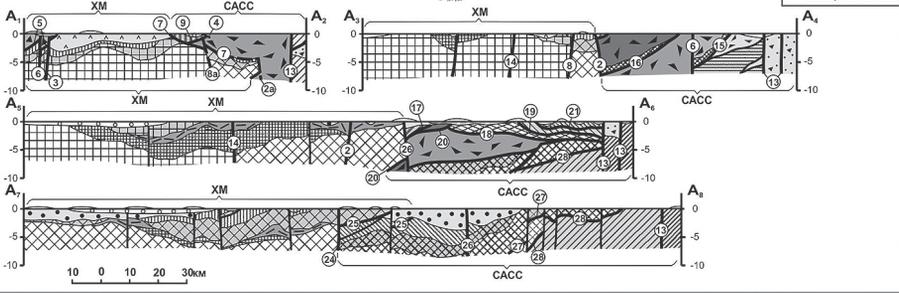
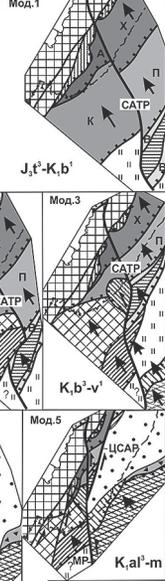


Рис.: 1а – Структурно-геодинамическая схема зоны сочленения ХМ и САСС:

1–41 – СФК и образуемые ими структуры: СФЗ, подзоны (СФПЗ), впадины, пояса: 1–13 – СФК ХМ: 1, 2 – гетерогенного фундамента (PR_3): 1 – сиалического, 2 – мафического; 3–5 – континентально-рифтогенных структур: 3 – раннерифтовые (PR_3-PZ_1): СФЗ: Спасская – СЗ, Вознесенская – ВЗ, Кабаргинская – КЗ, 4, 5 – позднерифтовые ($PZ_{1,2}$): 4 – Тамгинский прогиб, 5 – Южно-Синегорская вулканическая впадина; 6–12 – активной континентальной окраины смешанного типа ($P_{1,2}$) – СФЗ: Малиновская – МЗ, Западно-Приморская – ЗПЗ: 6 – на сиалическом фундаменте, 7 – то же (6), под надвинутыми образованиями САСС; 8 – на мафическом фундаменте, 9 – то же (8), под «ретро» надвинутыми образованиями САСС, 10 – то же (8), в обратном надвиге на ХМ – Новокрещенский аллохтон, 11 – то же (8), в аллохтонах, включаемых в САСС: Польшинихинский (П), Крыловский (К); 12 – то же (11), в ретрошарьяже на окраину ХМ – Сольдинский аллохтон; 13 – СФК синтрансформных прогибов (T); 14–29 – СФК САСС: 14–20 – зон аккреционно-коллизийного сгущивания: 14 – офиолитового основания (PZ_3); 15–20 – аккреционных комплексов: 15–19 – Центральная СФЗ ($J_2-K_1aI^3$): СФПЗ: 15 – Ариадненская, 16 – Хорская, 17 – Кокшаровская, 18 – Полянская; 19 – Васильевская; 20 – Приуссурийская СФЗ ($J_{2,3}$); 21 – СФК синаккреционного прогиба – Восточная СФЗ ($K_1b^3-aI^3$); 22–28 – террейны: 22 – ОкТ – СФК континентальной окраины, нерасчлененные (PR_{1-J_3t}); 23–25 – ДСТ – СФК: 23 – мафического основания (PR_1), 24 – активной континентальной окраины (P): Дунайско-Партизанская СФЗ, 25 – синтрансформных прогибов (T); 26–28 – террейны зон аккреционного сгущивания: 26 – КрТ (J), 27 – Дальнинский блок КрТ; 28 – КвТ ($J_{2,3}$); 29–31 – шарьяжи УПШШ: 29 – Чугуевско-Бреувский, 30 – Антоновский, 31 – Струистый; 32–37 – СФК наложенных структур: 32–35 – вторичных синколлизийных прогибов, включаемых в САСС: 32 – Таухинского ($K_1b^3-v^1$), 33 – Ключевского (K_1v^2), 34 – Холминского (K_1aI^3), 35 – околловский (K_1aI^3); 36, 37 – синдвиговых впадин, не включаемых в САСС: 36 – терригенно-угленосный ($K_1v^2-K_2c$): Партизанско-Яковлевская впадина – ПЯВ, Раздольненская впадина – РВ; 37 – вулканогенно-терригенный (K_1ap-K_2m): Алчанская впадина; 38 – предвулканогенных синдвиговых межгорных впадин ($K_1aI^3-K_2t$); 39 – вулканического пояса смешанного типа (K_1aI^3-P,d) – ВСАВП; 40, 41 – квазиплатформ: 40 – континентально-рифтогенных (терригенно-угленосных) впадин (P_1d-N_1); 41 – платобазальтов (N_1-Q); 42–46 – геологические границы: 42 – ненарушенные, 43–46 – разломы: a – главные, b – прочие): 43 – крутопадающие, достоверные, 44 – пологие, достоверные, 45 – выделяемые по геофизическим данным, 46 – перекрытые более молодыми отложениями; 47, 48 – перемещения: 47 – вертикальные, 48 – горизонтальные; 49 – номера разломов: 1 – Тахалинский, 2 – Арсеньевский, 2а – то же, погребенный, 3 – Алчанский, 4 – Прибрежный, 5 – Култухинский, 6 – МР, 7 – Олонский, 8 – Крыловский, 8а – то же, погребенный, 9 – Удачный, 10 – Еловский, 11 – Дальнереченский, 12 – Наумовский, 13 – ЦСАР, 14 – Чернореченский, 15 – Быстринский, 16 – Самаркинский, 17 – Польшинихинский, 18 – Чугуевский, 19 – Павловский, 20 – Новомихайловский, 21 – Струистый, 22 – СВРЗ, 23 – Западно-Приморский, 24 – Уссурийский, 25 – Стеклянухинский, 26 – Западно-Партизанский, 27 – Фроловский, 28 – Кривинский.

1б – Геодинамические модели формирования САСС

окраины ХМ и от интенсивности формирования вдоль нее структур скупивания, так и области аккреции к этим структурам разных террейнов. В восточном крыле в позднем титоне – раннем берриассе в Васильевской СФПЗ был захоронен ОкТ (рис. б, мод. 1), а в западном в среднем берриассе произошла аккреция к Кокшаровской СФПЗ блоков ДСТ и КрТ (рис. б, мод. 2). Взаимодействие террейнов разных крыльев через зону этого разлома привело к образованию в западном крыле УППШ (рис. б, мод. 3)

Первоначально этот (Сихотэ-Алинский) трансформный разлом (САТР), по-видимому, имел северо-западное простирание, которое, вследствие реализации широтной составляющей давления со стороны Палеотихоокеанской плиты, косо направленного к окраине ХМ, изменилось на меридиональное и он постепенно был трансформирован в МР, по которому левосдвиговые смещения продолжались до маастрихта включительно (рис. б, мод. 5) и составили около 40 км [3].

Наличие САТР определило весь ход формирования САСС, как аккреционно-коллизийной, покровно-складчатой, террейновой системы. Трансляция с юго-востока в его восточном крыле в позднем берриассе – раннем валанжине Киевского террейна (КвТ) и коллажа террейнов Палеояпонии (ПЯКТ) [4], сопровождавшаяся формированием во фронте последнего аккреционных комплексов Прибрежной СФЗ, обусловила возникновение «отшнурованного» прогиба Восточной СФЗ (рис. б, мод. 4, 5). В позднем альбе – сеномане западный борт этого прогиба был срезан Центральным Сихотэ-Алинским разломом (ЦСАР), возникшим, как ответвление от МР в его восточном крыле, после исчерпания в нем возможностей скупивания (рис. б, мод. 5). Достоверные масштабы позднеальбских-раннемаастрихтских левосдвиговых смещений по ЦСАР, составляют около 200 км [3]. На фоне смещений по МР и ЦСАР в позднем мелу – раннем палеогене был сформирован наложенный на САСС Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП).

При активизации в позднем маастрихте СВРЗ произошло интенсивное воздымание ее южного крыла, а удаленный эффект Индо-Евразийской коллизии в палеогене–неогене вызвал отчленение Японии, раскрытие япономорской впадины и правосдвиговые смещения по Арсеньевскому, Усурийскому и др. разломам, в т.ч. смещение участка МР, представляемого сейчас южным флангом ЦР, при этом возникли синдвиговые впадины и поля платобазальтов.

Литература

1. *Абрамович М.И., Бурдэ А.И. и др.* Геодинамические реконструкции (Методическое пособие для региональных геологических исследований). Л.: Недра, 1989. 278 с.

2. *Борукаев Ч.Б.* О понятии «террейн» // Тихоокеанская геология. 1993. № 1. С. 149–153.
3. *Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, 1972. 114 с.
4. *Лосив В.М.* Геологическое строение и геодинамика формирования Южного Сихотэ-Алиня // Матер. VI международного междисциплинарного научного симпозиума «Закономерности строения и эволюции геосфер». Хабаровск, 2004. С. 159–175.

Н.В. Лубнина¹, А.Ю. Бычков, Н.А. Тарасов, А.Р. Зверев

Свекофенское перемагничивание докембрийских комплексов Карельского кратона: продолжительность и пространственное распространение

За последние 30 лет палеомагнитных исследований докембрийских комплексов Карельского кратона накоплено большое количество единичных палеомагнитных определений. Для части из них первичность выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности доказывается на основании положительного теста контакта. В большинстве образцов, наряду с первичной высокотемпературной компонентой, в среднетемпературном интервале выделяется стабильная компонента север–северо-западного склонения и умеренно положительного наклона (компонента ‘А’ по [9]). Ей традиционно приписывают свекофенский (~1.88 млрд лет) возраст образования и связывают с миграцией флюидов при формировании коллизионного Лапландско-Кольского и аккреционного Свекофенского орогенов [8]. Несмотря на то, что компонента ‘А’ выделяется повсеместно в архейских–палеопротерозойских комплексах Карельского кратона, практически полностью затушевывая первичную древнюю компоненту намагниченности, в пределах наиболее древнего – Водлозерского – террейна Карельского кратона эта компонента никак не проявлена.

Для всех изученных объектов единичные направления компоненты ‘А’ выделены только одной полярности и достаточно кучно распределены на сфере ($K < 5$). При этом в образцах разновозрастных пород с разными минералами-носителями намагниченности средние направления компоненты ‘А’ совпадают между собой. Проведенные термо- и петромагнит-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; natalia.lubnina@gmail.com, bychkov@geol.msu.ru, tarasovnik12@gmail.com, zvrevit@yandex.ru

ные исследования этой компоненты намагниченности свидетельствуют в пользу имеет ее термовязкой природы. Термовязкое перемагничивание возникает при быстром остывании породы после длительного прогрева при низких значениях температуры и контролирующем факторе вертикальных движений [1, 4]. Образование такого типа перемагничивания в архейских–палеопротерозойских комплексах Карельского кратона, скорее всего, связано с эксгумацией докембрийских комплексов в Лапландском ([6] и ссылки в этой работе) и Свекофенском ([10] и ссылки в этой работе) орогенах 1.88–1.86 и 1.80 млрд лет соответственно.

Примечательно, что палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления Свекофенского перемагничивания совпадает с ключевым полюсом ~1.88 млрд лет для Кольско-Карельского кратона [2].

Наряду с компонентой 'А' в средне-высокотемпературном интервале часто выделяют вторую компоненту – 'В' – север–северо-западного склонения и низкого положительного/отрицательного наклонения. При этом, компонента 'В' встречается преимущественно в контактовых частях долеритовых даек и силлов. Вместе с тем, ни в образцах вмещающих архейских гранито-гнейсов, ни в разновозрастных интрузиях габброноритов, габброидов и габбродиоритов компонента 'В' выделить не удалось. Показано, что наличие компонента 'В' в архейских и палеопротерозойских комплексах пространственно приурочено к краевым частям Карельского кратона: восток–северо-восточной части Водлозерского террейна вдоль границы с Беломорским поясом, людиковийским долеритовым силам западной части Онежской структуры Карельского кратона вблизи его границы со Свекофенским орогеном, к северной части Центрально-Карельского террейна вблизи с границей с Лапландско-Колским орогеном. Возможное время приобретения породами этой компоненты намагниченности косвенно оценивается как 1.76–1.79 млрд лет на основании изотопных данных. Согласно результатам U–Pb датирования, возраст рутилов в породах на границе Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса колеблется в интервале 1760±20 млн лет [3]. Для габбродолеритовых людиковийских силлов Онежской структуры и Беломорского пояса получены новые Ar–Ar данные по амфиболу ~1.79 млрд лет (неопубл. данные авторов).

Компонента такого же направления широко распространена и непосредственно в пределах Свекофенского орогена как первичная в палеопротерозойских мафических интрузиях [7, 11], так и как вторичная компонента в породах вблизи Транскандинавского вулканического пояса (ТВ) [5, 7].

В результате проведенных петро-палеомагнитных исследований установлено, что компонента 'В' носит «точечный» характер и может быть локализована в одной части магматического тела, полностью затушевывая

первичную древнюю компоненту намагниченности, в то время как на расстоянии 50–100 метров от зоны вторичных изменений В-компонента может быть вообще никак не проявлена.

Эта компонента имеет химическую природу и ее образование связывается с миграцией вторичных гидротермальных флюидов. Проведено термодинамическое моделирование взаимодействия вода–порода для широкого диапазона условий с учетом составов пород. Расчеты проводились с использованием программного комплекса HCh [12]. Результаты расчетов показали, что при взаимодействии долеритов с гидротермальными растворами образуется магнетит при всех температурах, но в гранитах и гнейсах этот минерал не выпадает. В кислых породах образуется эпидот и актинолит, магматический магнетит может быть устойчивым, но образование гидротермального магнетита не происходит. Такие результаты позволяют объяснить различное перемагничивание кислых и основных пород под воздействием гидротермальных флюидов.

Следует также отметить, что среднее направление компоненты 'В' для каждого исследованного объекта хаотично «размазано» в IV–I квадрантах по склонению (от север–северо-западного до восток–северо-восточного) с очень низким положительным/отрицательным наклоном. Каких-либо закономерностей пространственного распространения таких «размазываний» пока не установлено.

Изучение анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) позволило установить свой тип магнитной текстуры для пород с преобладанием компонент 'А' и 'В'. В образцах раннепалеопротерозойских даек с компонентой 'А' преобладают линейные текстуры, максимальная степень анизотропии не превышает 5%. Наблюдается закономерное увеличение степени анизотропии от центральных частей даек к контактовым зонам. Для основного количества образцов корреляции между величинами магнитной восприимчивости и магнитной анизотропией не отмечается. Формирование такого типа магнитной текстуры связывается с образованием магнитных зерен ближе к солидусным фациям, когда они заполняли пространство между тугоплавкими минералами. Причем, в пространственном расположении межзерновых пространств преимущественных ориентировок не отмечается. Анизотропия формы проявляется в незначительном уплощении межзерновых пространств и в их удлинении. Направление максимальной оси эллипсоида магнитной восприимчивости близко к плоскости простираения даек. В образцах долеритовых даек, где выделяется только компонента 'В', установлена линейная магнитная текстура, при этом степень общей анизотропии достигает 23.5%, что, вероятно, связано с расщеплением пород вдоль контактов, а также интенсивной амфиболизацией.

Таким образом, установлены два этапа палеопротерозойского перемагничивания пород. Показано, что формирование раннего палеозойского перемагничивания связано с эксгумацией пород в Лапландско-Кольском и Свекофенском орогенах. При этом вторичная компонента встречается практически во всех архейско-палеопротерозойских комплексах, за исключением Водлозерского террейна Карельского кратона. Вторая палеопротерозойская компонента намагниченности, возможно, образовалась в результате миграции гидротермальных флюидов 1.79–1.70 млрд лет назад и приурочена к краевым частям Карельского кратона.

Работа поддержана грантом Российского Научного Фонда № 18-17-00170.

Литература

1. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 247 с.
2. *Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Сальникова Е.Б. и др.* U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопные системы в минералах палеопротерозойского долеритового силла Мурманской провинции как основа для ключевого палеомагнитного полюса ~1.86 млрд лет // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 313–316.
3. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
4. *Dunlop D., Schmidt P., Ozdemir O., Clark D.* Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, B12. P. 27271–27283.
5. *Elming S.-A., Layer P., Söderlund U.* Cooling history and age of magnetization of a deep intrusion: A new 1.7 Ga key pole and Svecofennian-post Svecofennian APWP for Baltica // *Precam. Res.* 2018. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.05.022>.
6. *Lahtinen R., Huhma H., Sayab M., et al.* Age and structural constraints on the tectonic evolution of the Paleoproterozoic Central Lapland Granitoid Complex in the Fennoscandian Shield // *Tectonophysics.* 2018. Vol. 745. P. 305–325.
7. *Lubnina N., Bogdanova S., Soderlund U.* New paleomagnetic and isotopic data for the Late Paleoproterozoic mafic intrusions in the Blekinge Province (southeastern Sweden) // 33rd Nordic Geological Winter Meeting. Copenhagen: GSD press. 2018. Vol. 1, P. 51–52.
8. *Mertanen S., Halls H.C., Vuollo J.I. et al.* Paleomagnetism of 2.44 Ga mafic dykes in Russian Karelia, eastern Fennoscandian Shield-implications for continental reconstructions. // *Precam. Res.* 1999. Vol. 98. P. 197–221.
9. *Mertanen S., Vuollo J.I., Huhma H., Arestova N.A., Kovalenko A.* Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield – new paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations // *Precam. Res.* 2006. Vol. 144. P. 239–260.

10. *Nironen M. (ed.)*. Bedrock of Finland at the scale 1:1 000 000 – Major stratigraphic units, metamorphism and tectonic evolution. Geol. Surv. of Finland. 2017. Sp. Paper 60. 28 p.

11. *Pisarevsky S.A., Bylund G.* Paleomagnetism of 1780–1779 Ma mafic and composite intrusions of Smeland (Sweden): implications for the Mesoproterozoic supercontinent // Amer. J. Sci. 2010. Vol. 310. P. 1168–1186.

12. *Shvarov Yu. V.* HCh: new potentialities for the thermodynamic simulation of geochemical systems offered by Windows // Geochem. Int. 2008. Vol. 46 (8). P. 834–839.

**А.А. Лукашов¹, Е.П. Дубинин^{1,2,3}, А.Л. Грохольский²,
Е.Л. Щербакова², П.А. Доманская^{1,3}**

Неотектоническое строение и модель развития погруженного плато и острова Сокотра (физическое моделирование)

Образование погруженного плато и архипелага Сокотра, включающего четыре острова (Сокотра, Дарса, Самха и Абд-эль-Кури) в юго-восточной части Аденского залива, началось с континентального рифтинга в олигоцене–миоцене (35–8.4) [7] и последующего раскрытия океанического бассейна в миоцене ≈20 млн лет назад [6]. Рифтовая трещина и клинообразное раскрытие бассейна в течение кайнозоя продвигались с востока на запад.

С началом рифтинга были реактивизированы более древние рифтогенные структуры мезозойского возраста. Наиболее ярко в рельефе это проявилось в грабене Гвардафуй, который отсекает цоколь самого западного в архипелаге о-ва Абд-эль-Кури от шельфа современной восточной оконечности Африканского рога (м. Гвардафуй, Сомали) [2]. Углубление данного щелевидного асимметричного грабена, дно которого наклонено на ССВ, а глубина относительно бровок бортов превышает 1500 м, способствовало окончательной изоляции архипелага Сокотра от Африканского материка [6]. При растяжении также имели место значительные деформации всего плато: в первую очередь Сокотрийский блок испытал вращение.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия; smoluk@yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей земледелия, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru, andregro@mail.ru, katyfritter@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; think375@gmail.com

Позднемиоцен-раннеплиоценовые (16–5.3 млн лет) неотектонические движения различной направленности привели к обособлению в пределах современного контура о-ва Сокотры нескольких микроблоковых структур. Остров Сокотра разделен на две части крупным разломом Хадибо. Морфоструктуру поднятой восточной части определяет асимметричное сводообразное поднятие Хагъер (высотой 1500 м), а западной – куэстоподобные низкогорные массивы. Горный массив Хагъер вместе с окружающими более мелкими горами сложен докембрийским фундаментом и ограничен крутыми сбросами, падающими на север. Некоторые сбросы секут мезозойские и палеоцен-эоценовые отложения. Его южный склон имеет крутизну менее 5°, северный – до 15°. Подобное строение рельефа северной части острова объясняется гравитационно-тектоническим отседанием серии секций (в сторону осевой зоны Аденского рифта) [2].

Кора о-ва Сокотра представлена дорифтовым неопротерозойским платформенным фундаментом, перекрытым осадочными породами. В западной части фундамент состоит в основном из метаморфических пород и биотитовых гранитов. Дорифтовые карбонатные формации формировались здесь с мела до эоцена. Синрифтовые олигоцен-миоценовые отложения представлены карбонатными турбидитами; пострифтовые – преимущественно конгломератами миоценового возраста. Западная часть деформирована гораздо сильнее, чем восточная часть и сильно разбита крутопадающими сбросами. Амплитуда сбросов в рельефе достигает десятков метров [2].

Различие в морфологии и геологическом строении западной и восточной частей о-ва Сокотра отражается и в глубинном строении. Граница Мохо наиболее глубоко залегает под горами Хагъер и самим плато. На восточной оконечности острова она прослеживается на глубине примерно 22 км, затем углубляется до 28 км под горами Хагъер, отвечающими выходу массива рибекитовых гранитов, и затем поднимается до 16 км на западной оконечности острова около Калансии [4].

Континентальные окраины о-ва Сокотра в восточной провинции Аденского залива амагматичны, асимметричны и нарушены сериями сбросов и разломов–детачментов. Их резкое различие объясняется особенностью перехода от континентального рифтинга к спредингу. Сказались также унаследованность древних структур и наличие глубокого мезозойского грабена Гвардафуй, имеющего своё продолжение в виде грабена Джиза-Камар на континентальной части территории современного Йемена и представляющего собой структурный барьер на пути растущей в западном направлении рифтовой трещины.

Еще одной труднопреодолимой границей для продвигающейся рифтовой трещины является граница океана и континента. Особенности преодоления рифтовой трещиной этой границы будут определяться со-

отношением эффективной прочности океанической и континентальной литосферы. Возможны два пути развития. Первый приводит к смещению рифтовой трещины по трансформному разлому (например, ТР Оуэн) в случае значительного контраста прочности континентальной и океанической литосферы. Наличие встречной трещины со стороны континента упрощает ситуацию и позволяет расколоть прочный блок и сформировать сдвиговую структуру. При менее прочной литосфере существует еще одна возможность, при которой формируется микроблок, заключенный между двумя перекрывающимися рифтами, продвигающимися навстречу друг другу. Континентальный блок плато Сокотра, мог сформироваться согласно второму сценарию. Северная рифтовая ветвь в итоге оказалась приоритетной и посредством спредингового подводного хребта Шеба соединилась с хребтом Карлсберг, а в южной не произошло перехода от рифтинга к спредингу, и она стала структурой типа авлакогена, с современным выражением в виде грабена Гвардафуй, который отделил погруженное плато и о-в Сокотра от континента.

Чтобы понять условия рифтогенеза, при которых возможно образование континентального блока погруженного плато и острова Сокотра, в Лаборатории моделирования геодинамических процессов Музея земледоведения МГУ было проведено физическое моделирование. Методика, которая использовалась в данной работе, подробно описана в статье [Шеммента, 1983; Грохольский, Дубинин, 2006].

Выполнено две серии экспериментов. Задачей первой серии было исследование условий соединения континентальной рифтовой трещины, давшей начало раскрытию Аденского залива и рифтовой трещины спредингового хребта Карлсберг. Анализировались условия взаимодействия этих трещин в районе границы континент–океан. Чтобы восстановить первоначальную геометрию рифтовой трещины, на дораскольной континентальной литосфере мы воспользовались палеореконструкциями до-рифтового положения Аравии и Африки [5, 7].

Главным вопросом первой серии было соотношение реологических свойств континентальной литосферы Афро-Аравийского блока, древней океанической литосферы Индийского океана и литосферы переходной зоны. Эксперименты показали, что на резкой границе между блоками разной прочности (толщины), вероятнее всего, возникнет сдвиговая зона. Подобная ситуация применима, например, к ТР Алула-Фартак или к ТР Оуэн.

При неровной границе океан–континент, или при наличии в литосфере ослабленных зон (разрезы, имитирующие рифтовую трещину), способствующих локализации деформаций, происходило обособление микроблоков между развивающимися трещинами. Как только трещина из океанического блока достигла верхнего выреза в континентальной литосфере,

формировалась ось спрединга только по одну сторону от блока. Именно такую структуру имеет в природе блок острова Сокотра. Он вращался как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. В последнем случае один фланг блока поднимался относительно другого, определяя асимметрию рельефа. В природе блок плато и о-ва Сокотра также имеет асимметричное строение: его восточная часть поднята над уровнем моря, а западная опущена. При перекрытии трещин формирующиеся микроблоки имеют разные формы и размеры, однако в целом они вытянутые, что обусловлено соотношением оптимальных расстояний между заложенными вырезами. Важными параметрами, влияющими на форму, размеры и характер деформаций микроблоков, были расстояние между трещинами и величина их смещения относительно дуг друга.

Моделирование позволило определить условия формирования погруженного плато Сокотра, как результат взаимодействия двух рифтовых трещин, продвигающихся навстречу друг другу. Блок плато Сокотра не полностью отделился от континента посредством грабена Гвардафуй, а остался прикреплен к материнской континентальной плите без разрыва сплошности ее коры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00378).

Литература

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
2. Лукашов А.А. Морфоструктурная эволюция южного фланга Аденского рифта // Геоморфология. 2013. № 1. С. 35–43.
3. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
4. Ahmed A., Leroy S., Keir D. et al. Crustal structure of the Gulf of Aden southern margin: Evidence from receiver functions on Socotra Island (Yemen) // Tectonophysics. 2014. Vol. 637. P. 251–267.
5. Autin J., Bellahsen N., Leroy S. et al. The role of structural inheritance in oblique rifting: insights from analogue models and application to the Gulf of Aden // Tectonophysics. 2013. Vol. 607. P. 51–64.
6. Bellahsen N., Leroy S., Autin J. et al. Pre-existing oblique transfer zones and transfer/transform relationships in continental margins: New insights from the southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen // Tectonophysics. 2013. Vol. 607. P. 32–50.
7. Bosworth W., Huchon P., McClay K. The Red Sea and Gulf of Aden Basins // J. African Earth Sciences. 2005. Vol. 43. P. 334–378.

Гранитоидный меловой магматизм Восточной Чукотки: состав, возраст и геодинамическая обстановка формирования

Работа подготовлена по результатам работ геологического отряда в составе экспедиции «Beringia-2005», которая была организована и финансировалась Секретариатом Полярных исследований Швеции. Исследования были сосредоточены на Восточной Чукотке в районе пос. Провидения и Чаплино. Работа посвящена анализу петро-геохимического и изотопно-геохимического состава гранитоидов района бухт Провидения и Румилет Восточной Чукотки с целью выяснения геодинамической природы гранитоидного магматизма. Результаты U-Pb SIMS геохронологических исследований гранитоидов и вулканитов данного района были опубликованы ранее в работе [12].

На территории, расположенной к востоку от бухт Провидения и Румилет, включая о. Иттыгран, обнажаются породы протерозоя (фундамент), девона, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мела, палеогена и интрузии гранитоидов. Среди последних выделяли раннемеловые и поздне-меловые интрузии. На изученной территории единственный. Возраст ранне-мелового массива о. Иттыгран определялся по нахождению галек гранитов в конгломератах апта–альба и датировался K-Ar методом 129 и 115 млн лет [3]. Верхнемеловые гранитоиды имеют возраст 90, 97 и 98 млн лет (K-Ar метод, [3]) и среди них различаются интрузии, прорывающие апт-альбские и поздне-меловые вулканогенные толщи. К первым относятся гранитоиды провиденского типа, а ко вторым – румилетского типа.

Во время полевых работ 2005 г. среди меловых вулканогенных образований были выделены нижняя и верхняя толщи. Нижняя толща (комплекс горы Хаос по [12]) соответствует этелькуумской свите ОЧВП и сложена в основном разнообразными бордовыми, красными, голубовато-зелеными туфами и туфобрекчиями с редкими телами андезитов и андезидацитов. Характерны вторичные изменения местами интенсивные. Туфы этелькуумской свиты содержат обломки гранитов. U-Pb возраст цирконов

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Department of Geological Sciences, Stockholm University, Sweden

³ Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford, USA

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского ЦИИ, Санкт-Петербург, Россия

из туфов 105 ± 1 млн лет, а гранитов 120 ± 1 и 136 ± 1 млн лет [12]. Обломки гранитов в базальных туфоконгломератах датируются 123 ± 2 и 124 ± 1 млн лет [12]. По дороге Чаплино – Старое Чаплино в левом борту р. Ткачен литокластические туфы этелькуюмской свиты содержат цирконы с возрастом 103 ± 2 млн лет и два ксеногенных циркона с конкордантным возрастом 982 ± 19 и 1909 ± 12 млн лет (данные П.Л. Тихомирова). Верхняя толща (комплекс Чаплино по [12]) соответствует леурваамской свите ОЧВП и сложена вулканокластическими породами с горизонтами стратифицированных туфов, туфогенно-осадочных пород и лав кислого состава. Цирконы из туфов имеют возраст 85 ± 1 , 86 ± 1 и 88 ± 1 млн лет [12]. Игнимбиты, перекрывающие породы девона и этелькуюмской свиты, содержат цирконы с возрастом 83 ± 1 млн лет (данные П.Л. Тихомирова). Верхняя толща имеет более свежий облик и горизонтальные или пологие залегания с падением слоев не более 20° .

Гранитоиды по геологическому положению делятся на два типа. К первому типу принадлежат массив Ткачен (U-Pb возраст 119 ± 2 – 122 ± 2 млн лет) и массив Долина (U-Pb возраст 131 ± 1 – 136 ± 1 млн лет) [12]. Они прорывают метаморфические породы основания и девона – нижнего карбона. Гранитоиды массива Долина перекрываются породами этелькуюмской свиты. Состав гранитоидов массива Ткачен варьирует от кварцевых монцодиоритов, гранодиоритов до биотит-амфиболовых и мусковитовых гранитов. В гранитоидах локально присутствуют мелкозернистые включения диоритового состава, указывающие на текстуру магмаминглинга. К гранитоидам массива Долина отнесены рассланцованные кварцевые диориты и лейкограниты. Второй тип представлен массивами Румилет и Провидения, которые интрузируют породы этелькуюмской и леурваамской свит ОЧВП. Интрузивные контакты хорошо выражены. В эндоконтактах наблюдаются мелкозернистые разности и ксенолиты вмещающих вулканогенных пород. Массив Провидения сложен гранодиоритами, кварцевыми диоритами и кварцевыми сиенитами, поздние фазы – аляскитами. U-Pb возраст цирконов 94 ± 2 млн лет позволяет отнести гранитоиды массива к верхнемеловому комплексу [12]. Однако, учитывая крупные размеры интрузива и его многофазный состав, формирование массива могло быть более длительным. Массив Румилет сложен лейкократовыми гранитами и гранит-порфирами. В гранитах встречаются многочисленные ксенолиты гипабиссальных и вмещающих пород леурваамской свиты. Отдельные штоки микрогранитов и гранит-порфиров содержат включения и шпильеры основной фазы лейкогранитов. U-Pb возраст гранитоидов составляет 85 ± 2 млн лет [12].

По петро-геохимическим параметрам выделяются два типа гранитоидов. К первому I-типу относятся гранитоиды массива Ткачен, а ко второму

А-типу – граниты Румилет. Более меланократовые разности массива Провидения ложатся на один тренд с гранитоидами массива Ткачен на диаграмме $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$, а наиболее кремнеземистые разности ассоциируют с лейкогранитами и субщелочными гранитами массива Румилет.

Магнезиальный характер гранитоидов массива Ткачен, преобладание металюминиевых разностей, принадлежность к известковой и известково-щелочной серии, обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и характерные для надсубдукционных магматитов минимумы Sr, Nb, Ta, P и Ti подчеркивают их сходство с гранитами I-типа. По соотношению Nb и Sr точки составов гранитоидов массива Ткачен также концентрируются около среднего состава гранита I-типа, по соотношению Zr и Ga/Al они относятся к дифференцированным гранитам I-типа и следуют тренду гранитов этого типа на диаграммах Pb-, $P_2O_5-SiO_2$.

Распределения редкоземельных элементов и спайдерграммы гранитоидов массива Ткачен и перекрывающих их вулканокластических пород этелькуюмской и леурваамской свит практически идентичны за исключением более глубокой отрицательной Eu-аномалии в гранитоидах. Однако более древний возраст гранитоидов массива Ткачен не позволяет рассматривать их в качестве вулcano-плутонической ассоциации ОЧВП.

Бликие к гранитоидам массива Ткачен составы и возраст имеют меловые гранитоиды Тыгельвеевской впадины, примыкающей с востока к Центрально-Чукотскому сегменту ОЧВП [8]. Возможный вариант – образование гранитоидов массива Ткачен в структуре верхнеюрско-нижнемеловой Удско-Мургальской островной дуги [7]. В пользу этого свидетельствуют возраст и принадлежность гранитов к I-типу. Вместе с тем отсутствие в регионе одновозрастных вулканитов не позволяет принять окончательное решение. Это замечание в полной мере относится и к массиву Долина.

Граниты Провидения по возрасту и геологическим взаимоотношениям с меловыми вулканогенными образованиями позволяют рассматривать их в составе вулcano-плутонической ассоциации ОЧВП. Однако для плутона Провидения пока получены лишь единичные представительные геохронологические и геохимические данные. Можно отметить сходство распределений RЗЭ и спайдерграмм для более меланократовых разностей гранитоидов массива Провидения и вулканитов этелькуюмской свиты, которую они прорывают.

Граниты Румилет по многим параметрам как петро-, так и геохимическим близки к гранитам А-типа, а точнее к гранитам A_2 -типа. По мнению [10] граниты A_2 -типа представляют магмы производные при плавлении субконтинентальной литосферы или нижней коры и часто внедряются в постколлизийной (посторогенной) обстановке, в отличие от гранитов

A_1 -типа, которые ассоциируют с внутриплитными (анорогенными обстановками). По данным [4] в поле гранитов A_2 типа попадают составы «кислых магматических ассоциаций, проявленных в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов». В работе [11] отмечено, что граниты A_2 -типа в ассоциации с одновозрастными габбро-монцонитами могут рассматриваться как индикаторы геодинамической обстановки трансформной континентальной окраины. Нельзя не отметить и сходство субщелочных гранитов и лейкогранитов массива Румилет с широко развитыми среди позднемеловых интрузивов Чукотки лейкогранитными и редкометалльно-гранитными ассоциациями [2, 5]. Последние, в свою очередь, можно сопоставлять с внутриплитными или гранитоидами A -типа. Граниты массива Румилет по средним содержаниям Rb, Zr, Nb, Ta, Th и отношениям K/Rb, Nb/Ta, Rb/Sr, Eu/Eu* близки к средним составам редкометалльных биотитовых лейкогранитов Северного массива Чаунской зоны Центральной Чукотки [2].

Граниты массива Румилет формировались на поздних этапах развития ОЧВП. Вмещающие образования леурваамской свиты не только перекрывают породы этелькуюмской свиты, но в ряде мест залегают непосредственно на складчатом и метаморфизованном палеозойско-докембрийском фундаменте. Базальный горизонт содержит цирконы с возрастом 83 ± 1 млн лет. В отличие от этелькуюмской свиты породы леурваамской свиты имеют более пологое залегание и значительно меньшую степень вторичных преобразований. Эти сведения позволяют предполагать наличие несогласия между нижней и верхней толщами ОЧВП, что может быть следствием изменения тектонической обстановки. В этом случае A_2 -тип гранитов Румилет отражает переход (или является его предвестником) от надсубдукционного геодинамического режима к произошедшему в позднем кампане – маастрихте излиянию плато-базальтов [1, 9].

Полученные Sr-Nd изотопные данные (Лучицкая и др., 2018) показывают, что раннемеловые гранитоиды массивов Долина и Ткачен имели смешанный источник, в котором присутствовал как аккреционно-островодужный (ювенильный) материал, так и более древний материал континентальной коры, а их частичное плавление происходило в надсубдукционных условиях под действием мантийных расплавов. Это подтверждается и аналогичными данными авторов [12]. Низкие величины начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднемеловых субщелочных гранитах и лейкогранитах массива Румилет не сочетаются с их высокодифференцированным характером и, по-видимому, связаны с нарушением Rb-Sr изотопной системы. Более реальными представляются данные по изотопии стронция из работы [12], свидетельствующие о возрастании степени ассимиляции коровым веществом надсубдукционных мантийных расплавов

или частичным плавлением гетерогенной (в разной степени обогащенной рублидом) континентальной коры в ходе эволюции Охотско-Чукотской окраинно-континентальной дуги. Изотопный состав свинца как для ранне-, так и позднемеловых гранитоидов массивов Ткачен, Провидения и Румилет [12] достаточно однороден и не указывает на существенную эволюцию состава источника гранитоидов от ранне- к позднемеловому времени. Соответствие точек составов гранитоидов линии эволюции свинца орогенного резервуара на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ свидетельствует о гетерогенном составе источника, а их присутствие в поле составов зрелых островных дуг не противоречит их формированию в окраинно-континентальных условиях при участии плавления континентальной коры.

Благодарности. Авторы признательны Секретариату Полярных исследований Швеции (Swedish Polar Research Secretariat) за организацию и проведение полевых работ в составе экспедиции «Beringia-2005». Работа выполнена в рамках госбюджетной темы «Происхождение и тектоническая эволюция арктических и тихоокеанских структур Северо-Востока России». Аналитическая обработка образцов горных пород была осуществлена за счет грантов РФФИ 16-05-00146 и 17-05-00795.

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
2. Алексеев В.И. Литий-фтористые граниты Дальнего Востока. СПб.: Национальный минерально-сырьевой университет, 2014. 244 с.
3. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Чукотская. Лист Q-2-XXX I, XXXII. Объяснительная записка. Составители: Борзаковский Ю.А., Ольховик В.М., Тимачев В.М. Ред. Хасин Р.А. М.: Недра, 1968.
4. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356–1373.
5. Ефремов С.В. Редкометалльные гранитоиды Чукотки, геохимия, источники вещества, модели образования. Автореферат дис. ... докт. г.-м. наук. Иркутск, 2012. 42 с.
6. Луцицкая М.В., Соколов С.Д., Пиш В., Миллер Э., Беляцкий Б.В. Состав, возраст и происхождение мелового гранитоидного магматизма Восточной Чукотки // Геотектоника. 2018. № 3. С. 21–41.
7. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – северо-западная Пацифика в позднеюрско – раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. 1999. С. 30–83. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
8. Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 2. С. 32–54.

9. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М. Наука, 1988. 262 с.
10. *Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 641–644.
11. *Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V.* Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications // *Lithos*. 2016. Vol. 261. P. 250–261.
12. *Pease V., Miller E.L., Wyld S., Sokolov S., Akinin V., Wright J.* U-Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, northeast Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin / Pease V., Coakley B. (eds.). *Circum-Arctic Lithosphere Evolution* // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* Vol. 460. P. 159–182.

А.О. Мазарович¹, Д.М. Ольшанецкий

Оползни и новейшие движения на побережье Западной Камчатки (Точилинский разрез)

Побережье Западной Камчатки может быть разделено [12] на две зоны – южную и северную с условной границей в районе м. Хайрюзово (рисунок). Для первой характерны лагуны, отделенными от моря береговыми валами. В пределах второй развиты клифы, протяженность которых достигает десятков километров, а высота составляет многие десятки метров. В этих обрывах обнажены мезозойские и кайнозойские образования, стратиграфия и литология которых детально описана в трех разрезах (с юга на север): Увученском, Майначском и Точилинском (рисунок), последний расположен между реками Аманина (на юге) и Эталона (на севере). Здесь существуют обрывы, высота которых изменяется от первых десятков до почти 200 м (г. Гречишкина). Их общая протяженность составляет около 45 км.

Вдоль всей Западной Камчатки и прилегающей акватории расположен Западно-Камчатский прогиб [6]. Его основание сложено юрско-меловыми вулканогенно-терригенными образованиями, слагающими покровно-складчатую структуру [11] Мезозойские породы с угловым несогласием, перекрыты среднеэоцен – нижнемиоценовыми терригенными и туфотерригенными отложениями. [1, 2, 9]. Кайнозойские отложения Точилинского разреза смяты в асимметричную антиклиналь, ось которой имеет северсеверо-восточное простирание (рисунок). Юго-западное крыло имеет кру-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт РАН, Москва, Россия; amazarovich@yandex.ru, mitia@list.ru

тые углы падения (до 70°) и осложнено складками более высоких порядков, включая лежачие, а также надвигами [5]. Северо-восточное – более пологое и имеет углы падения 25–35°.

Обвальное-оползневые образования известны во многих районах Камчатского п-ова. Большая их часть приурочена к Срединному хребту [4]. Они описаны также в г. Петропавловске-Камчатском [7] и в долине гейзеров [10]. Оползни в Точилинском разрезе отмечались в работах [1, 3].

В основу работы положены данные, полученные авторами в 2003, 2006 и 2008 гг. на Западной Камчатке. Работа представляла собой стандартные геолого-съемочные исследования и перспективную фотосъемку с вертолета. Авторами использовались также ресурсы Bing Maps (<https://www.bing.com/maps/aerial>), Google Карты (<http://earth.google.com/>) и Yahoo Maps (<https://maps.yahoo.com/b>), которые далее, условно, будут называться «аэроснимками».

Большинство оползневых тел расположено на юго-западном крыле Точилинской антиклинали. Видимо западные и юго-западные азимуты падения пластов кайнозойских отложений способствовали смещению оползневых и обвальных тел. Они занимают не менее 40% протяженности этой части побережья. Площадь оползней увеличивается с юга на север от 0.03 до 0.76 кв. км, достигая максимума, в ядре складки. Соответственно, возрастает и расстояние стенок отрывов от берега от 100 до 800 м. На северо-восточном, более пологом, крыле Точилинской антиклинали распространение оползней существенно сокращается.

Важным вопросом для понимания происхождения оползней на Западной Камчатке представляется время и причины их возникновения. Подсказкой в решении этих задач могут быть данные о соотношении морской и речных террас. На юге Точилинского разреза существует морская терраса. Ее высота (в береговом обрыве) составляет не менее 20 м. Она сложена несортированными грубозернистыми песчаниками и гравелистами четвертичного (?) возраста [1], которые, с угловым несогласием, перекрывают отложения кайнозоя. Морская терраса прорезана долинами рек, имеющими, в свою очередь, не менее 3-х террас, что свидетельствует о подъеме побережья в новейшее время. Видимо именно это событие и привело к созданию условий, благоприятствующих формированию оползневых тел. Крупные оползневые тела, могут быть разделены на два типа. Первый представляет собой образования с «классическими» дугообразными в плане стенками отрыва (объекты 4, 8) (рисунок), второй – контролируется эшелонами прямолинейных трещин с простиранием СВ10–15° (объекты 2, 5, 6, 9, 11) (рисунок).

Авторам представляется, что наиболее вероятным этапом их образования может быть голоцен. Его нижняя граница для Западной Камчатки определяется как 11 700±99 лет назад [8]. Выше было показано, что вы-

сота морской террасы в береговом обрыве на юге Точилинского разреза составляет порядка 20 м. Таким образом, подъем этой части побережья Западной Камчатки составил приблизительно 1.7 мм/год. Это сопоставимо с данными о скоростях подъема (1.1–1.2 мм/год) всей Западно-Камчатской равнины в неоплейстоцене–голоцене [9].

Оползни на Западной Камчатке широко представлены в деформированных мезозойских образованиях, например, на г. Квачина, на мысах Омгон, Овра и Промежуточный. В кайнозойских отложениях Майначского и Увученского разрезов (рисунок) их практически нет. Породы обоих разрезов слагают центрклинали складок и в обрывах экспонируются как

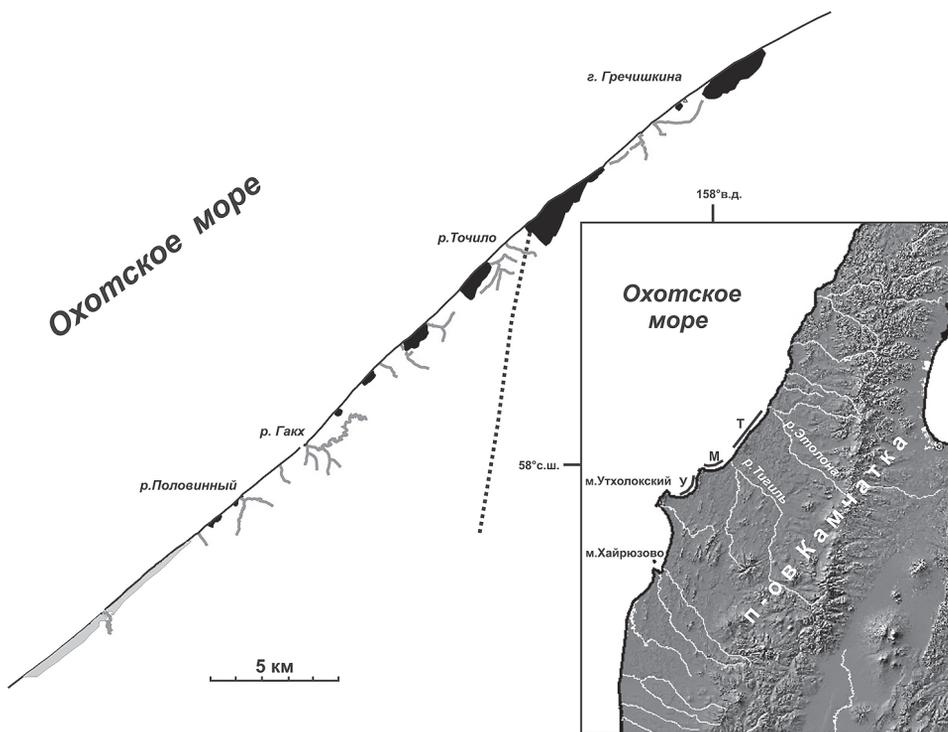


Рисунок. Наиболее крупные оползневые образования Точилинского разреза (черная заливка) и морская терраса (серая заливка). Штриховая линия – ось Точилинской антиклинали. Показана также гидросеть. Схема составлена авторами по результатам дешифрирования аэроснимков Yahoo Maps (<https://maps.yahoo.com/b>) масштаба 1 : 25 000. На врезке – положение разрезов: Т – Точилинский, М – Майначский, У – Увученский. Топооснова – Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global (<http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>)

пологие моноклинали или залегают горизонтально. Таким образом, формированию оползней препятствует падения пород в направлении противоположным возможному направлению их движения.

Обработка и интерпретация данных, полученных в экспедициях 2003, 2006 и 2008 гг. проводились, частично, в рамках госзаданий № 0135-2016-0013 и № 0135-2015-0034. Авторы благодарят Соловьева А.В., Галактионова А.А., Золотую Л.А., Обухова А.Н., Одинцова К.Л., Чинакаева Р.Г. и Фибса Г. за организацию и содействие в проведении экспедиционных работ.

Литература

1. *Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е. и др.* Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 467).
2. *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС. 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 488).
3. *Двали М.Ф.* К проблеме выявления нефтяной базы на Камчатке // Вести. Дальневост. фил. АН СССР. 1939. № 33(1). С. 44–50.
4. *Леонов В.Л., Егоров О.Н.* Обвалы и оползни на территории Корякского автономного округа, связанная с ними опасность и факторы, ее определяющие // Вопросы географии Камчатки. 2005. № 11. С. 31–50.
5. *Мазарович А.О., Соловьев А.В., Моисеев А.В., Олышанецкий Д.М., Хисамутдинова А.И.* Деформации третичных комплексов Западной Камчатки (Точилинский разрез) // ДАН. 2010. Т. 433. № 1. С. 62–66.
6. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаб 1 : 2 500 000 / Отв. ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: ИЛОВМ РАН. 2000. 193 с.
7. Опасные природные процессы и экология Камчатки. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2002. 215 с.
8. *Певзнер М.М.* Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: ГЕОС, 2015. 252 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 608).
9. *Сляднев Б.И., Боровцов А.К., Бурмаков Ю.А., Сидоренко В.И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Корякско-Курильская. Лист О-57 – Палана. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2013. 296 с.
10. *Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г., Дроздин В.А., Карпов Г.А., Леонов В.Л.* Жемчужина Камчатки – долина гейзеров. Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Издательство «Камчатпресс», 2009. 159 с.
11. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. М.: Наука. 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).
12. *Чуян Г.Н., Быкасов В.Е.* Морфология прибрежных структур Западной Камчатки // Труды КФ ТИГ ДВО РАН. Выпуск IV. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор. Книжное издательство, 2003. С. 300–311.

Роль древних структур в формировании новейших структур Сальско-Донского района

Большая часть исследователей считает, что новейшие структуры платформ являются исключительно блоковыми и прямо отражают движения по древним разломам фундамента. При этом не принимается во внимание глубина залегания фундамента и возраст его складчато-разрывных структур, горизонтальная расслоенность осадочного чехла на разновозрастные вещественно-структурные этажи. При этом доказанных разрывов со смещением слоев осадочного чехла, с которыми связываются образование границ блоков, и тем более геоморфологических поверхностей в рельефе практически не приводится.

В рассматриваемом районе крупными структурами I порядка являются Сальско-Донское поднятие и сопряженные с ним прогибы: с севера Цимлянский и с юга Сальский. Эти структуры простираются субширотно и состоят из ряда локальных структур (рис. 1).

1) Сальско-Донское поднятие является восточной частью Северо-Ергенинской системы поднятий, развивающейся на северо-восточной периферии Скифской плиты. Оно протягивается далеко на запад к Азовскому морю, где его продолжением является Несветайская ступень на южном склоне поднятия Донбасса [1]. В пределах рассматриваемого района его длина составляет около 55 км, а ширина 15–20 км. В рельефе это пологая гряда с абс. отм. 100–120 м, сложенная майкопской серией олигоцен-миоценового возраста, отложениями сарматского и понтического ярусов верхнего миоцена, а также отложениями ергенинской свиты плиоцена. Судя по уменьшению мощностей указанных отложений в сводовой части поднятия, оно конседиментационно развивалось с некоторыми перерывами на протяжении всего новейшего этапа. Большую мощность, превышающую местами 50 м, имеют покровные образования, включающие эоплейстоценовые скифские глины и неоплейстоценовый почвенно-лессовый комплекс. Поднятие южноасимметричное: его северный склон длинный и пологий, а южный крутой и короткий.

¹ Институт геоэкологии РАН им. Е.М. Сергеева, Москва, Россия; vmakeev@mail.ru, koroleva_gala@mail.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; vladim-makarov@yandex.ru, tanikamgu@mail.ru

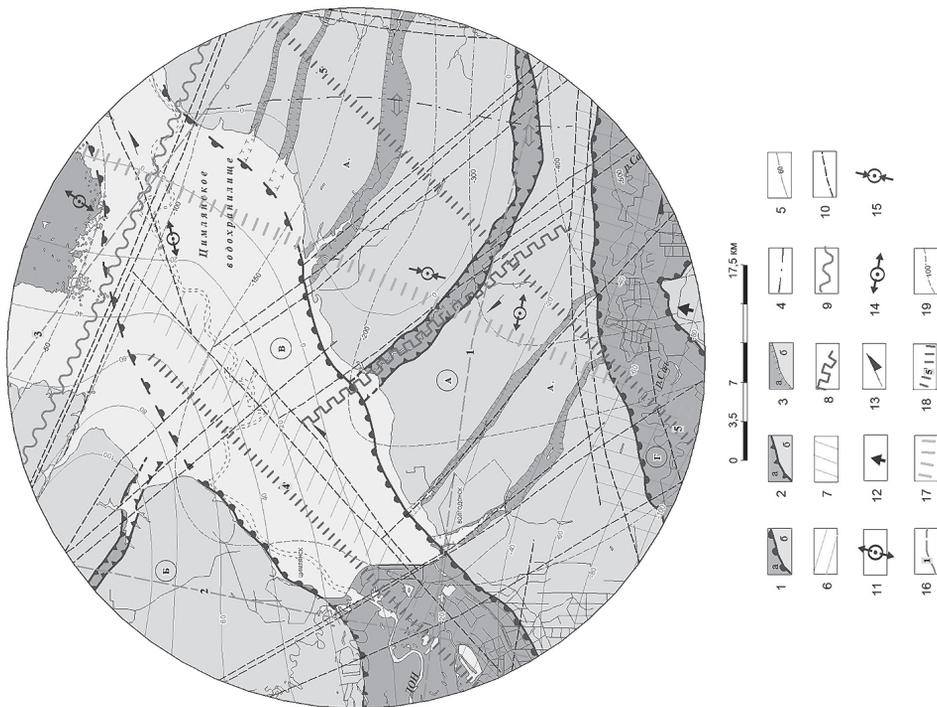
Сальско-Донское поднятие является неоднородным. Западную его часть представляет Волгодонское поднятие, состоящее из нескольких локальных поднятий, разделенных узкими (1–3 км) эрозионно-тектоническими понижениями С-З простирания. На юге они косо сочленяются с Сальским прогибом с одновременным повышением рельефа. При этом их окончания образуют в целом кулисный рисунок, рассматриваемый как проявление левосдвиговых деформаций в условиях косо го сжатия. Возраст поднятий (время появления их в рельефе) эоплейстоценовый и неоплейстоценовый. Восточная часть Сальско-Донского поднятия представлена Нагавским поднятием, которое так же асимметрично, но в северной своей части оно более высокое (130 м). Локальные структуры в его пределах, в отличие от структур Волгодонского поднятия, так же имеют С-З простирание, но быстро становятся субширотными, вытягиваясь вдоль Сальского прогиба и проявляя при этом развитие так же левосдвиговых напряжений. Для всех структур характерна раздробленность, подчеркиваемая интенсивным эрозионным расчленением. Аномальным в структуре Нагавского поднятия является субмеридиональная долина р. Ерик, антецедентно пересекающая эти структуры. Между Волгодонским и Нагавским поднятиями локализован Цимлянскологовский прогиб. К нему приурочена широкая плоскодонная балка, врезанная в водоразделы на 30–40 м. У прогиба склоны террасированы и асимметричны: правый склон круче левого. На сочленении с Сальским прогибом, Цимлянскологовский выклинивается. Прогиб наследует широкую линеаментную зону, с которой связываются суффозионные просадки.

2) Цимлянский прогиб имеет ширину 12–17 км. Большая его часть занята одноименным водохранилищем, затопившим долину р. Дона в пределах поймы и первой террасы. Прогиб молодой, четвертичный и выполнен эоплейстоцен-неоплейстоценовыми аллювиальными отложениями р. Дон, вложенными в майкопские глины. Западной его частью является Донской прогиб, который западнее у Новочеркасского поднятия выклинивается, переходя в пониженную Алексеевскую ступень южного склона поднятия Донбасса [1].

3) Сальский прогиб имеет длину 35 км и ширину около 2 км. Он асимметричен, его северное крыло круче южного. Он возник в плиоцен-четвертичное время и выполнен преимущественно плиоценовым (ергенинская свита) и четвертичным аллювием Дона и Сала, общая мощность которых составляет около 100 м. В четвертичное время прогиб приобрел важное структурное значение, т. к. стал разделять области, характеризующиеся разным простиранием развитых в них структур и геодинамическими условиями их образования. С юга к нему подходит ряд новейших поднятий и прогибов С-З простирания, входящих в состав

Рис. 1. Новейшие структуры Сальско-Донского района.

1 – структуры I порядка; а – прогибы, б – поднятия; 2 – структуры II порядка, 3 – структуры III порядка, 4 – ось субмеридионального поднятия неоген-четвертичного возраста, 5 – изобазы суммарных неотектонических движений (м). Геодинамически активные зоны: 6 – Цимлянская, 7 – Сальская, 8 – Цимлянскололовская, 9 – Малолучковская. 10 – линейaments, 11 – напряжение преимущественно субмеридионального растяжения, 12 – направление действующих сил сжатия, 13 – сдвиговые напряжения. Напряжения: 14 – с преобладанием субширотного растяжения, 15 – с преобладанием субмеридионального сжатия. Разломы: 16 – разломы кристаллического фундамента: 1 – Волгодонской, 2 – Западно-Цимлянский, 3 – Новоцимлянский, 17 – в среднедевонских отложениях, 18 – в каменноугольных отложениях; 4 – Цимлянский, 5 – Западно-Сальский, 19 – изогипсы поверхности верхнемеловых отложений (м). Буквы в кружках. Поднятия: А – Сальско-Донское, Б – Марининское; прогибы: В – Цимлянский, Г – Сальский. Поднятия: А₁ – Нагавское, А₂ – Волгодонское.



Южно-Ергенинской (Сальско-Манычской) системы поднятий, а с севера – субширотные структуры Северо-Ергенинской системы. В этой ситуации прогиб рассматривается как зона структурных несогласий. По данным трещиноватости разновозрастных пород, развитых в пределах зоны, и морфологии разделяемых им структур, поле напряжений в ее пределах характеризуется субмеридиональным сжатием, приводящим к развитию левосдвиговых деформаций. Современная активность рассматриваемой зоны подтверждается приуроченностью к ее восточной части эпицентров слабых землетрясений, зафиксированных временными сейсмостанциями в 2002 г. [1].

Соотношение Сальско-Донских четвертичных структур с древними погребенными неоднозначное. Основные структуры, как правило, дискордантны древним (рис. 2).

Сальско-Донское поднятие, Цимлянский и Сальский прогибы субширотного простирания несогласны со структурами фундамента, имеющими С-З простирание и находящимися на глубине 10–12 км. Их простирание несогласно и с простиранием палеозойских структур кряжа Карпинского (погребенного продолжения открытых складчатых структур Донбасса), меловых и палеогеновых структур осадочного чехла [2]. Несогласны и типы деформаций: молодые поднятия и прогибы наложены на более древние синклинали, антиклинали и моноклинали. Цимлянский прогиб (зона несогласий) наследует палеозойский разлом С-В простирания, но не согласен с Донецко-Астраханским разломом, локализованным в пределах С-В крыла Днепровско-Донецкого авлакогена. Новейшее время ознаменовалось перестройкой структурного плана. Согласно деформациям подошвы верхнеолигоцен-нижнемиоценовой майкопской серии, здесь развиты крупные синклинали и антиклинали, над которыми в плиоцен-четвертичное время заложился Сальский прогиб и меньшие по размерам структуры Сальско-Донского поднятия. Локальные неотектонические структуры проявляют большую согласованность с древними, особенно в простирании. Так простирания неотектонических и древних структур колеблются в интервале 305–320°. Эти структуры частично совпадают по знаку движения: неотектонические поднятия развиты над поднятыми блоками фундамента или над сводом или крылом меловой антиклинали. Лучшая согласованность проявлена с палеогеновыми структурами, хотя их оси не всегда совпадают. Следует отметить, что чем выше раздробленность территорий на малые по размеру молодые структуры, тем больше будет вероятность совпадения их с древними структурами, что может рассматриваться как случайность, а не закономерность.

Итак, различные соотношения разновозрастных структур от докембрийских до четвертичных свидетельствуют о постоянном изменении структурных планов, отражающих влияние действующих в разное вре-

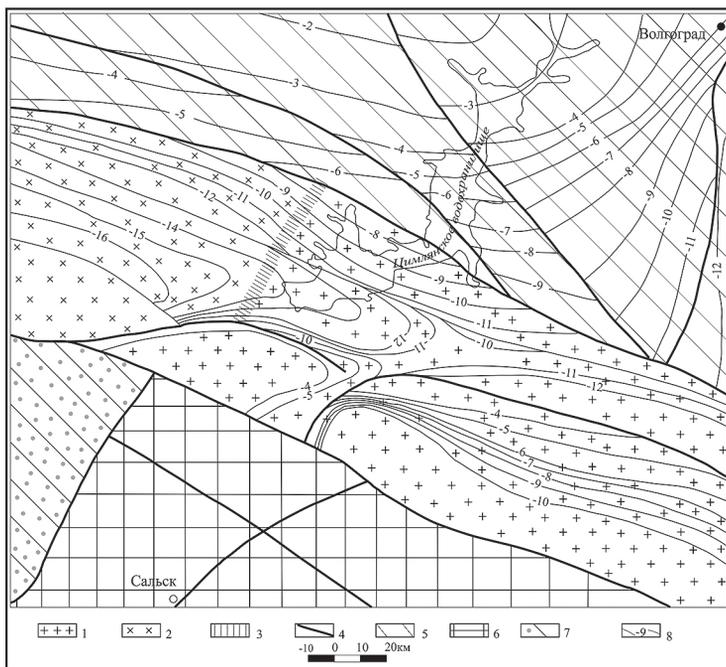


Рис. 2. Тектоника области сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Скифской плиты (СП).

1 – погребенный вал Карпинского (КК), 2 – Донецкая складчатая система (ДСС), 3 – граница КК и ДСС, 4 – древние разломы, 5 – Воронежский склон ВЕП, 6 – палеозойский складчатый фундамент СП, 7 – Ростовский выступ палеозойских пород, 8 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента

мя и по-разному источников напряжений. В данном случае условия растяжения, приведшие к образованию авлакогена в палеозое, сменились условиями сжатия в четвертичное время, что привело к формированию новейших структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований президиума РАН № 19.

Литература

1. Новейшая тектоника и геодинамика: область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
2. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Листы L-38-I. VII. Серия Кумо-Маньчская. М.: Госгеолтехиздат, 1962, 1964.

Особенности строения литосферы Охотского и Японского окраинных морей по гравиметрическим данным

Изученная территория включает прибрежную часть Евразийского континента от Магадана на севере до Владивостока на юге, Охотоморский и Япономорские регионы. В тектоническом отношении – это область взаимодействия Евразийской, Тихоокеанской, Североамериканской литосферных и Амурской, Охотской коровых плит.

Задача настоящих исследований – картировать плотностные неоднородности литосферы изучаемой территории и установить выраженность дизъюнктивных систем области перехода континент–океан в плотностных моделях.

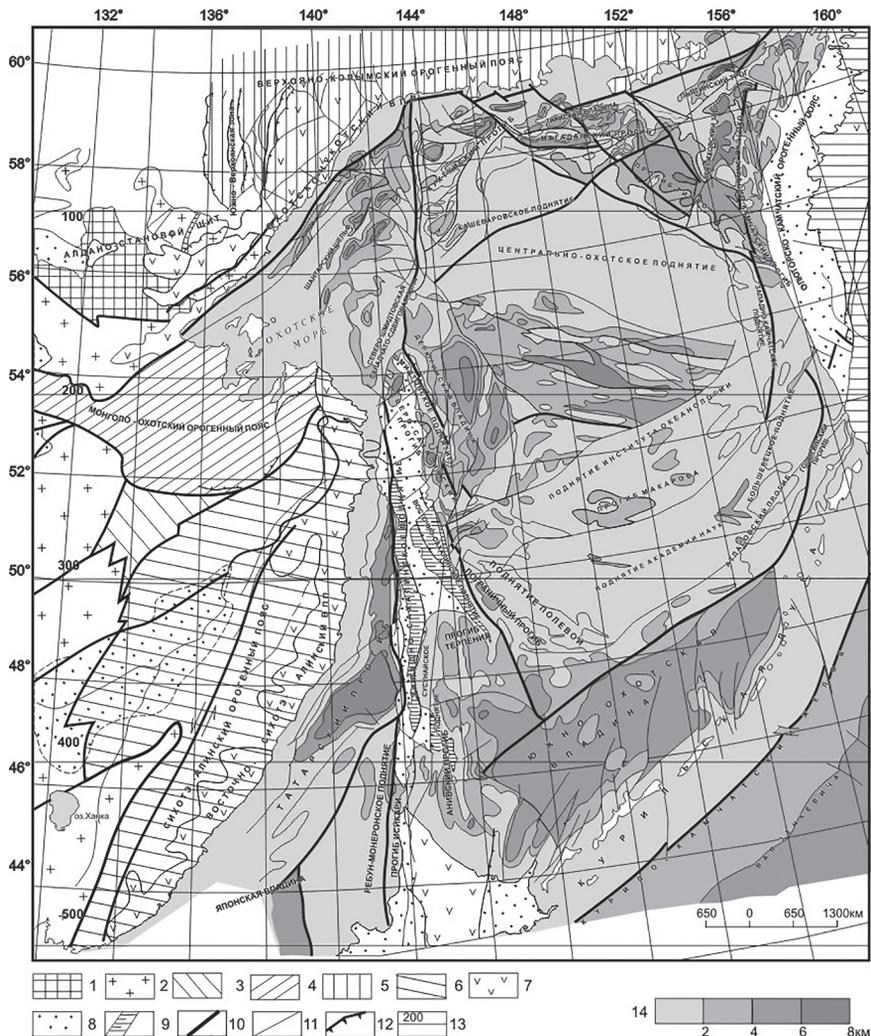
Методика

Специально для области сочленения была составлена компилятивная тектоническая карта региона на основе карт Н.А. Богданова с соавторами [3] и Л.П. Карсакова с соавторами [1], которая в дальнейшем использована для тектонического анализа и геологической идентификации геофизической информации (рисунок).

В качестве исходной, для глубинных исследований выбрана равномерная площадная гравиметрическая информация, отражающая неоднородности как континента, так и морской акватории. Анализ гравитационного поля выполнен на двух уровнях: глобальном и региональном. На глобальном уровне использовалась карта гравитационного поля Земли в редукции Фая [4], а на региональном – карта гравитационного поля масштаба 1 : 2 500 000 в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2.67 г/см³.

Изучение проводилось по опробованной методике [2]. Выполнен вероятностно-статистический анализ поля силы тяжести: рассчитаны его градиентные характеристики; проведено разложение его на региональную и локальную составляющие. Для изучения внутреннего строения литосферы региона рассчитана плотностная 3D модель. На ее основе по серии широтных профилей получены разрезы эффективной плотности (рисунок). Всего приведено 6 профилей – первый (северный) профиль 0 преимущественно проходит по континенту, за исключением крайней

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



восточной части, шестой (южный) профиль 500 – преимущественно по морской акватории, остальные находятся непосредственно в области сочленения континентальных и океанических структур.

Результаты

1) Современный картина дизъюнктивной тектоники – результат длительной эволюции региона. Разломная тектоника разрезов представлена сложно пересекающимися системами нарушений северо-восточного и

Рисунок. Тектоническая схема области сочленения континент–океан юга Дальнего Востока России

1 – метаморфические комплексы Алдано–Станового щита; 2 – гранитно-метаморфические комплексы Буреинского, Ханкайского массивов и Становой гранит-зеленокаменной области; 3 – палеозойские осадочно-метаморфические комплексы Сулужского блока; осадочно-метаморфические комплексы: 4 – Монголо-Охотской складчатой области; 5 – Верхояно-Колымской складчатой области; 6 – Сихотэ-Алинской складчатой области; 7 – вулканоплутонические пояса; 8 – кайнозойские наложенные впадины; 9 – горстовые структуры наложенных кайнозойских впадин. Системы тектонических нарушений: 10 – главные; 11 – прочие; 12 – нарушения надвигового типа; 13 – интерпретационные профили; 14 – шкала раскраски мощности кайнозойских отложений морской акватории

северо-западного направлений. Вертикальные разломные системы проявлены слабо. Для северо-западной части характерны пологие нарушения, падающие под более древние (профиль 0-200), преимущественно северо-восточной направленности, вероятно, связаны с субдукционными процессами. На остальной части подобные нарушения являются элементами блокировки двух глубинных структур: на севере – синклинального типа (профили 0-300), на юге – антиклинального типа (профили 400, 500).

2) Для большей части рассматриваемой территории, как на континенте, так и на морской акватории характерна континентальная литосфера. Области разуплотненной литосферы характерны для областей современного деструктивного тектогенеза (Становой, Баджалский, Сихотэ-Алинский, Южно-Сахалинский, Западно-Камчатский блоки), связанного с орогенезом или внутриплитным интрузивным магматизмом. Блоки повышенной плотности литосферы связаны с конструктивным рифтогенезом (Алданский, Шантарский, Средне-Амурский, Дерюгинский, Шелехова-Гинро), где в прогибах идет современное осадконакопление.

3) По глубине разрезы делятся на две части: верхняя – сильно расчлененная по плотности, нижняя – менее расчлененная. Мощность верхней части максимальная в пределах континента на профиле 0 и минимальная на разрезе 500, который проходит через южное побережье Приморья, Японскую впадину и остров Хоккайдо. За пределами острова плотностной разрез верхней части качественно меняется, напоминая по морфологии нижнюю часть разрезов.

4) Горизонтально-слоистое распределение плотностных неоднородностей характерно для древних метаморфогенных структур (Сибирская платформа, Буреинский и Ханкайский массивы). Мозаичное распределение плотностных неоднородностей характерно для палеозойских, мезозой-

ских и кайнозойских складчатых систем. Горизонтально-дискордантное распределение плотностных аномалий характерно для литосферы океанического типа.

5) Области мантийного заложения, повышенной или пониженной плотности, дискордантные основным структурам разреза, по мнению авторов, являются мантийными диапирами.

6) Диапировые объекты высокой плотности выявлены: на границе Сибирской платформы и Южно-Верхоянской зоны (профили 0, 100); границе Охотский массив – Шантарская зона (профиль 100); в области сочленения Монголо-Охотской и Северно-Сихотэ-Алинской складчатых областей (профиль 200); на сочленениях Олюторско-Западно-Камчатского прогиба с Центрально-Камчатским вулканогеном (профиль 200), Сихотэ-Алинского орогенного пояса с Восточно-Сихотэ-Алинский ВПП (профиль 300). В пределах морской акватории высокоплотностные области характерны для впадин (Гижинская, Тинро, Дерюгинская, впадина в районе поднятия Академии наук, Южно-Охотская впадина, прогиб Терпения, Курило-Камчатский желоб (профили 0-500), Татарском прогибе и впадине Японского моря (профили 300–500).

7) Диапиры пониженной плотности характерны для Верхояно-Колымской (Южно-Верхоянская зона), Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской складчатых поясов, окраинного Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Особенно контрастная область пониженной плотности прослеживается под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогеном, диагностируется на 4-х профилях 200–500. Начало ее на Северном Сахалине, где небольшим ответвлением уходит на континент, южная часть проявлена в Татарском проливе вдоль Южного Приморья. Параллельно Восточно-Сихотэ-Алинской картируется более короткая структура на профилях 300–500: от поднятий Полевой и Ребун-Монеронского на юге Сахалина до острова Хоккайдо. Еще один пояс подобных областей проявился по западному борту Охотского моря (профиля 0–500).

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (Грант ДВО РАН 15-1-2-014)

Литература

1. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцин, Малышев Ю.Ф. и др. Тектоника, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1 : 1 500 000. Владивосток–Хабаровск, 2005. 263 с.

2. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 М / Отв. редакторы Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей. М., 2000. 193 с.

3. Мальшиев 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/

4. Сеначин В.Н., Баранов А.А. Гравитационные аномалии коры и верхней мантии Центральной и Южной Азии // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. Vol. 7. Is. 4. P. 513–528.

Е.А. Мануилова¹

Структурно-геоморфологический анализ Западно-Сибирской плиты

По оценкам Американской Ассоциации Геологов-Нефтяников (AAPG) и Общества Нефтяных Инженеров–Оценщиков (SPEE) Западно-Сибирский эпипалеозойский нефтегазодобывающий мегабассейн является приоритетным направлением для добычи нефти и газа. Однако, в настоящее время Западно-Сибирский мегабассейн испытывает дефицит базы перспективных ресурсов для поддержания и развития добычи углеводородов. Таким образом, одним из решений данной проблемы является поиск и применение новых методических подходов для поиска нефти и газа.

Структурно-геоморфологический анализ – одно из направлений, позволяющее решить эту проблему на макроуровне. Структурно-геоморфологические исследования направлены на выявление новейших, выраженных в рельефе дислокаций с выходом на определение геодинамической обстановки и установление их взаимосвязей с нефтегазоносностью. Учитывая появление новых компьютерных технологий, программных обеспечений, современных космических изображений с высоким разрешением, позволяющим выявлять и оценивать малоамплитудные выраженные в рельефе дислокации, существенно расширяют наши представления о новейшей тектонике и геодинамике в особенности равнинных территорий [2].

Соответственно, с целью выявления новейших дислокаций на территории Западно-Сибирской плиты был выполнен структурно-геоморфологический анализ рельефа, включающий визуальное и автоматизиро-

¹ Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедра динамической геологии, Москва, Россия; manuilovaekaterina139@gmail.com

ванное дешифрирование топографических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000, космических снимков и радарных изображений. Также в ходе работы проведено построение и интерпретация геоморфологических профилей, интерпретация сейсморазведочных региональных профилей и их сопоставление с геоморфологическими профилями. Полученные результаты сопоставлены с геолого-геофизическими материалами.

Проведенные исследования уточнили новейшее строение Западно-Сибирской плиты, где выделены такие региональные структуры как Полуйское и Надым-Тазовское поднятия, Сибирские Увалы, Белогорский материк, Северо-Сосьвинское, Салехардское, Туринское и Ишимское поднятия, которые имеют сводово-блоковый стиль. Также стоит отметить крупную отрицательную структуру – Среднеобскую впадину.

Региональные поднятия представляют собой сочетание поднятий первого ранга разделенных впадинами. В пределах отрицательных структур установлены поднятия первого ранга, которые находят свое частичное отражение в фундаменте.

На территории исследования выделены слабые зоны в основном северо-западного и северо-восточного простирания, также встречаются субмеридиональные и широтные направления. В ходе структурно-геоморфологических исследований на территории Западно-Сибирской плиты были установлены сдвиги (лево- и правосторонние). Сдвиги определялись по смещению границ региональных структур и поднятий первого ранга. Подтверждение существования дизъюнктивных нарушений осуществлялось при сопоставлении с сейсмическими данными [3]. Таким образом комбинация левых и правых сдвигов соответственно северо-восточного и северо-западного простирания указывает на обстановку субмеридионального сжатия.

Сопоставление проинтерпретированных геоморфологических и региональных сейсморазведочных профилей позволила перевести некоторые слабые зоны в ранг разрывных нарушений без установления кинематики.

Сопоставление карт распространения месторождений нефти и газа, приуроченных к различным стратиграфическим уровням, с установленными новейшими дислокациями, выявленными структурно-геоморфологическими исследованиями, позволило выявить некоторые закономерности в распределении месторождений. В основном нефтегазовые месторождения тяготеют к новейшим поднятиям или их периферийным зонам, к зонам новейших сдвигов и к субмеридионально ориентированным слабым зонам и разрывам.

Представленные результаты являются продолжением исследований, которые были выполнены в центральной части Западно-Сибирской плиты (Широтное Приобье) [1].

Литература

1. Панина Л.В., Зайцев В.А., Мануилова Е.А. Глубинная неотектоника Восточно-Европейской платформы (по данным структурно-геоморфологического анализа), 2013. <http://www.geodisaster.ru/index.php?page=glubinnaya-neotektonika-vostochno-evropejskoj-platformy-po-dannym-strukturno-geomorfologicheskogo-analiza>.

2. Панина Л.В., Мануилова Е.А. Неотектоника центральной части Западно-Сибирской плиты // Вестник МГУ. Серия 4: Геол. № 4. С. 1–5.

3. Филиппович Ю.В. Сдвиговая тектоника в районе Надым-Газовского междуречья и методика прогноза нефтяных залежей. Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. М., 2012.

**А.В. Маринин¹, Е.В. Деев^{2,3}, Т.Ю. Тверитинова⁴,
Е.В. Поречная³**

Реконструкция палеонапряжений в зоне Катунского разлома (Горный Алтай)

Горный Алтай представляет внутриконтинентальный ороген с четко проявленной на неотектоническом этапе блоковой структурой и абсолютными высотами горных хребтов более 4000 м. Большинство межблоковых границ слабо охарактеризованы структурно-геологическими данными, позволяющими установить их кинематические и геодинамические характеристики. Для их определения нами проведены полевые исследования в разных районах Горного Алтая, направленные на сбор сведений по различным геологическим индикаторам тектонических напряжений (зеркала скольжения, отрывы, тектонические трещины, жилы, кливаж и т.д.).

Большая часть полевых наблюдений проведена вблизи вытянутого в меридиональном направлении на 200 км Катунского разлома, образующего вместе с оперяющимися разломами зону растяжения шириной до 20–40 км [3, 4, 9]. В северной части Горного Алтая вдоль разлома выделяется несколько приразломных грабенов – Чемальский, Усть-Семинский

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; deev@ngs.ru

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; liseperetchnaya@mail.ru

⁴ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

и Манжерокский [2]. По Катунскому разлому заложена долина р. Катунь, а оперяющие его разрывы контролируют притоки. Неотектоническая активность Катунского разлома подчеркнута резким понижением местного базиса эрозии для ряда притоков р. Катунь – рек Камышла, Соузга и Бельтертук, в результате чего они имеют невыработанный профиль равновесия, обрываясь к Катуню крутопадающими участками или водопадами. Инструментальные сейсмологические наблюдения и исторические данные указывают, что с зоной Катунского разлома связаны несколько десятков землетрясений с магнитудами $M = 3.0-4.0$, три землетрясения имеют магнитуды в диапазоне $M = 4.1-5.0$ и одно с магнитудой $M = 6.0$. Согласно палеосейсмологическим исследованиям в позднем плейстоцене – голоцене здесь неоднократно происходили землетрясения с $M \geq 5-5.5$ [2, 9]. Катунский разлом разными исследователями трактуется как правый сдвиг [11] или как раздвиг [3, 4, 8].

Обработка данных полевых замеров геологических стресс-индикаторов производилась с помощью метода катакластического анализа [7]. Метод позволяет определить количественные характеристики напряженно-деформированного состояния в точке наблюдения: положение осей главных напряжений и коэффициент Лоде–Надаи. Применяемая для расчетов компьютерная программа *STRESSgeol*, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, использует принцип разделения сколов на однородные выборки, определяющие временные фазы квазиоднородного деформирования макрообъема, для достижения максимальности суммарной энергии диссипации при минимальном количестве выделяемых фаз. Для анализа систем тектонической трещиноватости разных кинематических типов и их объединения в устойчивые структурные ассоциации (парагенезы) был задействован структурно-парагенетический метод Л.М. Расцветаева [5].

Для изученной части Горного Алтая характерна высокая переменность положения осей главных напряжений (рис. 1). Вместе с тем выделяются некоторые преобладающие направления данных осей. Для оси максимального сжатия характерно субмеридиональное и северо-восточное направление при субгоризонтальном положении. Ось девиаторного растяжения ориентирована в субширотном направлении. Промежуточная ось главных напряжений ориентирована субвертикально, отвечая таким образом, обстановке горизонтального сдвига. Метод структурно-парагенетического анализа устанавливает также преобладание парагенезов, связанных с меридиональным направлением максимального сжатия. Менее проявлены парагенезы СВ и СЗ сжатия, а парагенезы широтного сжатия примерно в два раза менее распространены нежели связанные с наиболее проявленным меридиональным сжатием.

Значительно уменьшается вариация положения осей главных напряжений при рассмотрении территориально близких участков наблюдения вдоль Катунского разлома. В самых северных Манжерокском и Усть-Семинском участках преобладают ССЗ и СЗ ориентации оси максимального сжатия. В центральной части, на Чемальском и Еландинском участках наблюдения, установлены СВ и ССВ направления максимального сжатия. Южная изученная часть Катунского разлома характеризуется структурами субмеридионального максимального сжатия.

По типу напряженного состояния, определяемого пространственным положением осей главных напряжений, ярко преобладают обстановки горизонтального сдвига (субгоризонтальное положение осей максимальных и минимальных сжимающих напряжений). Число локальных стресс-состояний с данным типом составляет почти половину от общего количества реконструированных (рис. 2). Существенно меньше обстановок горизонтального сжатия, горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом и растяжения в сочетании со сдвигом. Установленные нами характеристики напряженно-деформированного состояния верхних горизонтов земной коры Горного Алтая близки к установленным ранее при анализе сейсмологических данных [6], по которым также устанавливается преобладание субмеридиональной ориентировки оси максимального сжатия (в обстановках горизонтального сдвига и реже горизонтального сжатия).

Реконструированное положение осей напряжений и тип напряженного состояния для каждой точки наблюдений хорошо согласуются с четвертичной структурой Катунского разлома. В местах сужения долины реки преобладают геодинамические типы горизонтального сдвига, сдвига со сжатием, сдвига в вертикальной плоскости и горизонтального сжатия. В местах расширения долины реки, соответствующих приразломным грабенам, выявлены обстановки горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом. Соответственно, можно сделать вывод о том, что Катунский разлом развивался как сдвиг, а приразломные грабены как структуры типа pull-apart. Важно отметить, что реконструированное в северной части Катунского разлома северо-западное направление максимального сжатия при движении на юг меняет свою ориентировку на север-северо-восточную, что согласуется с реконструкциями напряженного состояния на основе сейсмологических данных [1, 6]. Изменение напряженно-деформированного состояния в разных частях Катунского разлома обуславливает его кинематические проявления в виде раздвиговой и правосдвиговой составляющих, отмечаемыми разными исследователями.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №17-05-01193а и №18-05-00389а.

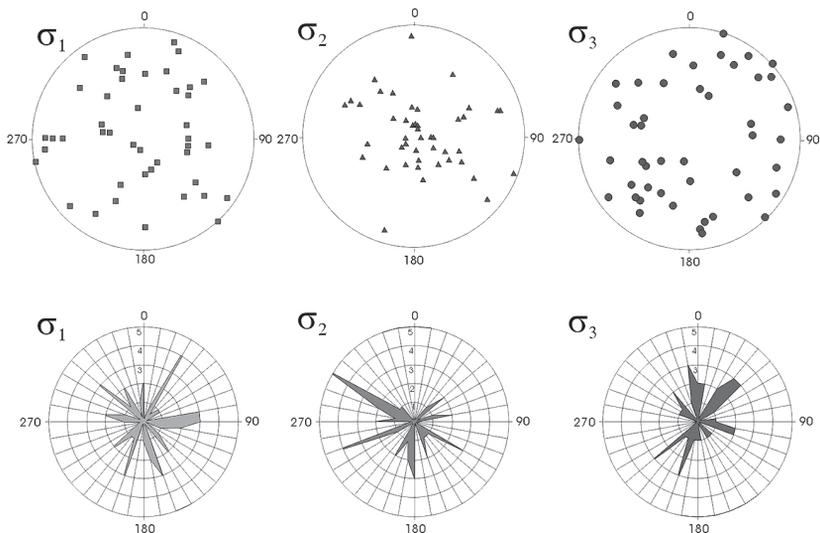


Рис. 1. Ориентировка осей главных напряжений Горного Алтая по данным проведенной реконструкции при помощи метода катакlastического анализа геологических стресс-индикаторов. В верхнем ряду на круговых диаграммах (стереографическая проекция на верхнюю полусферу) показано положение осей главных напряжений и плотностные максимумы их распределения. В нижнем ряду расположены розы-диаграммы распределения азимутов погружения (с шагом 10°) осей главных напряжений: σ_1 – минимальных (растяжение), σ_2 – промежуточных и σ_3 – максимальных (сжатие) сжимающих напряжений

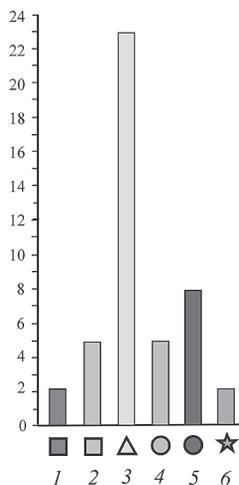


Рис. 2. Типы напряженного состояния в пределах Горного Алтая. На диаграмме показано количество локальных стресс-состояний с определенным типом напряженного состояния: 1 – горизонтального растяжения, 2 – горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом, 3 – горизонтального сдвига, 4 – горизонтального сжатия в сочетании со сдвигом, 5 – горизонтального сжатия, 6 – сдвига в вертикальной плоскости

Литература

1. Гольдин С.В., Кучай О.А. Сейсмотектонические деформации Алтае-Саянской сейсмоактивной области и элементы коллизионно-блочной геодинамики // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 7. С. 692–723.
2. Деев Е.В., Зольников И.Д., Бородовский А.П., Гольцова С.В. Неотектоника и палеосейсмичность долины нижней Катунь (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1154–1168.
3. Лукина Н.В. Активные разломы и сейсмичность Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 11. С. 71–74.
4. Новиков И.С., Еманов А.А., Лескова Е.В., Баталев В.Ю., Рыбин А.К., Баталева Е.А. Система новейших разрывных нарушений Юго-Восточного Алтая: данные об их морфологии и кинематике // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1139–1149.
5. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 2. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
6. Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Маринин А.В. Напряженное состояние и деформации земной коры Алтае-Саянской горной области // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 2. С. 271–291.
7. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.
8. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.
9. Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // Quaternary Science Reviews. 2019. V. 203. P. 68–89.
10. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai–Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // Tectonophysics. 2013. Vol. 602. P. 194–222.
11. Yin A. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis // Tectonophysics, 2010. Vol. 488. P. 293–325.

Становление Родинии и влияние гренвильской орогении на формирование осадочных последовательностей рифея Северной Евразии

Самыми значительными геодинамическими событиями рифея (мезо-неопротерозоя) в ходе гренвильского орогенического цикла (~1250–980 млн лет) явились образование суперконтинента Родиния и последующий его распад [1, 4]. Возникшие в результате гренвильского орогенического цикла горные сооружения распространены не только в Северной и Южной Америке, а также описаны и в ряде других регионов. Остается, однако, не ясным отражение гренвильских событий в строении и составе наиболее полных осадочных разрезов рифея Северной Евразии. В первую очередь это касается изменения петрографического и химического состава песчаников и аргиллитов среднего и верхнего рифея Башкирского мегантиклинория (БМА) и Учуро-Майского региона (УМР).

Известно, что общая особенность песчаников – тектоническая конвергенция состава [2], хотя анализ последовательностей песчаных пород различных геоструктурных единиц показывает, что их вертикальная и латеральная архитектура в ряде случаев подчиняется вполне определенным закономерностям. Так, для герцинид Южного Урала выделяются доинверсионные и послеинверсионные песчаниковые ассоциации. Последние представлены в основном петрокластическими, лититовыми и смешанными граувакками. Анализ данных по палеозоидам Южного Тянь-Шаня и ряду других регионов показывает, что для коллизионных стадий развития присущи лититовые и К-Na-полевошпатовые граувакки. Рифтогенез в наиболее общем случае также ведет к формированию песчаных пород с низкой минералогической зрелостью (кварцевые лититовые граувакки, кварцевые аркозы и аркозы). Для межгорных и предгорных впадин характерны лититовые и кварцевые граувакки, К-Na- и К-аркозы [2]. Можно предполагать, что синорогенные псаммиты должны быть менее зрелыми, нежели доорогенные. Из сказанного следует, что синорогенные псаммиты на диаграмме $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ должны располагаться в области низких значений $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и высоких величин $\lg(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$. В случаях средне-верхнерифейских последовательностей БМА и УМР

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; amas2004@mail.ru

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

тенденция к уменьшению степени зрелости песчаников снизу вверх по разрезам не наблюдается.

Средние валовые составы аргиллитов, ассоциирующих с песчаниками, на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})/\text{SiO}_2$ сосредоточены в полях, характеризующих составы преимущественно «обычных» глинистых образований верхнего докембрия. Вместе с данными по валовому химическому составу песчаников это указывает на отсутствие в составе осадочных толщ БМА и УМР признаков проявления гренвилльских тектонических событий. Таким образом, на палеоводосборах, поставлявших в конце юрматиния–начале каратавия кластический материал в бассейны осадконакопления, в исследованных нами регионах не существовало коллизионных и аккреционных орогенов, которые можно было бы считать источниками существенных объемов относительно незрелой алюмосиликокластики.

Реконструкции состава коры областей, в которых проявились гренвилльские события, показывают, что в них присутствуют существенные объемы доэльзевирских магматических и метаморфических пород как корового, так и мантийного происхождения. Роль последних, как следует из стабильно низких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Мировом океане в конце среднего – начале позднего рифея и ряда других данных, в коре гренвиллид была весьма значительной. Кроме того, в начале позднего рифея предполагается поступление в океан значительных объемов свежего мантийного материала [1]. В рассмотренных нами случаях наличие такого материала на палеоводосборах фиксируется по снижению T_{DM} и одновременному росту величин $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в тонкозернистых обломочных породах только для УМР. Формирование практически всей юрматинско-каратауской последовательности БМА происходило при относительно неизменных значениях двух указанных параметров.

Как отмечено в [3], кора в пределах Волго-Уралии (восточная часть Восточно-Европейского кратона (ВЕК) – основной источник обломочного материала для осадочных последовательностей рифея БМА) имеет преимущественно архейский возраст и сложена протяженными поясами метаосадочных и метамагматических гранулитов с возрастом 3.0–2.7 млрд лет и подчиненными им зеленокаменными поясами с коматитами. На архейские комплексы наложены куполовидные палеопротерозойские структуры, во внутренних частях которых присутствуют гранитные интрузии. Метаморфизм и анатексис этих комплексов имел место ~2.05–2.02 млрд лет назад, т.е. в период коллизии Волго-Уралии и Сарматии. Принципиальной особенностью эволюции ВЕК после его сборки примерно 1.8–1.7 млрд лет назад является отчетливое различие тектонических режимов его западной и восточной (в современных ко-

ординатах) частей. На протяжении большей части позднедокембрийской эволюции западной части кратона, за исключением интервала времени 1.4–1.2 млрд лет, преобладали процессы, типичные для активных окраин, и магматизм АМСГ-типа. Аккреция и рост коры происходили здесь почти непрерывно от ~1.7 до 1.5 млрд лет. Вследствие данополонского и свеконорвежского орогенезов (соответственно ~1.5–1.4 и 1.1–0.9 млрд лет назад) первичная конфигурация плит оказалась несколько реорганизованной. В центральной и восточной частях ВЕК в позднем докембрии, напротив, наблюдались неоднократные эпизоды рифтогенеза, чередовавшиеся с накоплением зрелых осадочных образований платформенного типа и имевшие место соответственно до 1.4 и ~1.1–0.7 млрд лет назад. Примерно 1.4 млрд лет назад на востоке ВЕК были сформированы крупные внутри- или транскратонные авлакогены [3]. Их появление коррелируется с экзасийским периодом растяжения и бимодального вулканизма в Фенноскандии. Таким образом, какие-либо признаки проявления гренвильских коллизионных событий в восточной части Балтики в настоящее время отсутствуют. Наши данные по литогеохимии песчаников и тонкозернистых обломочных пород второй половины юрматиния – начала каратавия БМА подтверждают этот вывод. Неоднократные эпизоды рифтогенеза, чередовавшиеся с накоплением зрелых платформенных осадков, известны в рифее и в центральной и восточной частях Сибирской платформы, где также отсутствуют признаки проявления гренвильских коллизионных процессов. Все это показывает, что для преобладающей части территории современной Северной Евразии гренвильские события не внесли какого-либо заметного вклада в формирование осадочного выполнения существовавших здесь эпиплатформенных бассейнов.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН и темы НИР № 0153-2018-0011 государственного задания ИГГД РАН.

Литература

1. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3–46.
2. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
3. Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V. et al. // Am. J. Sci. 2010. Vol. 310. P. 1345–1383.
4. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. // Precam. Res. 2008. Vol. 160. P. 179–210.

Тектонические обстановки формирования рифейских нефтеносных отложений Алдано-Майского осадочного бассейна

Тектоническая активность является важным фактором при образовании макронепти и при сохранении залежей. На основе анализа данных о литологии рифейских осадочных пород керпыльской и лахандинской серий юго-востока Сибирской платформы реконструирована смена тектонических обстановок формирования отложений. Для этого был рассмотрен состав свит, залегающих на правом берегу р. Мая. С 30-х годов XX века здесь проводились геологические исследования, целью которых была оценка перспектив нефтеносности. В 6 км от устья р. Улахан-Лаханды (правом берегу р. Мая) в 1938–1940 гг. была пробурена скважина, которая достигла глубины 591.25 м и проходка которой была остановлена после аварии. Она остается единственной скважиной на севере Хабаровского края, пройденной на нефть. Следует отметить, что капельно-жидкая нефть светло-желтого цвета, содержащаяся в кавернах светло-серых известняков, была поднята с глубины 510.81–513.17 м (малгинская свита керпыльской серии). Разномасштабные картировочные и тематические исследования продолжались и позднее. Государственная геологическая карта листа 0-53-IX, на территории которого была обнаружена нефть в Лахандинской скважине, и есть выходы нафтидов на поверхность, составлена на основе геологосъемочных и редакционно-увязочных работ масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1965–1967 гг. [3]. Был сделан большой объем лабораторных работ по люминесцентно-битуминологическому анализу, по определению пористости и проницаемости. Были учтены результаты работ предшественников, как это предусматривает методика составления карт. Территория листа (координаты 58°40'–59°20' с.ш. и 134°00'–135°00' в.д.) расположена в Аяно-Майском районе Хабаровского края, крайняя северная часть его относится к республике Саха (Якутия).

По мнению В.Г. Варнавского [1] в состав среднерифейской керпыльской серии входят омнинская, малгинская и ципандинская свиты; в состав позднерифейской лахандинской серии входят кумахинская, мильконская, нельканская и игниканская свиты. В объяснительной записке [3] свиты лахандинской серии в ранге подсвит лахандинской свиты.

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

Выходящие на поверхность алевролиты и аргиллиты омнинской свиты серые и зеленовато-серые. Вскрытые Лахандинской скважиной кварцевые алевролиты черные плотные. В породах присутствуют единичные зерна глауконита размером 0.02–0.06 мм. Сероцветные алевролиты и аргиллиты свидетельствуют об относительно глубоководной восстановительной обстановке, а глауконит – о морской.

Согласно залегающие на омнинской свите конгломераты малгинской свиты состоят из обломков кирпично-бурых известняков, сцементированных мелкозернистым известняком с хлоритом (результат местного размыва известняков). Изменился базис эрозии, резко уменьшилось поступление терригенного материала (причины здесь не рассматриваются). В Лахандинской скважине в нижней части разреза свиты вскрыты темно-фиолетовые мергелистые известняки. Выше они серые, темно-серые и буровато-красные, иногда доломитистые. Известняки сложены зернами кальцита размером до 0.01 мм, слоистая текстура обусловлена микрослойками глинистого вещества. Примесь глинистой составляющей в известняках может свидетельствовать о наличии области сноса (возможно выровненной или достаточно удаленной), а доломитистой составляющей – о небольшой глубине водоема. Дальнейшее уменьшение глубины привело к образованию доломитов вышележащей ципандинской свиты.

Доломиты ципандинской свиты состоят из ромбоэдров изометричных зерен доломита размером 0.04–0.06 мм. В глинистом доломите присутствуют зерна кварца размером 0.06 мм и бурое глинистое вещество. Доломиты характеризуют очень мелководные обстановки и спокойные в тектоническом отношении. Примесь глинистого вещества в них может указывать на относительно удаленный источник сноса, и, опосредованно, также на спокойную тектонику. Каверны могут быть обусловлены гипергенными явлениями, связанными с континентальным перерывом. Также существует точка зрения об образовании каверн в результате гидротермальной деятельности. В описываемом районе на ципандинской свите со стратиграфическим несогласием залегают породы типа коры выветривания, свидетельствующие о тектоническом поднятии и перерыве в осадконакоплении.

Первая подсвита лахандинской свиты (= кумахинская свита) сложена аргиллитами и алевролитами вишнево-бурыми (насыщены гидроокислами железа), серыми, реже зеленоватыми, а также песчаниками и глинистыми известняками. Терригенный состав стратона указывает на смену обстановок. В результате тектонической перестройки изменилось соотношение между областью сноса и конечным бассейном седиментации. Произошло поднятие области сноса по отношению к бассейну, ускорились темпы эрозии и перемещения обломочного материала, что

подтверждается, кроме литологического набора пород свиты, угловатым и полуокатанным обликом зерен кварца в песчаниках. Увеличение объема обломочного материала привело к доминированию терригенных пород над известняками в составе свиты. Наличие сидерита является дополнительным свидетельством более глубоководной обстановки прибрежной зоны моря.

Вторая подсвита лахандинской свиты (= мильконская свита) сложена известняками строматолитовыми, онколитовыми светло-серыми, кремевыми, вишнево-бурыми и известняками битуминозными темно-серыми с небольшой примесью доломита. Произошло тектоническое поднятие морского дна. В мелком море хорошо себя чувствуют водоросли. Считают, что строматолиты, или карбонатные наросты (биогермы) на дне очень мелкого водоема, имеющие выпуклую или неровную поверхность и сложную внутреннюю слоистость, образованы бактериями и водорослями с примесью химического и механического карбоната. Водоросли выделяли липиды (жиры) и их считают производителями органического вещества, которое превращается в нефть [2].

Третья подсвита лахандинской свиты (= нельканская свита) представлена аргиллитами, алевролитами вишнево-бурыми, зеленовато-серыми; песчаниками кварцевыми бурыми, реже темно-серыми и строматолитовыми известняками. Песчаники кварцевые хорошо сортированные, состоят из угловатых обломков кварца, размеры от 0.1 до 0.8 мм. Часто наблюдаются единичные зерна глауконита, плагиоклаза (альбита–олигоклаза), микрокварцита, турмалина, циркона. Цемент пленочный и выполнения пор, состоит из агрегата кварца и зеленовато-бурого хлорита и битумоида, заполняющего поры размером 0.6–0.2 мм. В черных песчаниках в цементе преобладает битумоид и рудный минерал.

Поскольку в составе свиты присутствуют строматолиты (мелкий водоем сохраняется), то наличие терригенных пород логичнее объяснить поднятием областей денудации, с которых поступал обломочный материал. Накопление в конечном спокойном водоеме хорошо сортированных, относительно крупнозернистых, песчаников с крупными порами создало резервуар для накопления битумоида.

Четвертая подсвита лахандинской свиты (= игниканская свита) выходит в восточной части района по долине р. Май и ее притокам, ниже р. Улахан-Лаханда и по долинам рек Мал. Кандык, Кандахар. Она сложена известняками оолитовыми, онколитовыми, строматолитовыми, кремевыми, розовато-серыми, серыми, вишнево-бурыми и доломитами серыми с глауконитом. Известняки строматолитовые, участками обогащены глинистым веществом. В онколитовых разностях онколиты имеют ясно выраженное концентрически-скорлуповатое строение. Доломиты

состоят из микрозернистого агрегата доломита, на общем фоне которого наблюдаются крипнокристаллические образования доломитов, обогащенных глинистым веществом.

Реконструируется спокойная тектоническая обстановка неглубокого моря.

Периодические изменения тектонических обстановок способствовали образованию толщ терригенных или карбонатных пород, также периодически сменяющих друг друга. В результате могли сформироваться гранулярные коллекторы (песчаные). Усилением тектонической активности обусловлена и трещиноватость, дополнительно увеличивающая пористость в плотных породах и переводящая их в разряд коллекторов. С подъемом и усилением карстообразования в карбонатных породах связывают появление каверн, и толща становится коллектором. Обратная сторона поднятия – разрушение залежи.

Длительная спокойная тектоническая обстановка, позволяющая спокойно существовать липидосодержащим организмам, способствует накоплению строматолитовых толщ. Хотя появилось сообщение о публикации, в которой выдвинут тезис о том, что строматолиты просто камни, а не свидетели древней жизни [5 и др.]. Тогда вопрос об органическом или глубинном источнике нефти, дискуссии о котором продолжают уже много лет, решится в пользу глубинного ее происхождения. Время покажет.

А сравнительный анализ комплексов Алдано-Майского осадочного бассейна (АМОБ) и Юрубчено-Тохомской зоны, проведенный В.Е. Кузнецовым и В.Г. Варнавским [4], обосновал высокую вероятность выявления в АМОБ (в том числе и в Хабаровском крае) промышленных залежей нефти и газа.

Литература

1. *Варнавский В.Г.* Алдано-Майский осадочный бассейн (Юго-Восток Северо-Азиатского кратона): литостратиграфия докембрия, кембрия // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 2, С. 82–102.
2. Геологический словарь: в 2-х томах. М.: Недра, 1978.
3. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Майская. Лист О-53-IX (Аим). Объяснительная записка. Составитель И.М. Фердман, редактор Б.Н. Леонов. М., 1982. 89 с.
4. *Кузнецов В.Е., Варнавский В.Г.* Венд-рифейские комплексы Алдано-Майского осадочного бассейна и Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции (юго-восток и юго-запад Северо-Азиатского кратона): сравнительный анализ, нефтегазоносность // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 1. С. 22–36.
5. <https://dni24.com>

Океанская кора мезоархейского медленно-спредингового хребта: строение, метаморфизм зоны спрединга, эклогитовый метаморфизм зоны субдукции (ассоциация Салма, Беломорская Эклогитовая Провинция)

Среди эклогитов надсубдукционного типа, образующих ассоциацию Салма, по составу протолитов выделяются метагаббронориты, меланократовые метагаббронориты (пиклогиты) и Fe- и Fe-Ti-метагаббро, сопровождаемые гранатитами. Обнажение Узкая Салма демонстрирует все разновидности эклогитов, размеры, морфологию и соотношения тел, образованных эклогитами различного состава. В карьере Куру-Ваара, помимо блоков и будин эклогитов – метагабброидов, погруженных в гранито-гнейсы, обнаружены мафитовые эклогиты, вмещающие линзы и прослой грубозернистых кианит-корунд-дюмортьерит-гранат-фенгит-кварцевых пород пегматоидного облика. Ассоциация этих пород с мафитовыми эклогитами сохранила структуру и морфологию пиллоу-лав с алюмо-силикатным заполнением межподушечного пространства [5].

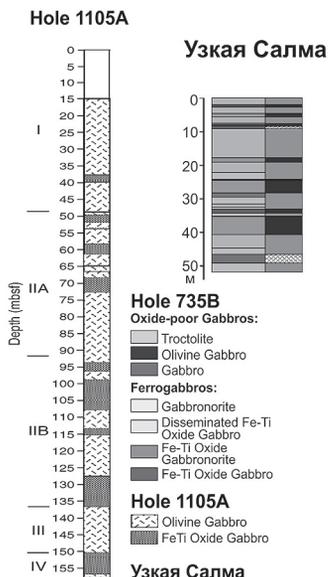
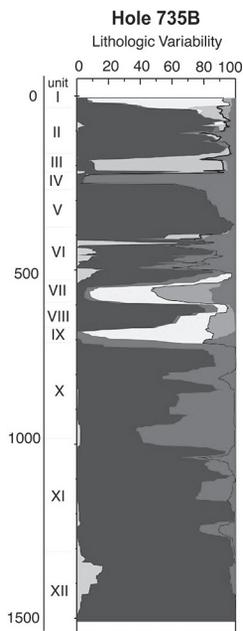
Классическое обнажение Узкая Салма – метаморфизованный в эклогитовой фации расслоенный габброидный комплекс мезоархейской океанской коры, размещено в пределах Южно-Кольской активной окраины над погружающейся в северных румбах Центрально-Беломорской сугурой. Характерной особенностью эклогитовой ассоциации является прекрасно выраженная реликтовая расслоенность: в разрезе чередуются пластинообразные тела («слои») с неровными границами и варьирующей мощностью. Преобладают эклогиты – метагаббронориты, вторые по значению – Fe- и Fe-Ti-метагаббро, подчиненную роль играют меланократовые метагаббронориты, прослой и жилообразные тела гранатитов [1]. Разрез пересекают ветвящиеся жилы кианит-гранат-биотитовых плагиогранитов и пегматитов. По составу эклогиты Салмы соответствуют базальтам N- и E-MORB. Содержание Zr в эклогитах – метагабброноритах 12.6–60.3, в Fe-Ti-метагаббро 59.4–138 г/т. В протолитах Fe-Ti эклогитов циркон кристаллизовался из эволюционировавшего расплава, в габброноритах магматический циркон кристаллизовался в незначительном количестве или не кристаллизовался вовсе. Обнаружение эклогитов, протолитом которых была ассоциация мафитовых пиллоу-лав и алюмосиликатных осадков, позволило сопоставить эклогиты Салмы

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

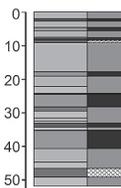
с мезоархейскими (3.0–2.85 млрд лет) вулканогенно-осадочными ассоциациями зеленокаменных поясов Карелии (по [2]). По набору пород, их количественным соотношениям и характеру расслоенности ассоциация протолитов близка комплексу габброидов медленно-спрединговых хребтов («третьему слою» океанской коры): Юго-Западного Индийского (скв. 735В и 1105А) [4, 10] и Срединно-Атлантического (скв. U1309D) [6] (рис. 1).

Минеральные включения в породообразующих минералах и в цирконах эклогитов – свидетельства доэклогитовой метаморфической эволюции в обстановках зоны спрединга и океанского дна. Состав минеральных включений и особенности их размещения в минералах-контейнерах позволяют реконструировать проградную ветвь эволюции эклогитов Салмы. Выдающаяся роль в качестве «контейнера» принадлежит порфиробластам граната. Диаспор, сапонит (смектит), альбит, пумпеллиит и актинолит представляют раннюю ассоциацию, сформированную при гидротермальном изменении габброидов океанской коры (протолита эклогитов) в пределах спредингового центра и океанского дна. Следующему этапу (включая переход к субдукции) отвечают гранат, роговая обманка, хлорит и цоизит [1, 8]. Другим эффективным контейнером является высоко-U, высоко-Th метамиктизированный пористый циркон из эклогитов – Fe- и Fe-Ti метагаббро, подвергшийся растворению-переосаждению при низких и умеренных температурах. Аналогичные цирконы были выделены из габброидов Срединно-Атлантического хребта [7] (рис. 2). Пористость и микротрещиноватость благоприятны для проникновения флюидов, гидротермальных растворов, а также остаточных и/или анатектических расплавов и кристаллизации соответствующих минеральных включений, которые могут сохраняться при последующих метаморфических преобразованиях. Пористые цирконы эклогитов Салмы содержат в виде включений: клинопироксен, плагиоклаз, амфибол, апатит, кварц, эпидот, цоизит, хлорит, карбонаты (доломит и кальцит), рутил, ильменит, пумпеллиит, хлорит, пренит и цеолит. Пористая область цирконов в габброидах САХ часто охватывает центральную часть кристалла, тогда как исходный магматический циркон сохраняется в виде каймы. Оценки возраста подобных кайм в цирконах из эклогитов фиксируют время формирования мезоархейской океанской коры – около 2.9 млрд лет. Этим каймам соответствуют «магматические» тренды REE. С переходом к более интенсивно перекристаллизованным участкам пористых цирконов тренды РЗЭ закономерно меняются. Анализируя данные, приведенные в [9], мы видим, что в этих участках кристаллов возрастают содержания ЛРЗЭ и более заметно – средние РЗЭ. Параллельно снижаются значения положительной Ce и отрицательной Eu аномалий вплоть до полного их

Юго-западный Индийский хребет



Узкая Салма



Hole 735B

Oxide-poor Gabbros:

- ☐ Troctolite
- Olivine Gabbro
- Gabbro

Ferrogabbros:

- ☐ Gabbronorite
- ☐ Disseminated Fe-Ti Oxide Gabbro
- Fe-Ti Oxide
- Gabbronorite
- Fe-Ti Oxide Gabbro

Hole 1105A

- ☐ Olivine Gabbro
- FeTi Oxide Gabbro

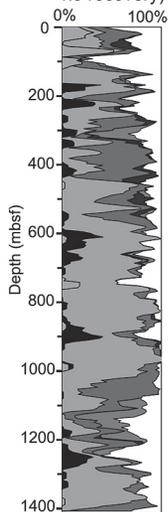
Узкая Салма

- ☐ Метагаббронорит (апоэклолит)
- Метагаббронорит (апоэклолит - гранатовый амфиболит)
- Метагаббронорит (гранатовый амфиболит)
- Меланократовый метагаббронорит (пиклолит)
- Fe-Ti метагаббро (апоэклолит)
- Гранатит

Срединно-Атлантический хребет

Hole U1309D

(white indicates no recovery)



- Basalt/Diabase
- Oxide gabbro
- Gabbro, gabbronorite
- Olivine gabbro
- Troctolite
- Olivine-rich troctolite & other ultramafics

Рис. 1. Разрез экололитов Узкой Салмы в сравнении с разрезами расслоенного габброидного комплекса медленно-спрединговых хребтов: Юго-Западного Индийского хребта по скважинам 735B [4] и 1105A [10]; Срединно-Атлантического хребта по скважине U1309D [6]

исчезновения и появления положительной Eu аномалии в трендах с максимальной концентрацией РЗЭ. Оценки возраста этих участков циркона (субконкордантные и по пересечению дискордии и конкордии) варьируют в относительно узком интервале между 2.83–2.78 млрд лет [9]. Известно, что повышенным содержанием ЛРЗЭ и уменьшением величины Ce аномалии характеризуются цирконы гидротермального и/или метасоматического происхождения. Соответственно, низкотемпературный метаморфизм зоны спрединга и океанского дна можно связать с интервалом между 2.9 и 2.83 млрд лет.

Наиболее ранний зафиксированный возраст появления положительной Eu аномалии – 2.79 млрд лет. Ее появление указывает на фракциониро-

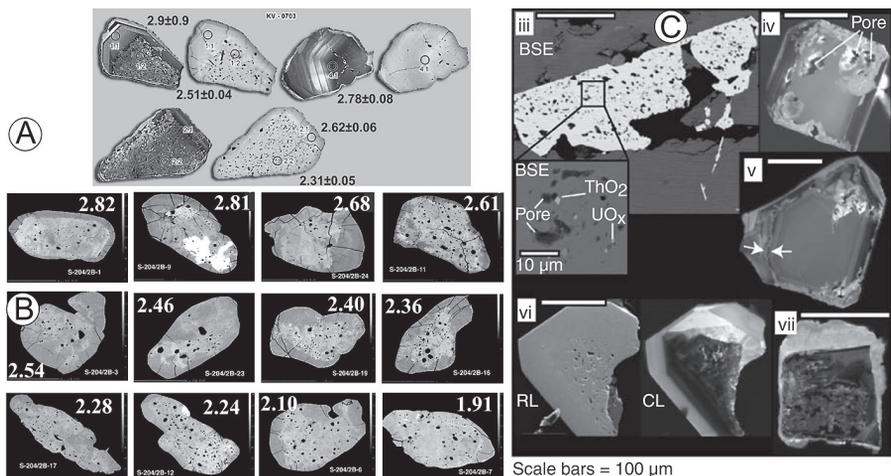


Рис. 2. Запечатанные в цирконах свидетельства формирования протолита эклогитов в спрединговом хребте (пористая структура кристаллов и минеральные включения). CL и BSE представительные изображения морфологии и микроструктуры пористых цирконов из эклогитов (Fe- и Fe-Ti-метагаббро): А – Куру-Ваара [3], В – Узкая Салма [1]; С – из Fe-Ti габбро Срединно-Атлантического хребта [7]

вание плагиоклаза, наиболее вероятным механизмом которого является перекристаллизация габбро с образованием эклогитовой ассоциации «гранат + омфацист». Пористый циркон, в ходе реакций растворения–пересадения захватывает высвобождающийся Eu. Продолжающийся рост концентраций ЛРЗЭ и средних РЗЭ при одновременном нивелировании положительной Се аномалии можно объяснить реакцией замещения титанита (сфена) рутилом, которая связана переходом к *P–T*-параметрам эклогитовой фации. При замещении титанита рутилом высвобождается значительное количество РЗЭ, которые успешно утилизируются пористым цирконом. Таким образом, возраст сопряженного с субдукцией эклогитового метаморфизма связан с интервалом между 2.83 и 2.79 млрд лет.

Заключение: реконструкция истории Беломорской Эклогитовой Провинции фиксирует существование и свойства океанской коры мезо-неоархейского (~2.9 млрд лет) медленно-спредингового хребта, особенности метаморфизма зоны спрединга и океанского дна и эклогитового метаморфизма, сопровождавшего субдукцию океанской коры ~2.8 млрд лет назад.

Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с.
2. Светов С.А. Магматические системы зоны перехода океан–континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. 230 с.
3. Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. Геохимия и изотопный возраст эколгитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 3. С. 341–364.
4. Dick H.J.B. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. P. 31–51.
5. Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N. Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia // J. Metamorphic Geology. 2017. Vol. 35. P. 435–451.
6. Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., and Wooden J.L. Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30°N, MAR) // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. Q08012. doi:10.1029/2008GC002063.
7. Grimes C.B. et al. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. Vol. 158. P. 757–783.
8. Konilov, A.N., Shchipansky, A.A. et al. The Salma eclogites of the Belomorian Province, Russia: HP/UHP metamorphism through the subduction of Mesoarchean oceanic crust // Dobrzhinetskaya et al. (eds.). Ultrahigh-pressure metamorphism. 25 years after the discovery of coesite and diamond. Amsterdam, Elsevier, 2011. P. 623–670.
9. Li X., Zhang L., Wei C., Slabunov A.I., Bader T. Neoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia) // Precam. Res. Vol. 294. P. 257–283.
10. Thy P. Igneous petrology of gabbros from Hole 1105A: oceanic magma chamber processes // Casey J.F., Miller D.J. (eds.). Proc. ODP. Sci. Results. 2003. Vol. 179. P. 1–76. http://www-odp.tamu.edu/publications/179_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR179_02.PDF

Неопротерозойский основной вулканизм острова Врангеля – возраст и геодинамические обстановки формирования

Геологический очерк

Комплексы острова Врангеля включены в состав Новосибирско-Врангелевской складчатой системы [4, 5].

Остров имеет двухчленное строение: метаморфический фундамент и складчатый осадочный чехол. Фундамент (врангелевский комплекс мощностью 1,5–2 км) сложен метаморфическими вулканогенно-осадочными породами неопротерозойского возраста [2]. В составе чехла выделяются осадочные палеозойско-триасовые отложения. Согласно исследованиям предшественников [2, 7] остров Врангеля имеет складчато-надвиговое строение, оформившееся в конце раннего мела.

Магматические породы на о. Врангеля имеют ограниченное развитие. Наиболее изученными являются магматические породы врангелевского комплекса [2, 4].

В пределах осадочного чехла известны выходы эффузивов кислого и основного состава в бассейнах рек Неизвестная и Красный Флаг [2]. Прямых доказательств их возраста не было, и они рассматривались как: 1) протерозойско-раннекембрийские [1], 2) девонско-раннекаменноугольные в составе метаморфизованной свиты Берри [7]; 3) раннекаменноугольные [2]. Специальных исследований относительно природы вулканитов не проводилось, в работе [2] было предположено их рифтогенное происхождение.

Во время полевых работ 2006 и 2014 годов было выполнено тщательное геохронологическое и геохимическое опробование вулканитов. Результаты изучения риолитов в районе г. Первая опубликованы в работе [4]. Возраст (циркон, U-Pb) риолитов в районе г. Первая оценен ~590–610 млн лет. Их состав соответствует гранитам А-типа. Величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ позволяют предполагать гетерогенный источник магм, включающий коровый и мантийный компоненты.

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

² ПАО «НК «Роснефть», Москва, Москва, Россия

В данной работе рассматриваются результаты изучения вулканитов основного состава. Породы были изучены в районе г. Первая и г. Гробница (рис. 1). Эффузивы образуют разрозненные выходы площадью до 6×3 км². Мощность пород составляет 100–200 метров. Взаимоотношения вулканитов с девон-раннекаменноугольными породами не ясны. Известняки верхнего карбона со стратиграфическим несогласием перекрывают эффузивы [2].

Вершина г. Первая бронируется выходами риолитов. Среди риолитов были опробованы редкие делювиальные высыпки и единичные коренные обнажения основных вулканитов. Непосредственного контакта магматических пород разного состава обнаружено не было. Там же были опробованы базальные конгломераты позднего карбона, содержащие большое количество обломков кислых вулканитов (рис. 1, 2). Севернее г. Первая, вдоль правого борта р. Неизвестная и ее левых притоков, были опробованы спилиты с миндалекаменной текстурой.

Также спилиты изучались на северном склоне г. Гробница (рис. 1). В редких случаях вулканиты сохраняют подушечную отдельность. Эффузивы перекрыты породами позднекаменноугольного возраста с базальными конгломератами в основании. Конгломераты содержат большое количество обломков основных вулканитов.

Аналитические методы

Элементные составы пород. Анализ породообразующих элементов (14 образцов) осуществлялся методом XRF в ГИН РАН (г. Москва). Анализ элементов-примесей (14 образцов) был проведен АСИЦ ИПТМ РАН (г. Дубна).

Изотопное датирование цирконов. Выделение цирконов было проведено в ГИН РАН. Датирование цирконов из магматических пород (1 образец) проводилось U-Pb SIMS методом на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Датирование обломочных цирконов (1 образец) осуществлялось U-Pb LA-ICP-MS методом под компанией GSS (г. Москву).

Результаты

U-Pb SIMS (акцессорный циркон). Из базальта (обр. 14-243-01) было проанализировано 10 зерен циркона. Отмечается большой разброс возрастов, от 248 до 728 млн лет. Все значения конкордантные. Половина изученных цирконов фанерозойского возраста. Два зерна со значениями ~245–260 млн лет, три замера по двум зернам имеют возраст ~320–350 млн лет. Позднекембрийские–вендские значения (510–608 млн лет), широко распространены вдоль конкордии и видимо отражают разные

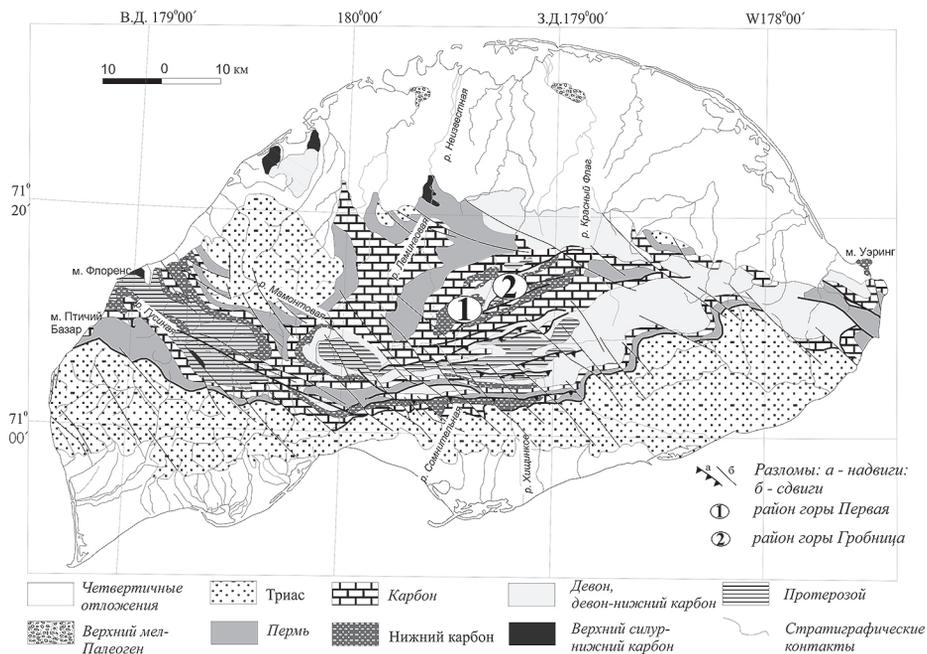


Рис. 1. Схема геологического строения острова Врангеля, по [2] с отмеченными районами исследований

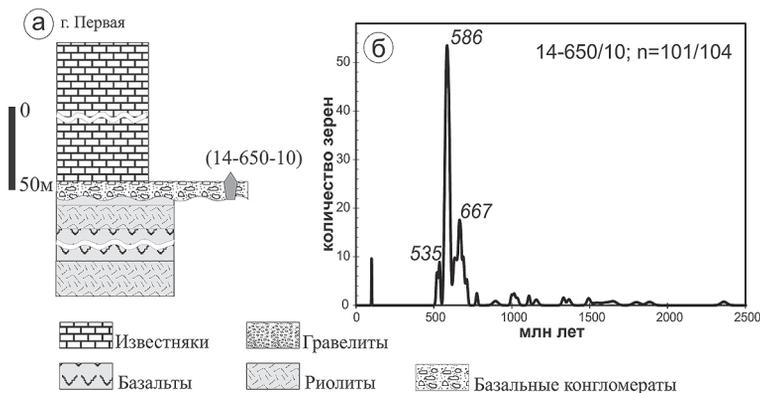


Рис. 2. Данные датирования обломочных цирконов из базальных конгломератов (обр. 14-650-10) карбона в районе г. Первая. А – стратиграфическая колонка района г. Первая; Б – график плотности распределения U-Pb возрастов для обломочных цирконов базальных конгломератов Цифрами подписаны возраст отдельных популяций

магматические события. Два замера имеют близкие значения, около 706 млн лет.

U-Pb LA-ICP-MS (обломочный циркон). Из базальных конгломератов (обр. 14-650-10; рис. 2), которые содержат обломки базальтов были датированы 104 зерна циркона. Одно зерно имеет меловой возраст около 100 млн лет. В интервале от 517 до 715 млн лет находятся 87% зерен, где они образуют максимумы 535 (6%), 586 (54%) и 667 (27%) млн лет. В интервале 1016–2362 (13%) млн лет цирконы не образуют возрастных пиков.

Петро-геохимическая характеристика пород. По содержанию кремнезема (от 42/7 до 56/8 масс.%) породы попадают в поля составов базальтов и андезибазальтов. На диаграммах TiO_2-FeO^*/MgO и AFM, все изучаемые породы соответствуют толеитовой серии. Для составов пород характерны высокие содержания TiO_2 от 1/1 до 3/4 мас.%. Спектры распределением редкоземельных элементов резко обогащены легкими землями относительно как средних, так и тяжелых. $La/Yb = 3-7.4$; $La/Sm = 2.2-3.7$. Суммарное содержание РЗЭ ($La+Sm+Yb$), составляет от 10 до 60 г/т.

При нормировании на примитивную мантию, составы образцов характеризуется однотипным распределением элементов-примесей (рис. 3). Для них характерно обогащение крупноионными литофильными элементами, наличие ярко выраженного Ta-Nb минимума, а также обогащение большинства образцов высокозарядными элементами относительно базальта типа N-MORB (рис. 3). Значения (Gd/Yb) составляет 1.7–2.2, отношения (La/Sm) = 2.2–3.7.

Заключение

Полученные по цирконам U-Pb изотопные значения имеют большой разброс. По нашему мнению, возрасту кристаллизации отвечают датировка ~520–580 млн лет. Данный вывод основан на сходстве полученных датировок с возрастными комагматических риолитов [4]. Помимо этого, на вендский возраст, указывают популяции обломочных цирконов из перекрывающих базальных конгломератов (рис. 2).

Геохимически спилиты центральной части острова Врангеля сходны с базальтами траппов Норильской мульды. Высокие значения Gd/Yb отражает происхождение пород из глубинных мантийных источников. Низкие концентрации Nb и Ta, высокие значения La/Sm указывают на коровую контаминацию. Ассоциация спилитов с риолитами, имеющих геохимические черты гранитов А-типа, указывает на существование бимодальной рифтогенной ассоциации в венде. Сходная геодинамическая обстановка рифтинга была предложена для ортогнейсов (565 млн лет) и

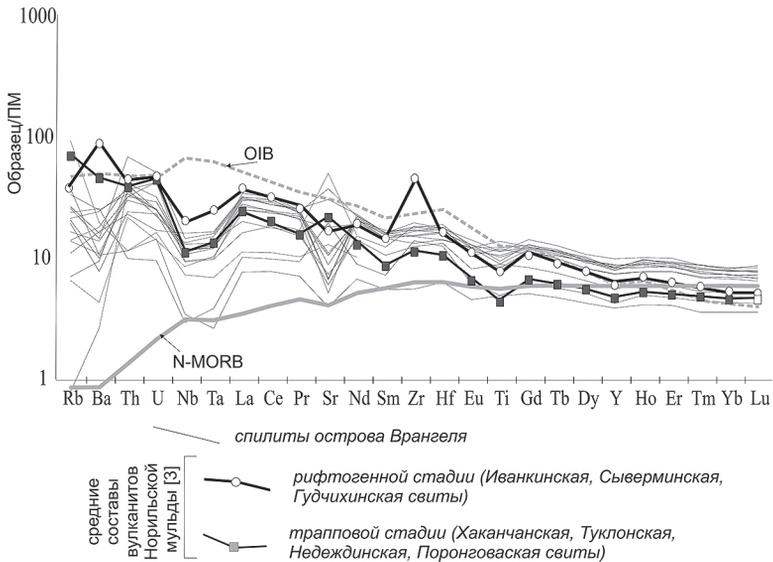


Рис. 3. Спектры распределения элементов-примесей, нормированные к примитивной мантии по [9] для спилитов центральной части острова Врангеля

габброидов (540 млн лет) п-ова Сьюард Аляски [8] что может указывать на масштабное и длительное проявление рифтогенного процесса.

Благодарности. Авторы признательны ПАО «НК «Роснефть» за финансовую поддержку полевых исследований. Аналитические работы выполнены за счет средств гранта РФФИ № 17-05-00795. Сотрудники ГИН РАН обеспечены базовым финансированием за счет субсидии по теме № 0135-2016-0022.

Литература

1. Каменева Г.И. Структура центральной части о. Врангеля // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Сб. статей, Л.: НИИГА, 1975, С. 49–58.
2. Косьюко 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, минералогия, геоэкология. Т. 200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
3. Кривоуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и платино-медно-никелевое оруденение в Норильском районе. М.: Изд. КМК, 2014. 325 с.

4. Луцицкая М.В., Моисеев А.В., Соколова С.Д., Тучкова М.И., Сергеев С.А., О'Салливан П.Б., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А. Окраинно-континентальные и внутриплитные позднепротерозойские граниты и риолиты острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1, С. 19–43.

5. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. № 1. С. 68–78.

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

7. Тильман С.М., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Остров Врангеля. Геология СССР. Т. XXVI. Острова Советской Арктики. М.: Недра, 1970. 97 с.

8. Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E., Farmer G.L., Gottlieb E.S., Till A.B. Late Proterozoic –Paleozoic evolution of the Arctic Alaska-Chukotka terrane based on U-Pb igneous and detrital zircon ages: implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // Geol. Soc. Amer. Bull. 2009. Vol. 121. P. 1219–1235.

9. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

А.Б. Молчанов¹, Н.А. Гордеев²

Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим

Введение. Создание программного пакета основано на идее автоматизации и модернизации структурно-геоморфологического метода реконструкции сдвиговых тектонических напряжений (СГМ) [1].

В методе используются статистические данные о неотектонических напряжениях, которые восстанавливаются по взаимоотношению [2] в плоскости множественных линеаментов – мегатрещин.

Описание программного пакета. Программный пакет реализован на языке программирования Python для целевой платформы Windows с разрядностью 32 и 64 бита.

¹ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alexeybm2009@gmail.com

² Институт физики Земли имени О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия; gord@ifz.ru

Основой решения задачи автоматизации СГМ метода Л.А. Сим является анализ линеаментов на космо-снимках рельефа, топо-картах и пр.

Предлагаемый способ автоматизации СГМ метода Л.А. Сим производит анализ и классификацию разломов по конкретным областям карт, принимая во внимание линеаменты определённых типов. Данный способ состоит из трёх этапов: на первом этапе производится дешифрование необходимых линеаментов, на втором – поиск и измерение углов между соприкасающимися линеаментами, на третьем – классификация по М.В. Гзовскому [2, 3].

Выделение линеаментов может быть выполнено как вручную (путём нанесения векторных фигур на участок спутникового снимка или наложения готовой схемы), так и автоматически при помощи алгоритма скелетизации карты высот.

На следующем этапе применяется процедура поиска т.н. особых точек на скелетизованном изображении или нанесённой вручную векторной маске.

Далее в точках пересечения прилегающих линеаментов и линии разлома производится измерение углов. Для этого сравнивается яркость пикселей на окружностях с центром в особой точке и радиусом, подбираемым так, чтобы шаг измерения не превышал заданной погрешности. Точки-вершины развёрнутых углов отбрасываются, а значения острых углов записываются в массив для последующей классификации по Гзовскому.

Этап классификации реализован в виде цепи условий, проверяемых для каждого значения углов из полученного массива. Условия состоят в принадлежности угла заданному интервалу, с фиксированным средним и изменяемым допустимым разбросом. Каждый тип имеет разный набор условий. После проверки всех условий для всех найденных значений углов вычисляются вероятности принадлежности разлома к тому или иному типу.

Для тестирования был выбран регион Лено-Оленёкского междуречья. Территория тестирования приурочена к северо-востоку Сибирской платформы [4, 5].

Обсуждение и выводы. Данные результаты позволяют высказать ряд замечаний касательно работы алгоритмов, использованных в программе.

Во-первых, необходимо улучшить или заменить медианный фильтр, поскольку, как оказалось, при больших значениях радиуса размытия на бинаризованном изображении появляются артефакты в виде «рваных краёв», что при скелетизации приводит к появлению дополнительных мелких штрихов, затрудняющих дешифрование линеаментов. Во-вторых, следует

автоматизировать построение маски области динамического влияния. В-третьих, стоит реализовать одновременную или поочерёдную обработку нескольких разломов на одной карте в одном сеансе работы программы. Есть и другие аспекты.

Таким образом, к настоящему моменту было создано и успешно протестировано программное средство, позволяющее автоматизировать СГМ метод Л.А. Сим и значительно ускорить работы по определению неотектонических напряжений этим методом.

Литература

1. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991, № 10. С. 3–22.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 375 с.
3. Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1954. № 5. С. 390–410.
4. Гордеев Н.А. Тектонофизический анализ линеаментов Оленекского поднятия // Четвертая тектонофизическая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: Материалы докладов всероссийской конференции. В 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ. 2016. С. 48–52.
5. Гордеев Н.А., Сим Л.А. Комплексный подход изучения новейшей геодинамики, основанный на геологических и тектонофизических методах // Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений: Тез. докл. Междунар. юбилейной науч. конф., г. Бишкек, 3–7 июля 2018 г. С. 169–173.

Е.А. Мороз¹, Ю.А. Зарайская, Е.А. Сухих

Маркеры неотектонических движений в южной части Баренцевоморского шельфа

Исследование морфологии рельефа дна разных частей Мирового океана позволяет существенно увеличить детальность палеогеографических реконструкций, а также, в ряде случаев, судить о современном

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; morozzea@gmail.com, geozar@yandex.ru, sukhikh_ea@mail.ru

геодинамическом состоянии литосферы. По данным морфологического анализа рельефа дна и строения верхней части осадочного чехла в шельфовых районах, полученных при помощи акустических дистанционных методов, можно установить основные векторы новейших тектонических движений, положение разрывных нарушений и геодинамически активных зон, а также выявить области разгрузки газонасыщенных флюидов [4]. Рельеф южной части Баренцевоморского шельфа сформирован под действием эндогенных и экзогенных геологических процессов на неоднородной тектонической основе. В ходе морских экспедиционных работ 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» для этого района были получены детальные акустические разрезы осадочного чехла и батиметрические карты. Анализ полученных данных показал существенные различия в мощности четвертичных рыхлых (в основном) отложений в схожих тектонических и геоморфологических условиях. Неравномерность в скоростях накопления рыхлых осадков может указывать на различия в амплитуде неотектонических движений поверхности дна в исследуемом регионе.

В рамках научной программы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» и в ходе реализации проекта «Плавучий университет» ТТН-18 (август–сентябрь 2011 года) проводились геолого-геофизические работы в южной части Баренцевоморского шельфа в районе свода Федьинского и на прилегающих территориях (начальник рейса Г.Г. Ахманов, научный руководитель работ М.К. Иванов). Батиметрическая съемка выполнялась на многолучевом эхолоте Reson Seabat 8111/7150 с рабочими частотами 100 кГц и 12 кГц, соответственно, с использованием сонарной моды. Картирование верхней части осадочного чехла выполнено на профилографе Edgetech 3300 с модулируемой частотой от 2 до 6 кГц. Акустические работы проведены на нескольких полигонах многолучевой батиметрической съемки с перекрытием, а также выполнено профилирование по отдельным галсам.

Южный сегмент Баренцевоморского шельфа располагается в пределах Свальдбардской плиты с гренвильским фундаментом, перекрытым мощной (до 12 км) толщей мезозойских осадочных комплексов [3]. Четвертичный кайнозойский осадочный чехол образован аллювиальными комплексами речных долин неогена. Четвертичные отложения развиты фрагментарно и представляют собой, преимущественно, ледниковоморские осадки позднеплейстоценового возраста мощностью от первых метров до 50 м. Современные голоценовые морские осадки имеют малую, до 2 м, мощность, которая, как правило, несколько выше в депрессиях рельефа и снижена на плоских и слабовыпуклых в профиле поверхностях поднятий. Согласно схеме тектонического районирования [1], рас-

смастриваемый район находится в пределах Варяжской зоны прогибов и структуры свода Федынского. Батиметрической съемкой охвачены солянокупольные образования на севере и на юге района работ, расположенные в Нордкапском прогибе и прогибе Варангер, соответственно. Для всей исследуемой территории в региональном отношении установлен нисходящий тренд вертикальных новейших движений [2].

В результате точечной фиксации (пикирования) по сонарным данным были выделены несколько типов аномалий акустического поля. Комплексный анализ данных пикирования, морфологии рельефа участка работ (в том числе, по данным эхолотирования), а также характерных черт геологического строения дна (по данным геологических карт масштаба 1 : 200 000) позволил установить основные закономерности пространственного распределения различных групп акустических объектов на площади участка, обследованного входе 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов». Акустические аномалии, связанные с выходом на поверхность консолидированных дочетвертичных пород, характеризующихся более высокой отражающей способностью по сравнению с вышележащими рыхлыми осадками, распространены в пределах двух участков. Первый соответствует положению реликтовой плейстоценовой речной долины и области, прилегающей к северному соляному диапиру (рисунок). Второй участок концентрации звукорассеивающих объектов (аномалий, характерных для пород с повышенной акустической жесткостью) находится на своде Федынского. Установленные акустические аномалии располагаются в диапазоне глубин от 230 м до 350 м и их распределение не обнаруживает связи с морфологией рельефа дна. В районе южного соляного диапира акустические аномалии описываемого типа не выявлены.

Подобная картина в распределении поля акустических аномалий, по видимому, является отражением неравномерности в распределении мощности рыхлого осадочного чехла. В частности, в результате сравнительно менее интенсивного погружения северной части района работ аккумуляция рыхлого материала на дне сопровождалась его частичным сносом, в том числе, в южном направлении. Выявленные закономерности позволяют предполагать сравнительно более интенсивное погружение южной части исследуемой территории (рисунок). Таким образом, полученные новые данные позволяют предположить, что тектоническое опускание в пределах прогибов Нордкап и Варангер имеет разную скорость.

По данным высокочастотного профилирования в зоне перехода от свода Федынского к прогибу Варангер установлено наличие малоамплитудных вертикальных нарушений верхней части хорошо стратифицированного осадочного чехла, видимой мощностью до 15 м. Следует отме-

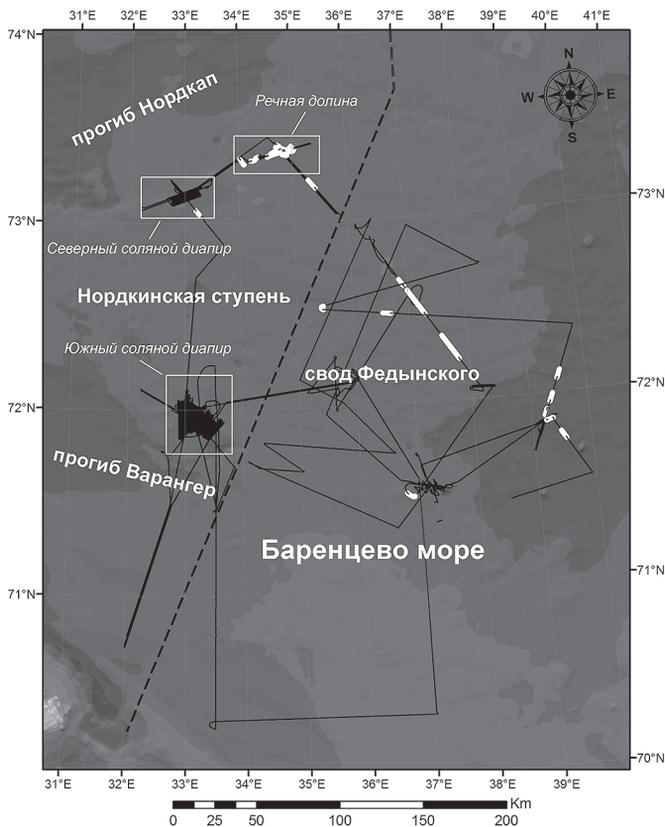


Рисунок. Маршрут экспедиции 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (черные линии). Основные полигоны (белые рамки) и схематичное положение основных тектонических элементов (Топоснова ИВСАО V3). Пунктирная черная линия – государственная граница. Белые пятна соответствуют акустическим аномалиям пород с высокой отражающей способностью

тить, что к этой области приурочены вертикальные зоны акустического осветления в осадках, связанные с подъемом флюидов к поверхности дна. Возможной причиной данного явления может быть наличие нарушений в толще мезозойских пород, по которым происходит разгрузка газа.

Выявленные особенности залегания и пространственного распределения осадочного чехла указывают на существование в южной части Баренцевоморского шельфа локальных проявлений новейшей тектоники и свидетельствуют об актуальности детального изучения строения

и неотектонического режима отдельных структур в более крупном масштабе.

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

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист S-36-37. Масштаб 1 : 1 000 000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.

2. Мусатов Е.Е. Неотектоника Баренцево-Карского шельфа // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 5. С. 20–27.

3. Сакулина Т.С., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А. Глубинные сейсмические зондирования по профилю 1-АР в Баренцевом море: методика и результаты // Физика Земли. 2016. № 4, с. 107–124.

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

**Ю.А. Морозов¹, А.Л. Кулаковский, М.А. Матвеев,
А.И. Смутьская**

О вертикальной структурной зональности в метаморфогенной коре (на примере Северного Приладожья)

Общеизвестны различия в строении объемов коры, сложенных неизменными осадочными породами, и в различной степени метаморфизованными комплексами, обычно наполненными также и многочисленными магматическими образованиями, представляющими разные уровни глубинности зарождения и внедрения. При этом понятно, что часть глубинных комплексов сформировалась за счет погружения и сложной по-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; morozov@ifz.ru, akulakovskij@mail.ru, matveevmaksim93@mail.ru, anna-smulskaya@mail.ru

лиэтапной деформационно-метаморфической или даже полициклической эволюции осадочных толщ, а часть за счет такой же переработки магматических формаций. В целом бытуют вполне оправданные представления о постепенном усложнении структуры с глубиной, но на современном этапе исследований этого оказывается уже недостаточно для построения адекватных моделей эволюции коры и для интерпретации ныне получаемых сейсмологических данных в 3D формате. Это ставит вопрос о систематизации наших знаний о строении разных уровней глубинности коры, об очевидном усложнении структуры в зависимости от длительности тектоно-метаморфической эволюции того или иного ее объема, а также о влиянии различного рода переменных параметров на проявление коробразующих эндогенных процессов.

Наиболее подходящими объектами исследования для анализа изменчивости строения с глубиной являются зонально метаморфизованные комплексы, к которым относится и изученный нами палеопротерозойский вулканогенно-осадочный ладожский комплекс Северного Приладожья (рис. 1, А), претерпевший полистадийные деформации и метаморфизм в диапазоне от низов зеленосланцевой до гранулитовой фации в период свекофеннского тектогенеза [1–3]. При этом, вариации структурного стиля по мере нарастания степени метаморфизма и уровня глубинности (от 3–5 до 20–25 км) деформационно-вещественных преобразований, оценивались по нескольким направлениям: 1) изменчивость морфоструктурного выражения, стадийности и структурных планов деформаций, кинематики движений; 2) характеристика преобразования и степени затушевывания первичных элементов осадочных и магматических структур, вплоть до полного их уничтожения и замены на новообразованную деформационно-метаморфическую и тектоническую расслоенность; 3) изменчивость с глубиной реологического поведения пород и его влияния на структурное выражение деформаций; 4) описание и структурно-вещественная характеристика продуктов дислокационной природы (от брекчий до милонитов) в разломных структурах, формирующихся на разных уровнях глубинности.

В рамках первого направления на основе структурно-парагенетического анализа были выявлены разновозрастные элементы строения толщ (складки, плоскостные текстуры, линейности, разрывные нарушения) разных масштабных рангов и как минимум трех генераций, наложенных на первичную флишoidalную расслоенность и последовательно друг на друга. По доминирующим ориентировкам каждой из генераций и их совокупностей в разных зонах метаморфизма, в целом для Северного Приладожья была установлена волне определенная структурная зональность, вписывающаяся в региональную транспрессивную структуру «цветка» или «пальмового дерева», ранее выявленную нами (рис. 1, Б). В этой зональности преимущественно

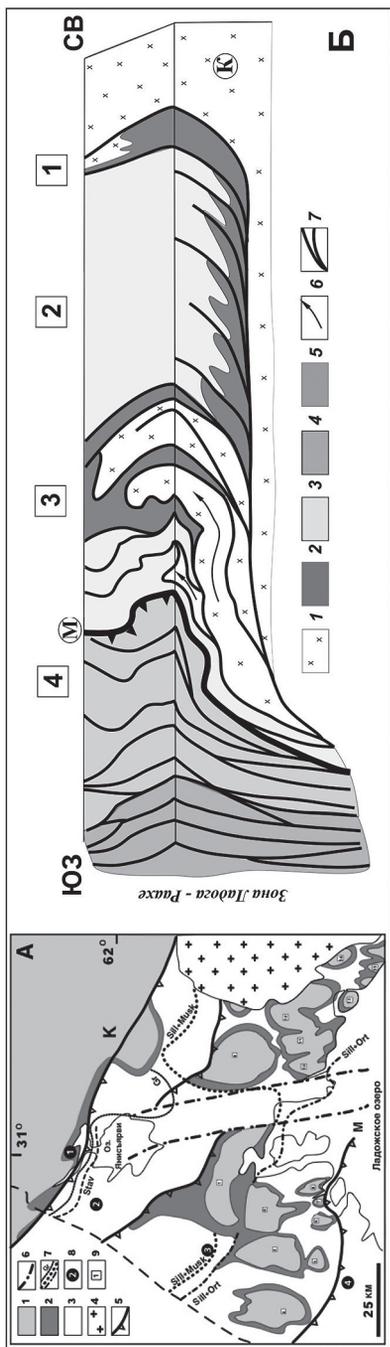


Рис. 1. А – схема строения Северного домена Приладожья. 1 – гранито-гнейсы архея; 2 – вулканогенно-осадочный комплекс ятулия (сортавальская серия); 3 – метатурбидиты калевия (ладожская серия); 4 – Салминский массив гранитов рапакиви; 5 – границы субдоменов разрывно-надвигового характера; 6 – крупные разломы; 7 – изограды метаморфизма; 8 – номера субдоменов; 9 – нумерация выступов фундамента. К – Карельский массив, М – разломная зона Мейери. Б – концептуальный структурный разрез Северный домен Приладожья. 1 – гранито-гнейсы архея, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3–5 – метансаммиты ладожской серии в разных метаморфических фазах, 6 – перемещение рео-морфизованного субстрата архейского основания, 7 – разрывные нарушения

субвертикальные ориентировки всех структурных элементов «ствола дерева» приходится в основном на гранулитовую зону метаморфизма. Зоне гранитизации в целом соответствует доминирование пологих элементов строения (пологие надвиги, лежащие складки, субгоризонтальная метаморфическая полосчатость) при подчиненном проявлении прямых складок и субвертикальных плоскостных текстур. Зоны эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций характеризуются умеренно наклонными залеганиями складок, разрывов, полосчатости и кливажно-сланцеватых текстур. Вместе с тем, детальный анализ пространственных ориентировок структурных элементов, проведенный с помощью стереографических сеток, показал наличие практически во всех зонах (исключая зону гранулитовой фации, где структурные данные пока ограничены) трех основных генераций складок (F1, F2, F3) и синхронных с ними плоскостных текстур и разрывов, с почти однотипным характером рассеивания ориентированных элементов. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что деформационное поле в региональном объеме, охватывающем уровни глубинности, как минимум, от близповерхностных до среднекоровых, оказывается общим и структурируется в целом однотипно, но с разницей, задаваемой местоположением в трансpressивной структуре «цветка».

Весьма ярким выражением изменчивости характера деформационно-вещественных преобразований на разных глубинах и при различных степенях метаморфизма являются процессы переработки первичных структур в породах осадочного и магматического генезиса (второе направление). Устанавливается, что признаки первичной флишоидной слоистости в том или ином виде сохраняется (рис. 2, А), несмотря на полистадийные деформации, практически до конца зоны силлиманита–мусковита, после чего деформационно-метаморфическая перестройка значительно ее перерабатывает (рис. 2, Б), а процессы гранитизации и интенсивное пластическое течение в зоне силлиманита–ортоклаза приводят к доминированию новообразованной расслоенности (рис. 2, В). Это же отчасти относится и к переработке магматических структур, особенно в зонах локализованных деформаций (рис. 2, Г).

Целенаправленный анализ структуры, связанный с аспектами третьего направления исследований, позволил выявить зонально-площадную смену реологического состояния и поведения пород, влияющую на изменчивость типоморфных черт отдельных структурных элементов и общего структурного стиля, в виде последовательности субдоменов, с тектонически выраженными внутриформационными границами раздела между ними (см. рис. 1). Помимо различий в виде доминирования отдельных мод поведения вещества в пределах каждого из субдоменов или разного сочетания хрупких, хрупко-пластичных и вязко-пластичных типов деформаций на

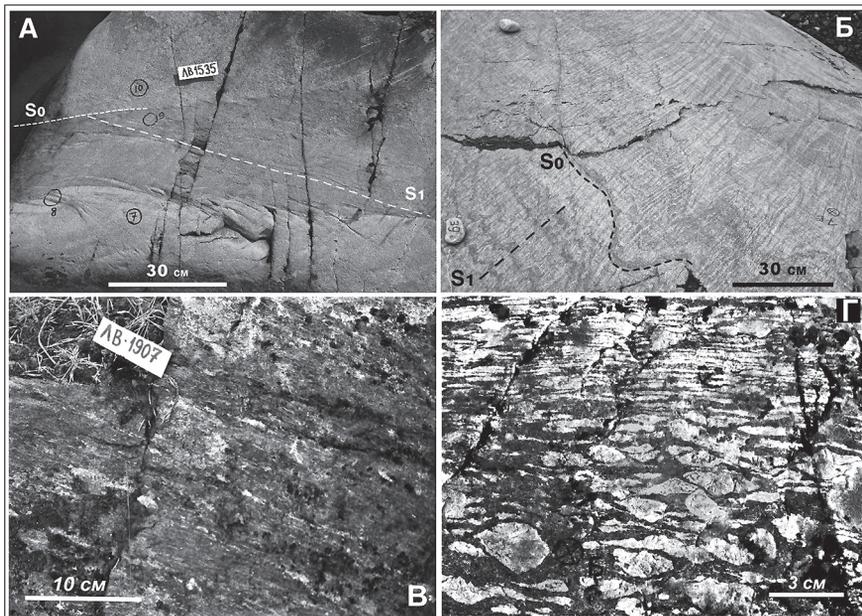


Рис. 2. А – соотношение первичной слоистости (S_0) и деформационной текстуры S_1 в породах ладожской серии; Б – перестройка первичной слоистости деформационно-метаморфической полосчатостью; В – слюдястые мигматитогнейсы развитые по метапсаммитам; Г – деформационная перестройка первичных магматических структур порфировых метабазитов

разных этапах тектонического развития, также удалось выявить связанную с реологией смену направлений тектонического перераспределения вещества на разных уровнях глубинности в виде изменения кинематики сдвигового течения. Так, если в пределах 1 и 2 субдоменов (зоны биотита, граната, ставролита, силлиманита–мусковита) на раннекинематической стадии тектогенеза доминировали **левосдвиговые** смещения по разломам надвиговой кинематики (рис. 3, А), сопровождавшиеся устойчивым по площади проявлением S-асимметрии изоклинальных складок первой генерации и разворотом текстуры S_1 относительно S_0 по часовой стрелке (см. рис. 2, А), то частично в 3 и, в основном, в 4 субдоменах одновременные движения происходили с компонентой правого сдвига (рис. 3, Б). Граница смены кинематики сдвигового течения приблизительно совпадает с изоградой силлиманита–ортоклаза, фиксирующей начало процессов гранитизации и соответствующей пластификации пород. Получается, что по этой границе происходит не только смена типа реологического поведения пород, но она разделяет и разные уровни с разнонаправленным тектониче-

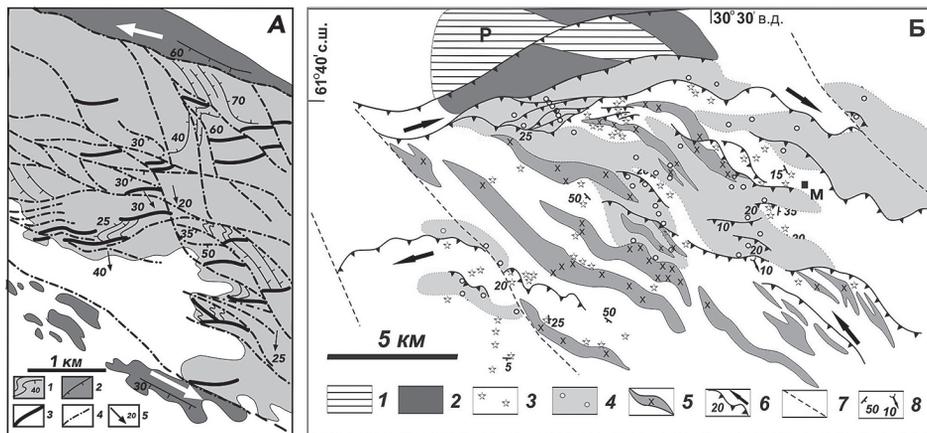


Рис. 3. А: Схема строения центральной части Кирьявалахтинского купола: 1 – гранито-гнейсы и их расслоенность, 2 – метавулканы сортавальской серии, 3 – дайки метабазитов, 4 – разрывы, 5 – линейность. Б: Разрывно-складчатая структура субдомена 4 в зоне Мейерского надвига: 1 – гранито-гнейсы архея, 2 – метавулканы сортавальской серии; 3, 4 – ладожская серия: 3 – кварц-полевошпатовые гнейсы и мигматиты по ним, 4 – гранат-биотит-плагиоклазовые гнейсы; 5 – тела гранодиоритов раннекинематического ТТГ комплекса, 6 – надвиги и их сдвиговая компонента, 7 – прочие разрывы, 8 – элементы залегания расслоенности и шарниров складок

ским течением вещества. То есть, имеются признаки субгоризонтального тектонического расслоения коры.

Рассмотрение процессов минерально-текстурных преобразований тектонитов в зонах разломов разных зон метаморфизма (четвертое направление) позволило охарактеризовать особенности дислокационных процессов на разных уровнях глубинности. В частности, для зон разломов, содержащих переходный ряд от милонитов и бластокатаклазитов к псевдотахилитам, показано начало их формирования на глубинах порядка 12–15 км ($P = 4.5$ кбар, $T = 580–620$ °C) и их дальнейшее «прораствание» вверх в приповерхностные уровни коры (~3–4 км), где были сформированы псевдотахилиты, содержащие признаки слюдистой эвтектики и последующей раскристаллизации стекла в поле устойчивости гидрослюд иллит-сметитового ряда.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 16-05-01012.

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.

2. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К. Время, длительность и P – T -параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) // ДАН, 2002. Т. 384. № 5. С. 660–664.

3. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.

А.Н. Москаленко¹, М.В. Рекашова²

Реконструкция полей напряжений по малым структурным формам Кокджотского блока Малого Каратау (Южный Казахстан)

Реконструкция полей напряжений является важным аспектом в понимании геологической и геодинамической природы исследуемого региона. На сегодня существует большое разнообразие методов реконструкции напряженно-деформированного состояния по структурно-геологическим данным на поверхности (напр., [2, 3, 5, 7, 8]), однако выбор необходимого метода обосновывается наличием исходного геологического материала. В настоящей работе приведены новые результаты реконструкции полей напряжения Кокджотского блока хребта Малого Каратау в Южном Казахстане, где индикатором тектонического напряжения послужили данные по малым структурным формам, а именно ориентировкам шарниров складок и кинк-зон во флишоидных отложениях кокджотской серии.

Детальные структурные исследования были проведены на трех участках в пределах Кокджотского блока. Первый участок на северо-западе плато Кокджот сложен терригенными породами зеленосланцевой и филлитовой фаций метаморфизма. Второй участок, находящийся в центральной части блока и южнее Большекарройской долины, также сложен терригенными породами зеленосланцевой фации, и третий участок в

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ им. Карпинского), Санкт-Петербург, Россия; artemmn@gmail.com

² ООО «Научно производственное предприятие «БЕНТА», Санкт-Петербург, Россия; oct2894@gmail.com

юго-восточной части плато Кокджот сложен практически неизменными терригенными и карбонатными отложениями.

На первом и втором участках работ реконструкция поля напряжений производилась при анализе S- и Z-образных складок [7], которые деформируют кливаж в зонах, параллельных кливажным пластинам, и отчетливо фиксируют направления перемещений внутри комплекса. Углы погружения шарниров варьируют от 16° до 57° при азимутах погружения в восточном, юго-восточном и западном направлениях. Вычисление ориентировок осей главных напряжений производилось в программе FaultKin [6], которая базируется на методе квазиглавных напряжений [2, 5]. Фиксируемое поле напряжений характеризуется следующими параметрами: ось сжатия (σ_3) имеет азимут погружения 235° и угол погружения 9°; ось растяжения (σ_1) – азимут погружения 336° и угол погружения 46°; промежуточная ось (σ_2) – азимут погружения 136° и угол погружения 42°.

На третьем участке работ реконструкция поля напряжений производилась при анализе геометрических характеристик кинк-зон [8], которые в отличие от присдвиговых складок образуют вытянутые линейные зоны, секущие кливажные пластины под крутыми углами. Линии осевой плоскости кинк-зон ориентированы в субмеридиональном направлении, а углы погружения шарниров варьируют от 39° до 82°. Напряженно-деформированное состояние характеризуется субгоризонтальным положением осей сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1), при их запад-северо-западной и субмеридиональной ориентировках соответственно, а также субвертикальным положением промежуточной оси (σ_2), что определяет обстановку сдвига.

Выделенное поле напряжений на первом и втором участках работ характеризуется горизонтальным сжатием в северо-восточном направлении при субвертикальной ориентировке оси растяжения, то есть перпендикулярно простиранию структуры, что в целом соответствует наиболее ранним каледонским деформациям, а именно формированию покровно-надвиговой структуры северо-западного простирания [1]. Установленное сдвиговое поле напряжений на третьем участке работ характеризуется запад-северо-западной ориентировкой оси сжатия и возраст обусловившего его появления тектонического события неочевиден. В частности, полученная ориентировка оси сжатия может фиксировать изгиб Байджансайского разлома, ограничивающего кокджотский горст с юго-запада при левосдвиговых перемещениях по разлому, и в этом случае наблюдаемое поле напряжений отвечает уже не региональному полю напряжений, а локальному. Альтернативная интерпретация состоит в том, что данная кинематика разрывных нарушений отвечает герцинскому этапу деформаций с общим сжатием в субширотном направлении [4].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 18-35-00464 и 17-05-00267.

Литература

1. *Алексеев Д.В.* Тектоника Малого Каратау (Южный Казахстан). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., МГУ, 1993. 24 с.
2. *Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 3. С. 695–698.
3. *Ребецкий Ю.Л.* Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.
4. *Alexeiev D.V., Cook H.E., Buvtyshkin V.M., Golub L. Ya.* Structural evolution of the Ural – Tian Shan junction: a view from Karatau Ridge, South Kazakhstan // C.R. Geoscience. 2009. Vol. 341. P. 287–297.
5. *Angelier J.* Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. Solid Earth. 1984. Vol. 89. P. 5835–5848.
6. *Allmendinger R.W., Cardozo N., Fisher D.* Structural geology algorithms: vectors and tensors in structural geology. Cambridge University Press, 2012. 302 p.
7. *Hansen E.* Methods of deducing slip-line orientations from the geometry of folds // Strain Facies. Minerals, Rocks and Inorganic Materials. Monograph Series of Theoretical and Experimental Studies. Springer, Berlin, Heidelberg, 1971. Vol. 2.
8. *Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology: Strain analyses. Academic press, 1983. 307 p.

Д.С. Мягков¹, Ю.Л. Ребецкий

Исследование формирования напряжённо-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов с учётом влияния экзогенных (эрозионно-аккумуляционных) факторов

Работа посвящена исследованию факторов формирования напряжённого состояния литосферы эпиплатформенных орогенов Центральной

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

Азии (Алтае-Саяны, Тянь-Шань). Современные данные о напряжённом состоянии данных структур, полученные путём обработки сейсмологических данных, позволяют выявить общие закономерности структуры напряжённого состояния для эпиплатформенных орогенов Центральной Азии. На рис. 1 приведены результаты реконструкции напряжённого состояния (из работы [1]), выполненные по методу катаклатического анализа Ребецкого, для северного Тянь-Шаня, которые демонстрируют прослеживаемую в целом для эпиплатформенных орогенов Центральной Азии закономерность [2]. Она состоит в том, что для областей хребтов наблюдается преимущественно состояние латерального сжатия, тогда как для областей коры под межгорными впадинами – преимущественно латеральное растяжение. Однако различие между состоянием коры хребтов и впадин имеет не только тектонофизическое проявление, оно наблюдается в данных электроразведки, флюидном режиме и т.д. [3]. Такая глобальная закономерность должна быть использована в качестве априорной информации при решении обратной задачи геодинамики – подбора механизма формирования эпиплатформенных орогенов.

Данное исследование ведётся методом математического (аналитического) моделирования. Такой подход не позволяет использовать сложные модели, соответствующие конкретным геологическим структурам, однако, в рамках использования более простых, генерализованных моделей позволит более полно исследовать результаты моделирования на зависимость от параметров системы, что, в свою очередь, позволяет выделить наиболее «сильную», устойчивую закономерность формирования структуры напряжённого состояния системы, что, в условиях, когда реологические параметры системы известны недостаточно точно, является существенным преимуществом. Цель данной работы – определить насколько тот или иной геодинамический процесс (как верхнемантийная конвекция) в принципе способен сформировать эпиплатформенный ороген с описанной выше (сжатие под хребтами и растяжение во впадинах) структурой напряжённого состояния.

Рассматриваются 2 модели – модель формирования эпиплатформенного орогена за счёт воздействия мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции (модель I, рис. 2а) и модель, источником формирования напряжённо-деформированного состояния в которой является потеря устойчивости Верхней коры в обстановке общего латерального сжатия литосферы (модель II, рис. 2б). Модель II соответствует классической концепции формирования эпиплатформенных орогенов Центральной Азии вследствие коллизии Евразийской плиты и Индостана. Подчеркнём, что целью работы является воспроизведение напряжённо-деформированного состояния внутри тела орогена в системе «хребет–впадина», а не проблема происхождения эпиплатформенного орогена

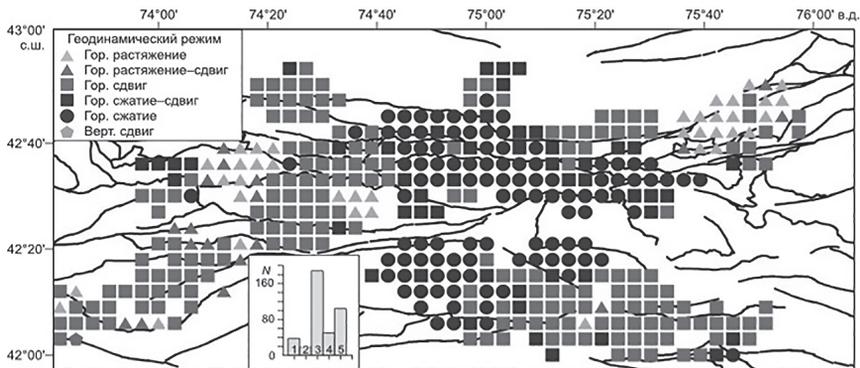


Рис. 1. Результаты реконструкции напряжённого состояния (геодинамический тип), полученные по методу катакlastического анализа для Северного Тянь-Шаня, по [1]

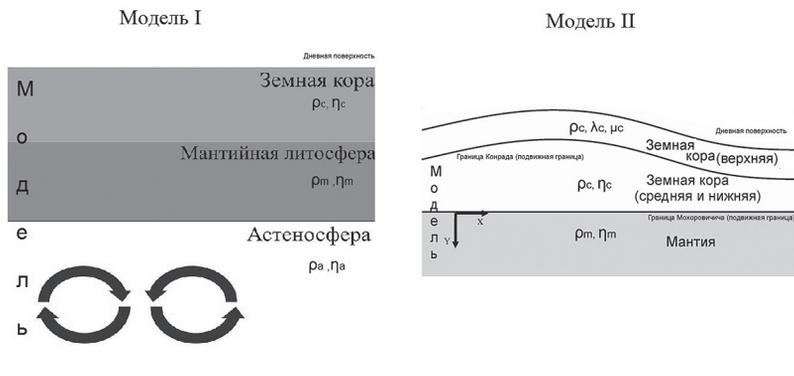


Рис. 2. Схемы рассматриваемых моделей. Слева – модель формирования эпиплатформенного орогена за счёт воздействия мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции. Справа – модель общелитосферной складки

как целого. Исходя из этого рассматриваются латерально-периодические двумерные модели, профиль которых проходит вкrest простирания хребтов и впадин орогена. Модель I состоит из трёх слоёв – упруго-вязких Земной коры и мантийной литосферы, в которых происходит вынужденная конвекция и вязкой мантии, в которой непосредственно проистекает мелкомасштабная термогравитационная конвекция. Отметим, что рассматривается модель с астеносферной, а не верхнемантийной конвекцией,

т.к. последняя, обладая большей шириной ячейки, не способна самостоятельно сформировать рассматриваемую мелкомасштабную структуру (элемент хребет–впадина с антиподной структурой напряжённого состояния, для Тянь-Шаня и Алтая латеральная протяжённость порядка 100 км). Из аналогичных соображений для модели II источником деформации является именно потеря устойчивости Верхней коры – единственный подходящий по масштабу эффект. В модели II теряющая устойчивость Верхняя кора полагается упругой, ниже лежит упруго-вязкая Средняя и Нижняя кора, которую подстилает вязкое полупространство (мантия).

Отдельно исследуется вопрос влияния экзогенных (эрозионно-аккумуляционных) факторов. Рассматриваются два способа ввода экзогенных процессов в модели. Первый («денудационный») способ является классическим [4], в нём скорость эрозии пропорциональна лапласиану рельефа. Результаты моделирования показали, что при наличии активного геодинамического процесса (например, вынужденной конвекции в литосфере) скорости течения в коре и уровень напряжений возрастают более чем в 5 раз при относительно умеренной для Центральноазиатских орогенов скорости денудации 1 мм/год при уровне перепада рельефа ~1 км. Второй («эрозионный») способ учёта экзогенных процессов вводился с учётом наличия в областях хребтов реальных орогенов, таких как Алтай, обширных областей распространения пенеппена. Для данного способа эрозия проистекала в зонах наибольшего градиента рельефа горных хребтов. Моделирование показало, что данный способ учёта экзогенных процессов приводит не только к перестройке структуры деформации модели, но и росту уровня напряжений более чем на порядок (по сравнению с моделью без эрозии и осадконакопления).

Результаты моделирования показали, что в модели с конвекцией формируется напряжённое состояние со структурой близкой к природным данным. За исключением слоя мощностью 10 км близ поверхности модели, для остальной части коры наблюдается состояние латерального сжатия в области поднятий и вертикальное сжатие в области впадин (подробный анализ результатов моделирования приведён в [5]). Показано, что до достижения данного состояния кора модели участвует в процессе двухэтапной изостатической инверсии, по завершению которой достигается изостазия. Результаты моделирования для модели II не продемонстрировали соответствия с природными данными. В верхней части области прогиба сформировалась обстановка латерального сжатия мощностью более 20 км. Таким образом модель формирования напряжённо-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов Центральной Азии под влиянием мелкомасштабной термогравитационной астеносферной конвекции является более согласованной с данными тектонофизики,

чем модель, связанная с передачей напряжения во внутреннюю часть литосферы Евразийской плиты от зоны коллизии последней и Индостана.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ 18-35-00482

Литература

1. *Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Кузиков С.И., Маринин А.В.* Напряженное состояние коры Северного Тянь-Шаня по данным сейсмической сети КНЕТ // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 496–520.

2. *Ребецкий Ю.Л., Алексеев Р.С.* Тектоническое поле современных напряжений Средней и Юго-Восточной Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. Вып. 1. С. 257–290.

3. *Ребецкий Ю.Л.* Об особенностях напряженного состояния коры внутриконтинентальных орогенов // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6. № 4. С. 437–466.

4. *Culling W.E.* Analytical theory of erosion // J. Geol. 1960. Vol. 68. P. 336–344.

5. *Мягков С.Д., Ребецкий Ю.Л.* Эволюция структуры течения и рельефа коры эпиплатформенных орогенов под воздействием мелкомасштабной астеносферной конвекции // Вестник КРАУНЦ. 2016. Вып. 4. С. 89–100.

Единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках

Ныне теоретической геологией исчерпаны прогностические возможности обеих динамических парадигм. Ни классика фиксизма, ни модерн мобилизма не устраивают геологов, и для этого имеются веские причины. Напомним о некоторых из них.

Общность и, значит, постоянство структурной канвы на планетах Земной группы [1] говорят о фиксированном положении материков. Но как объяснить сходство линий Америки и Африки и явные движения островных дуг? Какая сила сдвигает четвертичные отложения на восток, вызывая западный дрейф магнитного поля? Рифтовые пояса и долины также имеют причиной крупномасштабные сдвиги. При этом глобальная карта напряжений в литосфере [2] не находит разумной трактовки в рамках плейт-тектоники. К тому же эта модель трактует тектономагматические процессы как результат парадоксальной передачи энергии мантийной конвекции на расстояния в тысячи километров, поэтому, как обоснованно резюмировал Генштафт [3], никакого компромисса между фиксизмом и тектоникой плит быть не может. Разумеется, компромисс между тезисом и антитезисом невозможен, однако философия учит, что в таких случаях возможен синтез, достижимый на новых основаниях.

Они открываются при анализе обозначенного В.В.Белоусовым противоречия между неподвижностью глубинных разломов и мобилизмом складчатости. Складки можно дополнить спиральными формами в разновозрастных поясах [4]. Проблема Белоусова свидетельствует о наличии *поверхностного* дифференцированного (отсюда спирали) поля сдвиговых напряжений, длительное воздействие которого и определило облик земного шара. Источником данного поля на космических телах служат ротационные эфирные вихри Декарта, обнаруженные КА последних десятилетий на всех планетах, обладающих атмосферой [5]. Тектоника неожиданно приобретает новое дыхание в рамках геодинамической парадигмы неинерциальной, вынужденной ротации космических тел. В этой забытой парадигме литосфера и жидкие оболочки находятся в едином поле сдвиговых напряжений, возникающих вследствие дисбаланса между скоростью течений ротационного вихря и скоростью ротации поверхности.

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vnizovtsev@gmail.com

1. Картезианская природа ротации небесных тел. Зональные течения планетных оболочек обнаруживают глобальное сдвиговое поле напряжений на каждой планете. При этом для Венеры, Юпитера и Сатурна характерны постоянные циклоны на полюсах (рис. 1) и суперротация на остальных широтах, тогда как Уран и Нептун демонстрируют течения подобные земным. Циркуляция жидкой оболочки поддерживается течениями ротационного вихря, а её особенности определяются положением оси вихря в теле планеты и размером его ядра. По космохимической причине (см. п. 3) на Земле ось приурочена к барицентру системы Земля–Луна. Отсюда «лунный» фактор в геофизических эффектах и сложный профиль сдвиговых напряжений (рис. 2).

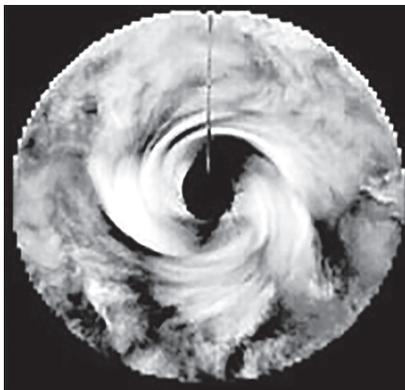


Рис. 1. Циклон на Южном полюсе Венеры. Courtesy of nasaimages.org

2. Сдвиговые напряжения в земной коре и тектонические процессы. В настоящее время параметры космического эфира хорошо изучены [5]. Он играет тройственную роль: согласно Д.И. Менделееву, В. Нернсту и Р. Декарту, эфир – это субстанция частиц вещества, энергетический резервуар и кинематический агент. Будучи субстанцией частиц вещества, эфир пронизывает все земные тела, и его длительные течения вызывают заметные смещения материала литосферы. Проникающие течения эфемерной эфирной среды вызывают трансляционные эффекты в земной коре подобно тому, как нежный росток многолетнего растения взламывает асфальтовое покрытие.

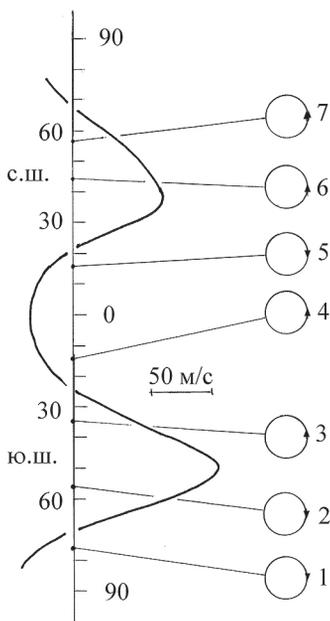


Рис. 2. Среднегодовой профиль относительных течений ротационного вихря

Единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках ярко обнаруживается, например, при сопоставлении ветров, океанских течений и движений плит на дне Южного океана. Всякая островная цепь представляет собой группу отделившихся небольших блоков материковой коры, сдвинутых зональным течением ротационного вихря. В соответствии с рис. 2, все дуги умеренных широт выгнуты на восток, подобно течениям в атмосфере и океане (Антильские о-ва от 20° до 10° с.ш., Южные Сандвичевы, Новая Зеландия, Японские и Курильские о-ва). При этом на низких широтах ориентация дуг соответствует пассатам, дующим с востока на запад (Индонезийская дуга и её продолжения – Никобарские и Андаманские острова). Эрозия и зональный перенос берегового материала делают контуры неподвижных материков соответственными.

В полном согласии с профилем, в структурах экваториальной зоны обнаруживается широтная смена направления напряжений с восточного на западное и обратно. Этому подчиняется, например, Восточно-Африканский рифт, у которого долина Афар переходит в сдвинутую на запад долину Великих Африканских озёр, замыкаемых на 10° озером Ньяса, сдвинутым на восток. В Западном полушарии данная особенность обнаруживается в едином линеаменте: Антильские острова – Кордильеры.

3. Природа ротационных вихрей. В обновлённой космофизической парадигме П.С. Лапласа ранняя планета представляла собой сброшенную Протосолнцем порцию первичной магмы, состоявшей в основном из нейтронов. Ротационные вихри генетически связаны с генерацией атомов химических элементов на поверхности «горячей» протопланеты и являются прямым следствием спиновой (вихревой) природы атомов, по Кельвину и Максвеллу [5].

Согласно теореме Г. Гельмгольца о сохранении завихренности, вихри всегда формируются в паре, обладающей нулевой суммарной завихренностью. Выделение из первичной космогонической магмы атомов (вихревых частиц с угловым моментом порядка \hbar), образующих впоследствии вещество родоначальной магмы, сопровождалось формированием в эфире компенсационных течений с завихренностью противоположного направления. Таким образом, в оболочках ранних планет *атомы химических элементов порождались вращающимися*. Итогом были ротационный вихрь и общее вращение тела. Приуроченность космохимического процесса именно к поверхности ранней планеты обусловлена свойствами нейтрона и следует из закона изоротации небесных тел.

Литература

1. *Макаренко Г.Ф.* Фундаментальное свойство земной оболочки – её осевая структурная симметрия. М.: Изд-во ИОФ РАН, 2000. 32 с.
2. *Zoback M.L.* First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // *J. Geoph. Res.* 1992. Vol. 97. N B8. P. 11703–11728.
3. *Гениашвиль Ю.С.* Физико-химическая динамика тектоносферы как основа эндогенных режимов Земли // *Проблемы эволюции тектоносферы.* М.: Изд-во ИФЗ РАН, 1997. С. 318–333.
4. *Морозов Ю.А.* Цикличность кинематических инверсий в подвижных поясах в свете лунно-земных связей // *Геотектоника.* 2004. № 1. С. 21–50.
5. *Низовцев В.В.* Начала кинетической системы мира. М.: УРСС, 2013. 384 с.

**А.М. Никишин¹, Е.И. Петров², К. Гайна³,
Н.А. Малышев⁴, С.И. Фрейман¹**

Тектонические реконструкции Арктического региона для позднеюрско-кайнозойского времени

Нами составлен атлас палеогеографических и палеотектонических карт для Арктики, иллюстрирующий основные события в истории региона с позднеюрского времени до современности. В основу работы положена новая сейсмостратиграфия осадочного разреза Арктического океана и его шельфов и опубликованные данные по суше. Получены следующие основные выводы.

1. В континентальном фундаменте имеются террейны, представленные тиманидами, каледонидами, элсмиридами и уралидами–гаймыридами (рисунок).

2. Поднятие Менделеева имеет континентальный до-ордовикский фундамент.

3. Ротационная модель раскрытия Американо-Европейского бассейна с главным трансформным разломом вдоль хребта Ломоносова является спорной.

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

² Федеральное агентство по недропользованию, Москва, Россия

³ Университет Осло, Осло, Норвегия

⁴ Роснефть, Москва, Россия



Рисунок. Реконструкция Арктического региона для рубежа перми и триаса. Она выполнена с использованием программы GPlates с отражением областей с разновозрастным фундаментом. Курсивом даны названия некоторых террейнов

Ей противоречит то, что поднятие Менделеева (или Альфа-Менделеева) имеет континентальный фундамент.

4. Предлагается следующая хронология событий в истории Арктического океана.

(а) Киммеридж–титон (157–145 млн лет): континентальный рифтинг в районе бассейнов Свердруп-Банкс и в районе современного Канадского бассейна (рифтинг начался еще с плинсбаха); в районе Чукотки и Верхояно-Омолонской области сформировалась система окраинно-континентальных вулканических поясов; закрытие Южно-Аньюского океана не было геометрически связано с раскрытием Канадского бассейна.

(б) Берриас–баррем (145–125 млн лет): формирование Верхояно-Чукотского окраинно-континентального орогена с Южно-Аньюским и Колымским ороклинами; быстрое раскрытие Канадского бассейна (~133–125 млн лет); внутриплитная компрессионная и транспрессионная тектоника в бассейнах Баренцева и Южно-Карского морей и на севере Западной Сибири.

(в) Апт–альб: формирование нескольких континентальных магматических провинций; рифтинг и магматизм в районе поднятия Альфа-Менделеева; рифтинг в бассейнах Усть-Ленский, Анисинский, Северо-Чукотский, Подводников и Толля; синхронный рифтинг в Северной Антантике и в Баффиновом заливе.

(г) Сеноман–кампан (100–80 млн лет): интраплитный магматизм в районе поднятия Альфа-Менделеева; базальтовый магматизм на севере Северной Америки.

(д) Кампан–маастрихт (80–66 млн лет): возможное начало компрессионных деформаций в районе Чукотского моря; возможное начало трансформационной тектоники в бассейнах Макарова и Усть-Ленского.

(е) Палеоцен (66–56 млн лет): в широкой полосе от Охотского моря до Корякии и Аляски шло формирование окраинно-континентального орогена; вдоль современных Евразийского и Усть-Ленского бассейнов был континентальный рифтинг; бассейн Макарова, вероятно, формировался как pull-apart бассейн.

(ж) Ранний–средний эоцен (56–45 млн лет): начало раскрытия Северо-Атлантического и Евразийского океанов после эпохи плюмового магматизма; формирование окраинно-континентального орогена на окраинах Азии и Северной Америки; активное формирование Юриканского орогена.

(з) Средний-поздний эоцен (45–34 млн лет): около 45 млн лет была крупная перестройка палеогеографии и палеотектоники Арктики с осушением шельфа Баренцева и Карского морей и началом ультрамедленного спрединга хребта Гаккеля и началом эпохи формирования сбросов и сдвигов на поднятиях Ломоносова и Альфа-Менделеева и на шельфах Чукотского и Восточно-Сибирского морей; коллапс орогенов в районе Берингова и Охотского морей; компрессия в Юриканском орогене.

(и) Олигоцен–неоген (34–2.6 млн лет): продолжение формирования Евразийского бассейна; активизация сбросов в бассейне Амундсена и на поднятиях Ломоносова и Альфа-Менделеева.

5. Мы предполагаем, что на месте современного поднятия Альфа-Менделеева проявился рифтинг с крупномасштабным магматизмом, но он не перешёл в спрединг океанической коры. Поднятие Альфа-Менделеева является, по нашим представлениям, вулканической пассивной окраиной с прерванным развитием (aborted volcanic passive continental margin).

6. Событие на временном рубеже ~45 млн лет в Арктике является кратковременным и уникальным в целом в истории Земли: в это время начался ультрамедленный спрединг хребта Гаккеля и примерно синхронно с этим одна крупная часть литосферной плиты (Баренцево-Карский регион) испытала внутриплитное сжатие и транспрессию, а другая часть литос-

ферной плиты (регион от хребта Ломоносова до Восточно-Сибирского и Чукотского морей) претерпел, вероятно, внутриплитное растяжение и трансенсию. Это тектоническое событие привело к значительной перестройке палеогеографии и началу резкого похолодания климата в Арктике.

7. Обобщение результатов сейсмической стратиграфии Арктики показывает, что в интервалах 100–80 и 56–45 млн лет формировались осадки с какой-то особенной литологией. Возможно, это не глинистые осадки, а, например, кремнистые. Мы предполагаем, что в эти эпохи было потепление климата в Арктике, так как они совпадают с глобальными эпохами относительно жаркого климата. В эпохи потепления, возможно, в Арктике формировались основные нефтематеринские отложения.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (18-05-70011, 18-05-00495).

**А.А. Никонов¹, С.В. Шварев^{2,1}, С.Б. Николаева³, Д.С. Зыков⁴,
Л.Д. Флейфель¹, М.В. Родкин⁵, А.О. Королева¹**

Три активные сеймотектонические зоны высшего ранга на севере Европейской части России: прогресс-репорт

Выделение крупнейших активных зон высшего ранга на территории Кольского п-ова и его обрамления основывается на совокупном анализе трех основных составляющих: 1) активизированного блокового строения; 2) выявляемых на поверхности и в разрезах рыхлых отложений признаков сейсмических нарушений; 3) параметризованных заново исторических и палеоземлетрясений. Выделенные критерии позволяют наметить пространственное положение основных сейсмоактивных зон, определяют их энергетический потенциал и возможную периодичность сильных сотрясений.

1. Блоковая морфоструктура. Блоковое строение Кольского п-ова (массива) изучается на протяжении более 100 лет. В последние годы от-

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

² Институт географии РАН, Москва, Россия; shvarev@igras.ru

³ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия.

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия.

⁵ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия.

мечается существенное углубление знаний, прежде всего, по основным зонам, ограничивающим Кольский п-ов – главным блокоразделам, намеченным уже А.П. Карпинским (1919), и связано оно, прежде всего, с сейсмическими исследованиями в акваториях Белого и Баренцева морей. В пределах Кандалакшско-Онежского палеорифта установлены не только повышенная мощность рифейских отложений и, соответственно, глубина погружения фундамента около 8 км [7], но и тектонические дислокации в верхних горизонтах чехла, вплоть до поздне- и послеледниковых осадков [16]. Дислокации в рыхлом чехле сопрягаются с разветвленной системой грабенообразных понижений на всей акватории Белого моря, включая Онежский, Двинский заливы, Горло Белого моря, но особенно выразительной и густой – в Кандалакшском заливе [14]. Преобладающие тектонические смещения здесь вертикальны, что отражается в высотах уступов по обрамлению грабенов до 100–150 м при суммарном опускании дна в осевой части залива ≥ 300 м. Хорошо заметны и сдвиговые смещения, крупнейшие из которых обозначены на Тектонической карте Белого моря [3, 17]. Констатация совместного действия вертикальных и сдвиговых движений является существенным изменением в оценке активизации тектонической структуры Кольского п-ова не только в постледниковое время, но и в различные периоды голоцена. Сбросо-сдвиг фиксируется и вдоль Мурманского побережья на северо-восточном обрамлении Кольского п-ова [3, 6]. Вертикальная составляющая движений здесь существенно выше, чем в Кандалакшском заливе. Если в нем суммарные амплитуды, включая сопряженные субаквальные и субаэральные уступы, не превышают 450 м, а в среднем – около 200 м, то на Мурманском побережье максимальные амплитуды (в западной части) в 2 раза выше, что свидетельствует о большей интенсивности новейших дифференциальных смещений.

На основании планового рисунка разрывных нарушений, их сопряжения с рельефом выводятся заключения о динамике новейшей морфоструктуры Кольского п-ова. Для краевых частей Кольского блока характерны раздвиговые участки: вдоль СВ-берега и в Кандалакшском заливе. На севере раздвиги образуют грабенообразные структуры, параллельно береговой линии, в одну, редко две линии общей шириной 3–5 км, местами до 15 км, в целом сохраняющие ширину на протяжении всего Баренцевоморского побережья, за которыми идет относительно пологий свал глубин до 100–200 м. СВ-борта этих структур маркируются или полуостровами (Святой Нос, Териберский, Рыбачий) или островами (Кильдин, о-ва Оленьи, Семь островов), или приустьевыми частями долин (рр. Ивановка, Иоканьга). Зона выражена отчетливыми полосами сгущения трещиноватости вдольберегового простирания, в пределах ко-

торых наблюдаются кулисные системы трещин, отражающие противоположные горизонтальным смещения вдоль зоны. На юге Кольского п-ова раздвиговые структуры формируют расширяющуюся к ЮВ широкую, относительно симметричную зону с максимальными глубинами в близосевых районах. Ширина зоны колеблется от первых км в кутовой части Кандалакшского залива до 15–16 км в средней части на протяжении около 70 км и до ширины ≥ 50 км на выходе из залива в центральный бассейн Белого моря.

Во внутренней части территории рисунок разрывных структур существенно различен собственно на Кольском п-ове и на материковом (3) сегменте. Границу этих частей можно провести от Кольского залива до Хибин и Ловозерских тундр и далее на ЮЮЗ по котловине оз. Имандра до Кандалакшского залива. К северу она четко определена двумя субпараллельными разрывами, судя по соотношению форм рельефа на крыльях, со сдвиговой составляющей (правый сдвиг). Южнее граница менее выразительна. К В от этой границы блоковое строение подчинено общему ЮВ-тенденции: выделяется внешняя (СВ), центральная (осевая) и ЮЗ части. К З от обозначенной границы, блоковая структура резко отличается от В-части. Здесь развиты блоки СВ ориентировки «встык» блокам полуострова. На поверхности выражены соответствующие депрессии, меняется и характер береговой зоны, которой свойственно диагональное сочленение широких и протяженных субмеридиональных (ССЗ) и СВ фьордов, выходящих на сбросовый уступ между Варангер-фьордом и губой Малой Волоковой.

Комплексное исследование позволяет констатировать, что для формирования новейшей активизированной морфоструктуры Кольского п-ова определяющими являются три зоны, две из которых, развитые на границах (Мурманская и Кандалакшская) выражены сбросо-сдвиговыми уступами, сопряженными с грабенами, а третья (Центральная) представляет собой систему преимущественно сдвиговых нарушений субмеридиональной (ССЗ) ориентировки.

Б. Современные и древние землетрясения Кольского полуострова. Непосредственным подтверждением постледниковой и голоценовой активности обновленных разломов и, в целом, блоковой структуры Кольского п-ова, является сейсмичность – современная, хотя и слабая, с $M \leq 4$, историческая более сильная, $M \geq 5.5$, единично до $M = 6.9$, и палеоземлетрясения с $I > VI-VIII$ до IX–X баллов и $M = 6.5-7$. Признаки палеоземлетрясений в виде скальных оползней, обвалов, трещин, нарушений разного рода (пликативных, разрывных, разжижений) в голоценовых осадках, обнаружены на разных участках протяженной зоны по СВ-обрамлению Кольского п-ова [5, 11, 12]. Сейсмодеформации группируются и в других

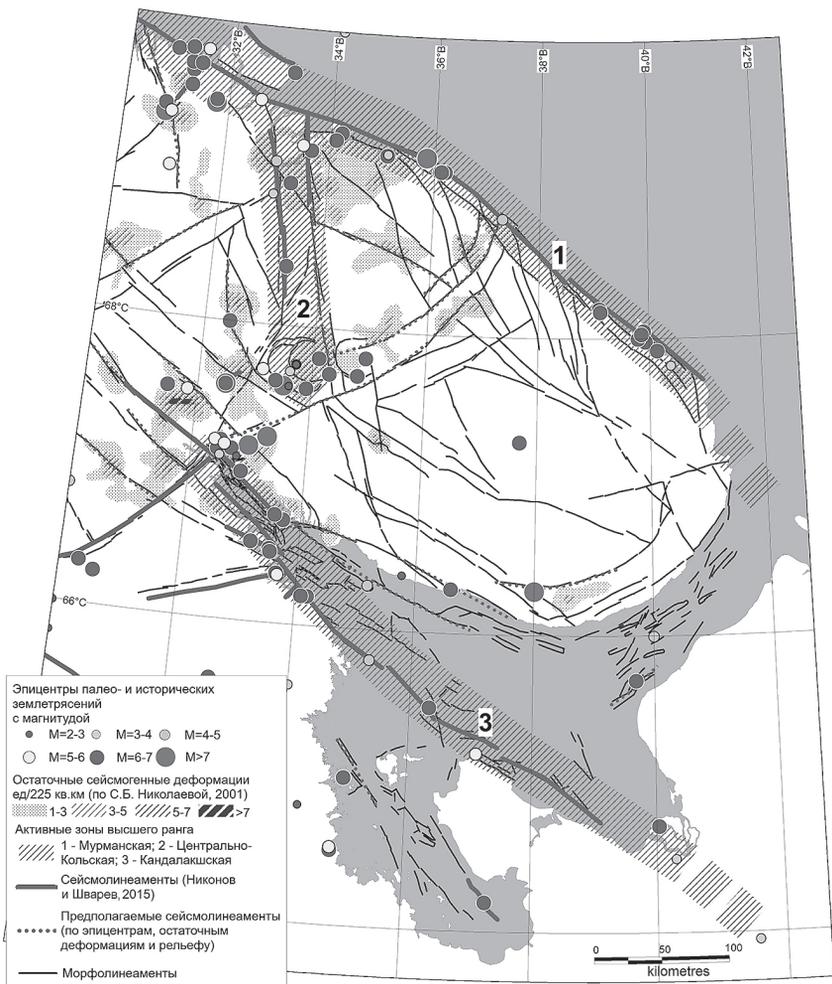


Рисунок. Сейсмоактивные зоны разного ранга на СВ Фенноскандинавского щита

частях Кольского п-ова, как краевых (по Кандалакшскому обновленному грабену) [2, 19], так и внутренних [1, 10, 13, 18], маркируя блоковые неоднородности как крупнейших (двух краевых (северо-западных) и поперечной (меридиональной)), так и более низких иерархических уровней. Значительное количество деформаций рельефа, за счет доисторических землетрясений концентрируется в изометричных и линейных областях. Накопленные данные по повторяемости сильных землетрясений и их

линейной локализации позволили выделить в пределах Кольского п-ова несколько сейсмолинеаментов (сейсмогенерирующих структур с $M \geq 6$), – основных нарушений восточной части Фенноскандинавского щита [15] и группирующихся в активные сеймотектонические зоны высшего ранга.

В. Активные зоны высшего ранга. Три основные морфоструктурные границы Кольского блока обладают и наибольшим сейсмическим потенциалом, судя по диспозиции очагов палео- и исторических землетрясений. К активным зонам высшего ранга необходимо относить, в первую очередь, Мурманскую зону протяженностью более 600 км при ширине 40–50 км, вплотную примыкающую к побережью Кольского п-ова на всем его протяжении; на втором месте – Кандалакшская зона длиной >470 км при ширине 30–40 км от Кольского п-ова к Двинскому заливу Белого моря; на третьем – и Центрально-Кольскую зону протяженностью ~220 км при ширине около 30 км, субмеридионально секущую восточную часть Фенноскандинавской глыбы. Кроме трех крупнейших зон проявляются и второстепенные: а) узловое сочленение сейсмогенерирующих структур между Хибинами, Ловозерским массивом и кутовой частью Кандалакшского залива; б) зона северо-восточного простираения от Ловозерских тундр к побережью вдоль р. Харловка; в) зона северо-западного простираения от кутовой части Кандалакшского залива к З; г) зоны в акватории Белого моря – по осевым частям Горла и Онежского залива, вдоль Терского берега.

Литература

1. *Авенариус И.Г.* Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология. 1989. № 2. С. 52–57.
2. *Авенариус И.Г.* Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России: научное издание / И.Г. Авенариус. М.: Paulsen, 2008. 190 с.
3. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий. (Объяснительная записка к «Карте тектоники Белого моря» масштаба 1:1500000) / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012.
4. *Верзилин Н.Н., Бобков А.А.* Следы голоценовых землетрясений на севере Кольского полуострова / Геология, геоэкология, эволюционная география. СПб., 2009. С. 20–25.
5. *Зыков Д.С., Терехов Е.Н., Балуев А.С.* Признаки новейшей активизации разрывов и следы вероятных палеосейсмодеформаций на участке Баренцевоморского побережья Кольского полуострова // Матер. Всерос. Конфер. «Проблемы сеймотектоники». М., 2011. С. 210–214.

6. *Зыков Д.С.* Морфоструктура области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ как отражение горизонтальной компоненты подвижности земной коры // Геоморфология. 2014. № 3. С. 62–73.

7. *Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П.* Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26–28.

8. *Лукашов А.А., Романенко Ф.А.* // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Матер. Тектонич. совещ. Т. 1. М.: МГУ, 2010. С. 430–434.

9. *Николаева С.Б.* Палеосейсмические проявления в СВ части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.

10. *Николаева С.Б.* Палеосейсмодислокации в Хибинском массиве (северо-восточная часть Балтийского щита, Кольский полуостров) // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Тр. Всеросс. совещания. Иркутск. 26–29 августа 2003 г. Новосибирск, 2003. С. 409–412.

11. *Николаева С.Б.* Сейсмогенные деформации в отложениях раннеголоценовой террасы реки Печенга (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 4–7.

12. *Николаева С.Б.* Разрушительные землетрясения в окрестностях города Мурманска (по палеосейсмогеологическим данным) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 52–61.

13. *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В.* Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского п-ова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2016. Т. 469. №2. С. 199–203.

14. *Никонов А.А., Фроль В.В., Шварев С.В.* Землетрясения в Беломорском бассейне в соотношении с новейшей тектоникой и особенностями рельефа // Геология морей и океанов. Материалы XX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 18–22 ноября 2013 г. Т. V. М.: ГЕОС, 2013. С. 204–208.

15. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинементы и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Матер. Междунар. конфер. «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во Техн. Ин-та (ф) СВФУ, 2015. С. 243–251.

16. *Рыбалко А.Е., Федорова Н.К., Никитин М.А., Токарев М.Ю.* Геодинамические процессы в Кандалакшском заливе Белого моря и их роль в формировании покрова современных осадков // Матер. XX Межд. научн. конфер. (школы) по морской геологии. Т. III. М., 2013. С. 237–241.

17. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 1 500 000 / Отв. ред. Балуев А.С. М.: ГИН РАН, 2010.

18. *Шварев С.В.* Послеледниковые тектонические движения и формирование террас оз. Имандра (Кольский полуостров) // Геоморфология. 2003. № 4. С. 97–105.

19. Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестн. МГУ. Сер. Геогр. 2007. № 3. С. 44–48.

**А.Н. Овсюченко¹, А.М. Корженков, А.С. Ларьков,
Е.А. Рогожин**

Предварительные результаты исследований активных разломов и следов сильных палеоземлетрясений в районе г. Дербент

В 2018 г. проведено полевое геолого-геоморфологическое изучение активных разломов Избербаш-Дербентской складчатой зоны в районе г. Дербент. Складчатая зона является промежуточной ступенью между Терско-Каспийским предгорным прогибом и горным сооружением Большого Кавказа и отличается высокой сейсмической активностью на инструментальном этапе наблюдений. Для этого района также имеются и отрывочные, слабо обоснованные сведения о сильных исторических землетрясениях в VII–X вв. [1, 2]. Изучение сейсмогенных деформаций по независимым источникам информации – в рельефе и молодых отложениях, археологических и исторических памятниках – дает возможность продления сейсмической «летописи» на сотни и тысячи лет и точной локализации очагов сильных землетрясений. Такой комплексный подход активно развивается в мире, а в последние годы успешно зарекомендовал себя в Крыму [3 и др.].

В районе г. Дербент нами были выявлены два активных разлома (рис. 1). Они представляет собой сегменты-ступени региональной тектонической границы между горным сооружением Большого Кавказа и протяженной системой Предкавказских передовых прогибов.

Дербентский разлом вытянут вдоль подножия Джалганского хребта, где представлен выразительным литолого-тектоническим уступом высотой до 100 м, на всем протяжении которого прослежен разрез позднемиоценовых карбонатных отложений, смятых в приразломную антиклинальную складку, подорванную системой листрических взбросо-надвигов по которым произошло разлинзование и трехкратное совмещение в разрезе слоя прочных известняков (рис. 2). Внутренняя структура разломной зоны

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



Рис. 1. Карта района г. Дербент с положением прослеженных Дербентского (Д) и Приморского (П) активных разломов. Линия А–Б – положение разреза на рис. 2. Место детального изучения смещенной средневековой крепостной стены г. Дербент показано квадратом

конформна рельефу поверхности уступа. В подножии уступа выходит пологий надвиг, с глубиной принимающий более крутое падение (до 20°) в западном направлении. В позднеголоценовых пролювиально-склоновых осадках деформация рассеяна в виде широкой (до 50 м) зоны флексурно-складчатых деформаций. Резкие правосторонние изгибы долин временных водотоков вдоль подножия уступа на отрезках СЗ ориентировки свидетельствуют о правосдвиговой компоненте смещений.

Последняя подвижка по разрыву СЗ ориентировки привела к смещению северной оборонительной стены древнего Дербента. В позднемiocеновых породах разрыв прослеживается в сухой долине в 170 м к СЗ от стены. В результате этой подвижки была разорвана и смещена в горизонтальном направлении стена, сложенная характерной кладкой эпохи Сасанидов [4] (рис. 2). Стена была возведена в конце. 560-х гг. в правление самого могущественного иранского шаха из династии Сасанидов – Хосрова I Ануширвана (531–579 гг.) [5]. Магнитуду события, очень прибли-

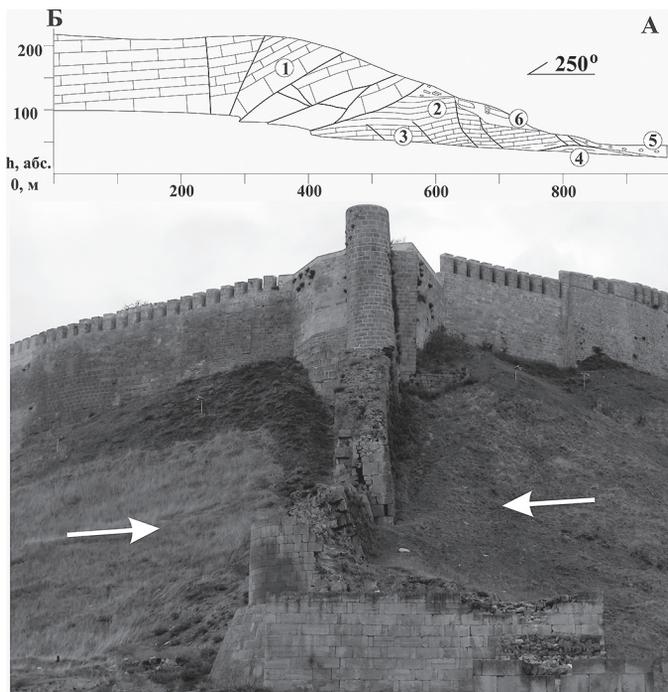


Рис. 2. Вверху – схематический геологический разрез Дербентской разломной зоны по линии А–Б. Жирные линии – разрывы.

1 – массивные, толстослоистые известняки-ракушечники (поздний миоцен, верхний сармат); 2 – тонкое переслаивание глин, алевролитов, известняков и песчаников (поздний миоцен, средний сармат); 3 – тонкое переслаивание известняков, песчаников и алевролитов (поздний миоцен, средний сармат); 4 – глины; 5 – лессовидные супеси с линзами и прослоями грубообломочного пролювия (поздний голоцен); 6 – коллювиально-оползневые образования.

Внизу – северная крепостная стена города Дербента, разорванная сейсмотектоническим разрывом (между стрелками). Вид на юго-запад

зительно, можно оценить используя известные глобальные соотношения по параметрам сейсморазрывов [6] – $M_w \approx 6.8-6.9$.

Приморский разлом вытянут вдоль берега моря, где в позднемиоценовых прочных известняках (верхний сармат) наблюдается серия пологих антиклинальных поднятий, в которых выработан активный и в настоящее время клиф высотой до 5 м. Известняки на антиклинальных поднятиях рассечены эшелонированной системой правосдвиговых разрывов с незначительной вертикальной компонентой, знак которой меняется вдоль простирания нарушений. Разрывы смещают кавернозную поверхность

скального пляжа, выработанную на известняках и срезающую слоистость. Эта поверхность служит маркирующим геоморфологическим уровнем, свидетельствующим о молодом (сотни лет) возрасте нарушений. Характерные развороты и отбросы известняковых глыб свидетельствуют о сейсмотектоническом характере смещений. Минимальная длина системы разрывов – 4.8 км, что, согласно соотношениям [6] может соответствовать $M \approx 6$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 18-55-06007 Аз_а и 18-55-45010 Инд_а) и в рамках Государственного задания ИФЗ РАН.

Литература

1. Никонов А.А. О сильных землетрясениях на Большом Кавказе в I тысячелетии н.э.: пересмотр исходных данных и каталога. // Физика Земли. 1994. № 7–8. С. 107–112.
2. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. / Отв. ред. Кондорская Н.В., Шебалин Н.В. М.: Наука, 1977. 535 с.
3. Овсюченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В., Рогожин Е.А. Новые сведения об очагах сильных землетрясений в районе Керченского полуострова. // ДАН. 2017. Т. 472. № 1. С. 89–92.
4. Хан-Магомедов С.О. Дербентская крепость и Даг-Бары. М.: Ладья, 2002. 422 с.
5. Gadjiev M. On the construction date of the Derbend fortification complex // Iran and the Caucasus. 2008. Vol. 12. No. 1. P. 1–15.
6. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. 1994. Vol. 84. № 4. P. 974–1002.

Г.А. Павленкова¹

Структурные особенности земной коры Кавказа и природа их формирования

Структура земной коры Кавказского региона изучена несколькими профилями глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), проведенными МинГео СССР в 60-х годах прошлого столетия. Тогда были отработаны два протяженных профиля, секущих Большой Кавказ: Волгоград –

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

Нахичевань и Степное – Бакуриани, и профиль Черное море – Каспийское море вдоль межгорной Куринской впадины [3, 4]. Это было детальное профилирование с многоканальными станциями, но обработка этих данных проводилась приближенными методами, главным образом, на основе корреляционного метода преломленных волн. Позже с развитием компьютерных технологий эти данные неоднократно пересматривались, и в интерпретацию включались отраженные и рефрагированные волны. Результаты последней обработки приведены в работах [2, 5].

На Малом Кавказе работы ГСЗ были проведены в 1988 году после разрушительного Спитакского землетрясения. Эти работы представляли большой методический интерес, так как на них были получены записи не только продольных, но и поперечных волн, которые редко выделяются при работах ГСЗ. Но эти материалы не были тогда до конца обработаны, так как работы вдоль Спитакского профиля были продолжены методом обменных волн от землетрясений (МОВЗ). Их результаты были опубликованы 10 лет спустя [1, 7]. Только сейчас удалось провести обработку первичных данных исследований ГСЗ по этому профилю и сопоставить строение земной коры Малого Кавказа с остальными структурами этого региона.

Оказалось, что кора Малого Кавказа во многом отличается от коры Большого Кавказа. Главное ее отличие – пониженные средние скорости в коре за счет отсутствия в ее низах слоя со скоростью 7.0–7.1 км/с, характерного для Большого Кавказа. Другой отличительной особенностью коры Малого Кавказа является наличие в ее верхах слоев с аномально высокими скоростями продольных, и особенно, поперечных волн. Такие слои были выделены ранее только в коре Куринской впадины, что вообще характерно для глубоких впадин. Но высокие скорости в верхах коры горных сооружений – это специфическая особенность Малого Кавказа.

Еще одной отличительной особенностью коры Малого Кавказа является выявленный на глубине 30–35 км слой с пониженной скоростью, ограниченный с двух сторон четкими отражающими границами. Эти хорошо выраженные границы дают основание предполагать, что при формировании Малого Кавказа вдоль этих границ, возможно, происходили горизонтальные подвижки (надвиги) верхней коры относительно нижней.

Все эти данные свидетельствуют о разном типе земной коры Большого и Малого Кавказа. В целом, кора Малого Кавказа ближе к коре молодых плит, например, к коре ЗападноЕвропейской плиты, а Большого Кавказа – к коре древних платформ. Это хорошо согласуется с практически общепринятым положением, что Кавказский регион является зоной коллизии (шовной зоной) двух разновозрастных плит, Аравийской и Восточно-Европейской. По структуре коры Малый Кавказ следует отнести к Аравийской плите.

Во всем Кавказском регионе четко выражена разломная тектоника земной коры и верхней мантии. Два основных разлома, выделенные по эпицентральной зонам глубоких землетрясений, ограничивают с севера и с юга эту Черноморско-Каспийскую «шовную» зону [8, 10]. Большой Кавказ вытянут вдоль северной границы этой зоны, и тоже ограничен с двух сторон глубинными нарушениями. С севера это нарушение выделяется по границе М, которая резко погружается при переходе от Восточно-Европейской платформы к Большому Кавказу [5]. Здесь можно предполагать даже небольшой надвиг приподнятой части этой границы на прогнутую часть. Нарушение по южному краю Большого Кавказа прослеживается по резкому уменьшению глубины до границы М, по изменению скоростей в коре и по наклонным отражающим площадкам в верхах коры. Нарушение, погружающееся от Куринской впадины под Большой Кавказ, выделено также по наклонной отражающей границе в верхах мантии.

Малый Кавказ протягивается вдоль Севано-Амасийской зоны разломов, хорошо изученной по геологическим данным и по распределению гипоцентров глубоких землетрясений [6]. Большое значение для Малого Кавказа имеет и пересекающий его в районе Спитакского землетрясения разлом меридионального простирания, который тоже хорошо выражен в структуре земной коры и по границе М.

В результате такой сложной разломной тектоники в пределах всего этого региона были широко развиты процессы внедрения глубинного материала в верхнюю часть коры. Эти внедрения выявлены по данным ГСЗ в виде высокоскоростных блоков в верхней и средней коре. Такие блоки встречаются в южной части Большого Кавказа, и они пронизывают кору Куринской впадины и Малого Кавказа.

Литература

1. *Арутюнян А.В.* Геофлюиды, нефть, вода, кимберлиты и алмаз: генезис, миграция и аккумуляция в земной коре (на примере Малого Кавказа) // Электронный журнал «Глубинная нефть». 2013. Т. 1. №3. С. 316–327.

2. *Баранова Е.П., Краснопевцева Г.В., Павленкова Н.И., Раджабов М.М.* Альпийская геосинклиналь Кавказа // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Отв. ред. Зверев С.М., Косминская И.П. М.: Наука, 1980. С. 110–116.

3. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л., М.: Гостоптехиздат, 1962.

4. *Егоркин А.В., Матушкин Б.А.* Строение земной коры на Кавказе и в западной части Средней Азии по данным геофизических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 5–16.

5. Павленкова Г.А. Строение земной коры Кавказа по профилям ГСЗ Степное–Бакуриани и Волгоград–Нахичевань (результаты переинтерпретации первичных данных) // Физика Земли. 2012. № 5. С. 16–25.

6. Рогожин Е.А., Филипп Э. Геолого-тектоническое изучение очаговой зоны Спитакского землетрясения. // Физика Земли. 1991. № 11. С. 3–17.

7. Шукин Ю.К., Астахов А.К., Белов А.А. и др. Геолого-геофизические условия в очаговой зоне Спитакского землетрясения (к 10-летию трагедии) // Геофизика. 1998. № 5. С. 54–66.

8. Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. 2007. № 7. С. 31–45.

9. Phillip H., Cisternas A., Gvishiany A., Gorshkov A. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // Tectonophysics. 1989. Vol. 161. P. 1–21.

Н.И. Павленкова¹

Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа

Комплексные геолого-геофизические исследования земной коры и верхней мантии континентов и океанов, проведенные в последнее время, выявили много новых особенностей глубинного строения этих верхних оболочек Земли, природа которых пока еще не имеет однозначного определения. Особенно много новых данных получено в результате глубоководного бурения в океанах. Для континентов в результате сейсмических зондирований с ядерными взрывами и лабораторных исследований петрофизических свойств глубинного вещества при высоком давлении и температуре получены новые данные о структуре и составе верхней мантии. Из наиболее важных и неожиданных результатов этих исследований следует отметить прежде всего следующие.

(1) Земная кора океанов оказалась древней и разнородной по строению. Обычная океаническая кора средней мощности 7–15 км, сложенная породами основного состава, четко делится на два подтипа, различающихся возрастом и особенностями магнитного поля: древняя кора, с архея [1, 9], с магнитным полем континентального типа и молодая кора срединно-

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

океанических хребтов с магнитными аномалиями, параллельными оси хребта.

(2) На островах и океанических поднятиях часто наблюдается кора континентального типа (с гранито-гнейсовым слоем мощностью 5–10 км) [1].

(3) Большие площади шельфовых зон континентов, особенно в Северной Евразии и в пределах Арктики, представлены континентальной корой [3]. То есть размеры континентов существенно больше, чем они показаны на географических картах.

(4) Наблюдается общая закономерность изменения типа коры от внутренних частей континентов к их окраинам с уменьшением мощности коры и мощности «базитового» слоя.

(5) Верхняя мантия континентов и океанов различается температурным режимом и составом слагающего вещества. Под континентами выделяются высокоскоростные «корни», мощностью до 300 км, связанные с пониженной температурой, и соответственно, с повышенной мощностью литосферы [4]. Но сложены эти «корни» деплетированным веществом пониженной плотности [8].

(6) Небольшие литосферные «корни» континентального типа выявлены и под океаническими поднятиями [11].

(7) Литосфера континентов и океанов – это мощный непрерывный слой, действительно «сфера». Предполагать крупные его разрывы даже в пределах срединно-океанических хребтов нет оснований.

(8) Новой и достаточно обоснованной особенностью литосферы, является ее деление на два слоя с разными реологическими свойствами: верхний, более жесткий слой (до глубины 100–150 км) и нижний ослабленный слой [7]. Эти слои разделены переходной зоной, насыщенной энергетически активными, флюидо-насыщенными слоями, «астенолитами».

(8) Астеносфера – это тоже непрерывный слой, но сокращенный по мощности под континентами. Но ее природа не выяснена: представлена она просто слоем пониженной вязкости или частично расплавленным веществом.

Описанные структурные особенности верхних оболочек Земли невозможно объяснить в рамках какой-либо одной из существующих концепций глобального тектогенеза. Например, формирование разных типов земной коры океанов можно объяснить только сочетанием различных длительных и многоэтапных геодинамических процессов, разных по площади, временному интервалу и интенсивности. Это может быть трансформация континентальной коры (ее «базификация») и ее разрушение за счет рифтогенеза, а также формирование молодой коры в зонах

спрединга литосферных плит. Не исключается и первичность древних типов океанической коры. По данным [6] кора континентального типа образовывалась из мантийного материала, насыщенного флюидами. То есть можно предположить, что континентальная (гранито-гнейсовая) кора образовывалась в областях повышенного флюидного потока, а древняя кора океанического типа – в областях пониженного потока глубинных флюидов [12].

Флюидная адвекция имела большое значение и для процессов, происходивших в мантийной части литосферы. При высоких P – T -условиях, характерных для верхней мантии, происходило обогащение сосуществующих флюидов такими компонентами как SiO_2 , K и Na . Последующий их вынос вместе с флюидами из мантии в земную кору приводил к формированию гранито-гнейсового слоя земной коры. Этот же процесс приводил к деплетированию вещества верхней мантии, к повышению температуры солидуса мантийной матрицы, ее кристаллизации, и к формированию континентальной литосферы пониженной плотности [5]. То есть в формировании разных типов не только земной коры, но и всей литосферы, большая роль принадлежит флюидной адвекции. Она позволяет объяснить необычное сочетание повышенных сейсмических скоростей и пониженной плотности, характерных для «корней» континентов.

Формирование континентальной литосферы пониженной плотности имело решающее значение для деления поверхности Земли на континенты и океаны. Именно наличие крупных блоков мощной разуплотненной литосферы могло обеспечить их подъем («всплывание») относительно более плотной литосферы океанических областей, то есть образование континентов. Этому подъему способствовала и мощная континентальная кора, тоже относительно меньшей плотности по сравнению с океанической корой [12].

Такой механизм объясняет и молодость континентов. Их подъем относительно океанических областей мог произойти только после образования достаточно мощной деплетированной литосферы и в период общей тектонической активизации планеты. Именно на рубеже палеозоя и мезозоя произошла такая активизация, которая проявилась в огромных излияниях базальтов на континентах и океанах и в формировании глобальной системы срединно-океанических хребтов. Общее повышение при этом температурного режима обеспечило увеличение пластичности верхней оболочки Земли и изостатическое выравнивание ее неоднородностей за счет «всплывания» легких континентальных блоков.

Интенсивность подъема разуплотненных блоков литосферы зависела и от строения земной коры: участки с более плотной корой переходного типа могли задерживать их подъем относительно блоков с континентальной корой. Это предположение подтверждается наблюдаемой в шельфо-

вых зонах континентов и на океанических плато корой переходного типа и генетически связанной с ней недостаточно разуплотненной литосферой.

Таким образом, новые геолого-геофизические данные о строении верхних оболочек Земли позволяют сделать некоторые важные выводы об основных процессах их формирования:

(1) Разные типы земной коры и литосферы изначально были созданы в результате неравномерной по интенсивности и составу адвекции глубинных флюидов, которая обеспечила не только гранитизацию земной коры с формированием разных ее типов, но и деплетирование вещества верхней мантии с образованием разуплотненных «корней» континентов.

(2) Континенты сформировались в результате изостатического подъема их разуплотненной и деплетированной литосферы относительно более плотной океанической литосферы.

(3) Одним из главных энергетических источников описанных геодинамических процессов является дегазация Земли и связанная с ней интенсивная флюидная адвекция. Глубинные флюиды характеризуются высокой концентрацией энергии, большой скоростью ее реализации и относительно малыми потерям при транспортировке на большие расстояния [2, 5].

Литература

1. Блюман Б.А. Земная кора океанов. По материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 344 с.

2. Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Дегазация Земли и природа процессов нефтегазообразования (изотопно-геохимические и геодинамические аспекты) // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2015. № 2. С. 33–49.

3. Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5–20.

4. Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А., Павленкова Н.И. Петролого-геофизические модели внутреннего строения литосферной мантии Сибирского кратона // Петрология. 2014. Т. 22. № 1. С. 21–49.

5. Летников Ф.А. Флюидные фации континентальной литосферы и проблемы рудообразования // Смирновский сборник – 99 (научно-литературный альманах). М., 1999. С. 63–98.

6. Лутц Б.Г. Магматическая геотектоника и проблемы формирования континентальной и океанической коры на Земле // Региональная геология и металогения. 1994. № 3. С. 5–14.

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. Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W. Composition of the Siberian cratonic mantle: evidence from Udachnaya peridotite xenoliths // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. Vol. 128. P. 228–246.

9. Dick H.J., Natland J.H., Alt J.C. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 179. P. 31–51.

10. Gilat A., Vol A. Primordial hydrogen-helium degassing, an overlooked major energy source for internal terrestrial processes // HAIT Journal of Science and Engineering. 2005. Vol. 2, Is. 1-2. P. 125–167.

11. O'Reilly S.Y., Zhang V., Griffin W.L. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? // Lithos, 2009. Vol. 1125. P. 1043–1054.

12. Pavlenkova N.I. Deep structure of continents and oceans and their origin // New Concepts in Global Tectonics Journal, 2017. Vol. 5. N. 4. P. 488–499.

Е.А. Павловская¹

Структурный анализ северной части Хараулахского антиклинория (бассейны рек Босхо и Данил)

Введение. Район работ расположен в северной части Хараулахского сегмента (антиклинория) Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, являющегося деформированной пассивной окраиной Сибирского палеоконтинента и областью развития терригенного верхоянского комплекса [4, 6]. В Хараулахском сегменте происходит разворот региональных структур, изменяющих свое простирание с север-северо-западного (Западно-Верхоянский сектор) на субширотное (Оленекский сектор), и изменение кинематических характеристик разрывных нарушений в этой зоне детально не обсуждалось. Основной задачей настоящего исследования являлось изучение структур и реконструкция полей напряжения для реконструкции структурной эволюции северной части Хараулахского антиклинория.

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; pavlovskaja.elena@gmail.com

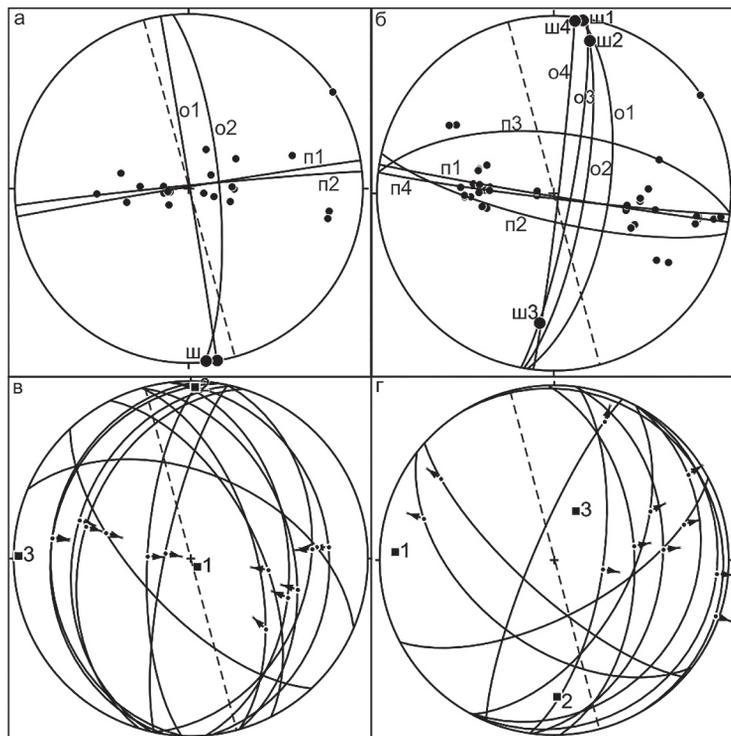


Рис. 1. Река Данил. Сетка Шмидта, проекция нижней полусферы. а, б: стереограммы (полюса к слоистости), выполненные в программе Stereonet. ш – шарниры складок, о – осевые плоскости складок, п – дуги наибольшего соответствия, рассчитанные по полюсам к слоистости на крыльях складок. в, г: надвиговое (в) и сбросовое (г) поля напряжения, построенные в программе FaultKin по данным замеров зеркал и борозд скольжения. Квадратами обозначены: 1 – ось растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – ось сжатия. Пунктиром показано простираение региональных складчатых структур

Фактический материал и методы. В основу исследования легли материалы, собранные в ходе полевых работ летом 2018 г. в нижнем течении рек Босхо и Данил, где было описано 60 обнажений на участках протяженностью около 11 км и построены геологические разрезы. Данные по элементам залегания слоистости обрабатывались в программе Stereonet, а элементы залегания зеркал и борозд скольжения – в программе FaultKin [5].

Результаты. Геометрические характеристики шести складок на р. Данил приведены на стереограммах (рис. 1а, б). Выделяются два направления простираения осевых плоскостей: около 353° (рис. 1а) и около 9° (рис.

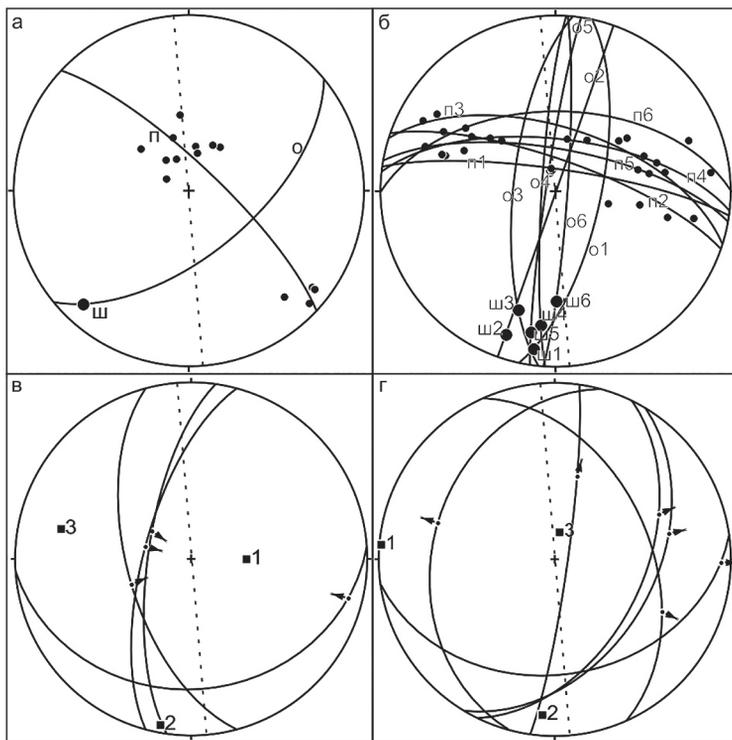


Рис. 2. Река Босхо. Сетка Шмидта, проекция нижней полушеры. а, б: стереограммы (полюса к слоистости), выполненные в программе Stereonet. ш – шарниры складок, о – осевые плоскости складок, п – дуги наибольшего соответствия, рассчитанные по полюсам к слоистости на крыльях складок. в, г: надвиговое (в) и сбросовое (г) поля напряжения, построенные в программе FaultKin по данным замеров зеркал и борозд скольжения. Квадратами обозначены: 1 – ось растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – ось сжатия. Пунктиром показано простираение региональных складчатых структур

1б). При этом региональное направление простираения структур, снятое с геологической карты [2], составляет около 345° , то есть часть локальных структур примерно параллельна региональным, а часть их развернута относительно региональных структур по ходу часовой стрелки.

Геометрические характеристики семи складок на р. Босхо приведены на стереограммах (рис. 2а, б). Выделяется основное направление простираения осевых плоскостей складок – около 9° (рис. 2б), но у одной складки простираение осевой плоскости составляет 51° (рис. 2а). Региональное направление простираения структур, снятое с геологической карты [1],

составляет около 355° , и здесь также наблюдается разворот локальных структур по часовой стрелке.

Наблюдается большой разброс ориентировок зеркал скольжения. Все замеры и по р. Босхо, и по р. Данил можно разделить на две группы: первая со взбросовой компонентой перемещений, и она характеризует обстановку сжатия или надвиговое поле напряжений (рис. 1в, 2в) и вторая со сбросовой компонентой перемещений, фиксирующая сбросовое поле напряжений (рис. 1г, 2г). Надвиговое поле характеризуется полого погружающейся на запад осью сжатия, субвертикальной осью растяжения и субгоризонтальной промежуточной осью, полого погружающейся на север на р. Данил и на юг на р. Босхо. Сбросовое поле напряжений или обстановка растяжения определяется полого погружающейся на запад осью растяжения, субвертикальной осью сжатия и полого погружающейся на юг промежуточной осью.

Обсуждение результатов. Хотя, как взбросовые, так и сбросовые перемещения были зафиксированы на близких по ориентировке плоскостях, их взаимоотношения нигде не наблюдались, что не позволяет однозначно сказать, какие перемещения происходили раньше, а какие позже. Тем не менее, из приведенных диаграмм (рис. 1в, г, 2в, г) видно, что изменение обстановки сжатия на обстановку растяжения происходит за счет замены субгоризонтальной оси сжатия на ось растяжения, а субвертикальной оси растяжения на близкую по ориентировке ось сжатия. Подобная инверсия поля напряжений была зафиксирована на южном обрамлении Таймырского складчато-надвигового пояса – структурном продолжении Оленекского сектора, непосредственно к югу, от которого и располагается рассматриваемый в настоящей статье участок [7]. В связи с этим нами предполагается, что на рассматриваемом участке в бассейнах рек Данил и Босхо более ранней была обстановка сжатия (рис. 1в, 2в), которая позднее сменилась обстановкой растяжения (рис. 1г, 2г).

Как уже рассматривалось выше, локальные складчатые структуры развернуты относительно региональных по ходу часовой стрелки, так же развернута по ходу часовой стрелки относительно региональных структур и главная ось сжатия в обстановке сжатия (рис. 1в, 2в). Полученные соотношения указывают, что одновременно со сжатием происходили и левосдвиговые подвижки, что ранее при реконструкции полей напряжений не отмечалось [3]. Поле сжатия и связанные с ним левосдвиговые перемещения характеризуют, скорее всего, основные этапы мезозойской (меловой) складчатости, тогда как более молодое поле растяжения может отражать эоценовое растяжение и формирование серии рифтов, в частности, находящегося непосредственно к востоку от района работ Кендейского грабена.

Литература

1. Андреев В.С., Довыденко Г.М., Егоров А.Ю., Кириченко В.Г. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000, серия Верхоянская, R-52-IX, X (устье р. Нянгыльбья). М.: Аэрогеология, 1981.
2. Биджиев Р.А., Горшкова Е.Р. Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1: 200 000, серия Верхоянская, R-52-III, IV (Тикси). М.: Аэрогеология, 1978.
3. Микуленко К.И., Ситников В.С., Скрябин Р.М., Тимиршин К.В. Геология и нефтегазоносность арктических районов Западной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. 178 с.
4. Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 113–155.
5. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge: Cambridge University Press, 2012. 304 p.
6. Khudoley A.K., Prokopiev A.V. 2007. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold and thrust belt / J. Sears, T. Harms, C. Evenchick (eds.). Whence the mountains? Enquiries into the evolution of orogenic belts: A volume in honor of Raymond A. Price // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. Vol. 433. P. 391–410.
7. Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A., O'Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tutchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // Journal of Geodynamics. 2018. Vol. 119. P. 221–241.

А.Л. Перчук^{1,2}, В.С. Захаров^{1,3}, Т.В. Геря^{4,1}, М. Браун⁵

Петролого-термомеханическое моделирование субдукции при повышенной температуре мантии: особенности режима отступающих плит

Зоны субдукции являются важнейшими фабриками по производству кремнекислой коры в современных условиях. Многие ученые экстраполируют этот процесс на ранние этапы истории Земли, предполагая, что

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

² Институт экспериментальной минералогии России РАН, Черноголовка, Россия

³ Университет «Дубна», г. Дубна, Московская область, Россия

⁴ Швейцарский федеральный технологический институт, Отделение наук о Земле, Цюрих, Швейцария; taras.gerya@erdw.ethz.ch

⁵ Геологический факультет, Мэрилендский университет, США

основные объемы кислой континентальной коры, представленной докембрийскими тоналит-гранодиоритовыми (ТТГ) формациями, также формировались в зонах субдукции [1]. Однако, если мантия была в докембрии более горячей, то и стиль субдукции, глубина удаления летучих веществ из слэбов и образование силикатной континентальной коры могли отличаться от современных. Чтобы понять влияние температуры мантии на характер процесса субдукции в докембрии нами было выполнено численные эксперименты при разных температурах мантии с использованием 2D петролого-термомеханической модели интраокеанической субдукции.

Метод. При петролого-термомеханическом моделировании использовался расчетный код Т.В. Гери [2], основанный на методе конечных разностей на недеформируемой разнесенной эйлеровой сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке. В моделях заложена деформация среды под действием приложенных тектонических сил. При этом решаются уравнения сохранения момента, массы, и энергии в движущейся среде с учетом сил плавучести, связанных с тепловыми и химическими неоднородностями, тепловых эффектов адиабатического сжатия/расширения и вязкого трения. Учитывается также влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление, миграция флюидов и расплавов и формирование континентальной коры. В моделях задается реалистичная вязко-пластическая реология пород. Для описания литологической структуры модели используются маркеры.

Начальные условия модели. Моделировалась внутриокеаническая субдукция, в которой участвуют две одинаковые океанические литосферные плиты. Мощности коры и литосферной мантии, как и плотность литосферной мантии менялись в зависимости от температуры мантии; температуры мантийной адиабаты задавались в диапазоне 0–250 К выше (или равно) современной. В численных экспериментах задавались разные скорости конвергенции.

Результаты моделирования. Результаты показывают, что современному стилю субдукции в геологическом прошлом предшествовал режим, в котором доминировал быстрый откат слэба и подъем значительного объема астеносферной мантии в пространство, возникающее над отступающей плитой. Роль гидратационного плавления надсубдукционной мантии, определяющего характер магматизма в современных зонах субдукции, в этом режиме становится незначительной. Главенствующую роль начинает играть декомпрессионное плавление поднимающейся астеносферной мантии, сопровождающееся широкомасштабным развитием крупных магматических провинций (LIP). Отметим также, что, несмотря на повышенную температуру мантии, субдукция с откатом плиты создает

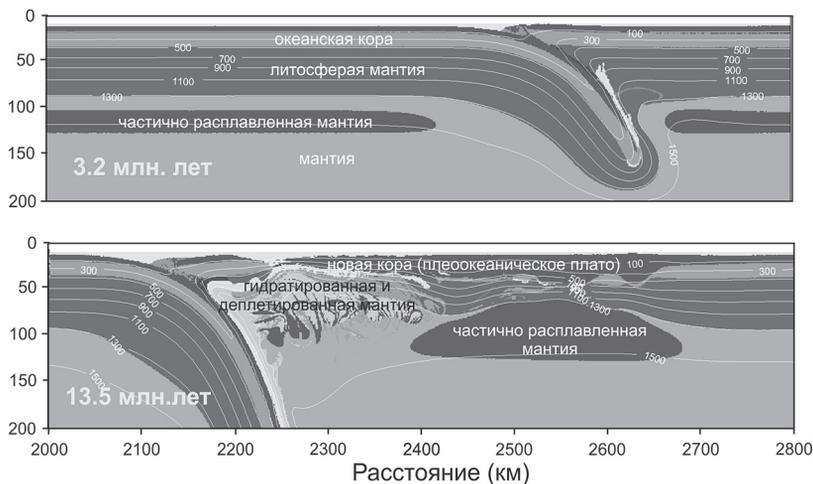


Рис. 1. Результаты 2D численного эксперимента, показывающие две стадии развития субдукции (через 3.2 и 13.5 млн лет после начала) и формирование крупной магматической провинции в ходе принудительной конвергенции плит со скоростью от 10 см/год, температуре мантии, превышающей современную на 150°C . Модель, показывает отступление погружающейся плиты и подъем горячей астеносферы под расширяющийся ороген

условия для пониженных температур в слэбе, подобных тем, которые предсказываются моделирование в современных зонах субдукции на западе Тихого океана. При таком термальном режиме даже при повышенной температуре мантии становится невозможным плавление базальтовой коры, а значит и формирование кислых (адакитоподобных) магм, близких по составу к ТТГ. Докембрийская субдукция могла приводить к формированию мощной платообразной коры существенно базальтового состава, возникающей при декомпрессионном плавлении горячей астеносферной мантии, сопровождающей масштабный откат слэбов.

Установленный режим схож с откатом континентальной плиты, выявленный нами в результате термомеханического моделирования докембрийской континентальной коллизии, которая приводит к образованию ультрагорячего орогена [3].

Дальнейшее повышение температуры мантии свыше 150 К приводит к режиму эпизодической субдукции, прерываемой отрывами слэбов, которая не сопровождается масштабным ростом кремнекислой континентальной коры.

Таким образом, результаты выполненных численных экспериментов позволяют усомниться в том, что рост основных объемов раннедокембрийской силикатной континентальной коры происходил в зонах субдукции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 16-05-00495 с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова и Швейцарского национального суперкомпьютерного центра в ЕТН, Цюрих.

Литература

1. *Martin H., Moyen J.F., Guitreau M., Blichert-Toft J., Le Pennec Jean-Luc.* Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones // *Lithos*. 2014. Vol. 198. P. 1–13.
2. *Gerya T.V., Yuen D.A.* Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel «cold plumes» at subduction zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 212. P. 47–62.
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*. 2016. DOI:10.1016/j.tecto.2016.11.041

Г.А. Петров¹, А.В. Маслов

Фрагмент субдукционно-аккреционного комплекса тиманид в северной части Вакушско-Каменногорского блока

Существование поздневендско-раннекембрийского Тиманского орогена, объединившего Восточно-Европейский палеоконтинент (Балтику), блоки-террейны различного состава и композитный палеоконтинент Арктиду, в настоящее время не вызывает сомнений у большинства исследователей (например, [1]). Тем не менее, в моделях эволюции Тиманского орогена существуют некоторые недостаточно ясные аспекты. Одним из них является наличие (или отсутствие) реликтов субдукционно-аккреционного комплекса (САК) между образованиями пассивной окраины Балтики и блоками-террейнами ее северо-восточного обрамления, входящими в настоящее время в состав фундамента Печорской плиты и Северного Урала. Авторы полагают, что фрагмент аккреционной призм

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; Georg_Petrov@mail.ru, amas2004@mail.ru

позднедокембрийской зоны субдукции может быть идентифицирован в северной части Кваркушко-Каменногорского блока (рисунок).

Образования позднедокембрийской пассивной континентальной окраины в исследуемом районе представлены преимущественно осадочными толщами позднерифейско-вендского возраста, входящими в состав Кваркушко-Каменногорского блока (антиклинория/мегантиклинория), а также Тулымпарминской антиклинали и Колчимского поднятия Поллюдового кряжа – крайних юго-восточных выступов докембрийского фундамента Тиманской гряды. Стратифицированные образования северной части Кваркушко-Каменногорского блока представлены позднерифейской басегской и ранневендской серебрянской сериями. В состав басегской серии входят серые, темно-серые и черные альбит-серицит-кварцевые сланцы и рассланцованные песчаники фэдотовской свиты и зеленовато-серые рассланцованные песчаники, серицит-хлорит-кварцевые сланцы с порфиробластами альбита и с линзами кварца перекрывающей ее усвинской свиты. Серебрянская серия более разнообразна по составу: ее разрез начинается с тиллитовидных конгломератов, доломитизированных известняков, метавулканитов и метапесчаников танинской и вильвинской свит; выше залегают зеленовато-серые филлиты и метапесчаники гаревской свиты, пестроцветные метаалевролиты койвинской свиты, сероцветные метаалевролиты бутонской и песчаники керносской свит (в южной части блока ряд авторов относит эту свиту к основанию верхнего венда). В восточных разрезах последним двум свитам соответствуют серые и черные метапесчаники, метагравелиты и слюдисто-кварцевые сланцы першинской свиты. Указанные образования прорваны местами дайками долеритов. Вместе с немногочисленными потоками метабазальтов они обладают геохимическими особенностями, сближающими их с магматическими образованиями структур растяжения [2]. Выступы докембрийского фундамента Поллюдового кряжа слагаются позднерифейскими песчаниками рассольнинской, доломитами дёминской и низьвенской свит, вендскими тиллитовидными конгломератами и песчаниками устьчурочинской и чурочинской свит, песчаниками ильявожской и кочешорской свит. В строении Ишеримского блока принимают участие среднерифейские образования расьинской (альбит-серицит-хлорит-кварцевые сланцы), мойвинской (мраморизованные известняки), муравьинской (серицит-хлорит-кварцевые сланцы графит-содержащие) и ишеримской (кварцитопесчаники) свит. Завершают разрез предположительно позднерифейские хлорит-серицит-кварцевые сланцы вёлсовской свиты, часто графит-содержащие, с прослоями и линзами известняков и метавулканитов. Присутствуют дайки и штоки долеритов, габбродолеритов и гранитов. Долериты ишеримского комплекса имеют среднерифейский возраст, их составы близки к составу

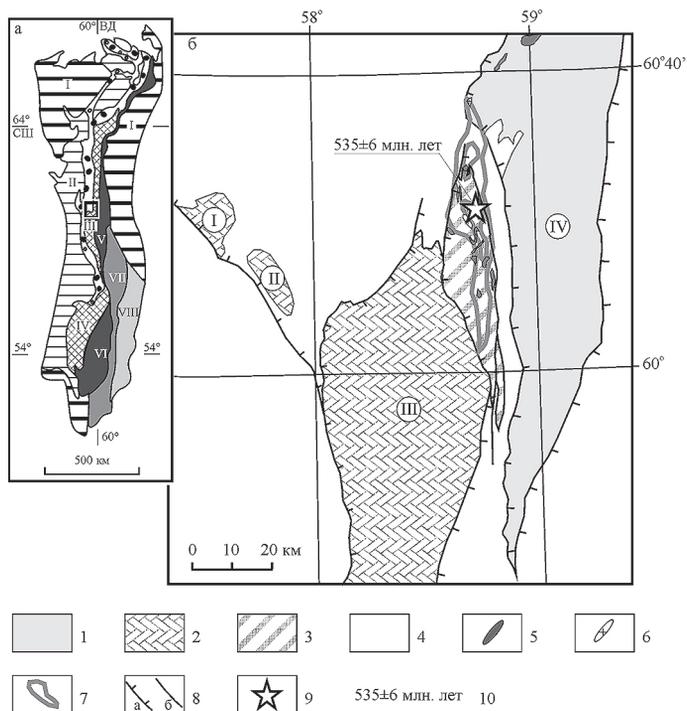


Рисунок. Обзорная схема (а) и схема геологического строения севера Кваркушко-Каменногогорского и юга Ишеримского блоков (б), составленная по материалам геологосъемочных работ Пермьгеокарты, УГСЭ и ВСЕГЕИ. (а): I – мезозойско-кайнозойские отложения; II – Предуральский прогиб; III–VIII – мегазоны: III – Западно-Уральская, IV – Центрально-Уральская, V – Тагильская, VI – Магнитогорская, VII – Восточно-Уральская, VIII – Зауральская.

Контуром показан изученный район.

(б): 1 – средне- и позднерифейские вулканогенные, терригенные и карбонатные породы Ишеримского аккрецированного блока; 2 – позднерифейские и вендские преимущественно терригенные породы докембрийской пассивной континентальной окраины; 3 – предполагаемые комплексы вендско-нижнекембрийской субдукционно-аккреционной зоны; 4 – палеозойские преимущественно карбонатные и терригенные образования; 5 – интрузии долеритов и габбродолеритов; 6 – штоки риолитов и гранитов; 7 – положительная аномалия поля силы тяжести; 8 – надвиги (а) и разрывные нарушения со сложной кинематикой (б); 9 – район обнаружения метаморфизованных бонинитов и глаукофан-содержащих сланцев; 10 – точка определения Rb-Sr радиологического возраста глаукофановых сланцев по [4]. Крупные тектонические структуры: I – Колчимское поднятие; II – Тулымпарминская антиклиналь; III – Кваркушко-Каменногогорский блок; IV – Ишеримский блок

пород структур растяжения; вендские гранитоиды близки к магматическим породам активных континентальных окраин, раннекембрийские – к анорогенным гранитам.

Предполагаемый фрагмент САК тиманид изучен все еще недостаточно. В его разрезах преобладают сильно перемятые хлорит (биотит)-серицит-альбит-кварцевые и существенно кварцевые сланцы, с прослоями (кварц)-хлорит-амфибол-эпидот-полевошпатовых, иногда кварц-гранат- и биотит-содержащих пород. Характерной особенностью является почти повсеместное развитие порфиробластов альбита. На карте метаморфизма [3], он выделяется в виде зоны хлоритоида (биотита), что отличает его от распространенных южнее и западнее хлорит-содержащих парагенезисов пассивной континентальной окраины. Вторая особенность САК – присутствие широкой гаммы щелочных и известково-щелочных амфиболов глаукофан-магнезиорибекитового и актинолит-винчитового рядов. Подобные амфиболы на Северном Урале известны в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), где они маркируют пояс высокobarического метаморфизма, связанный с палеозойской зоной субдукции. Rb-Sr изохронный возраст глаукофановых сланцев северной части хр. Кваркуш – 535 ± 6 млн лет; очевидно, продуцировавшее их метаморфическое событие связано не с палеозойской зоной субдукции, а со структурами тиманид [4]. Геохимия магматических пород САК слабо изучена, тем не менее, единичные анализы глаукофан-содержащих метавулканитов указывают на принадлежность их к бонинитовой серии (в мас.%; SiO_2 – 61.49; MgO – 12.43; Na_2O – 0.36; K_2O – 0.03) [2]; в других районах Кваркушско-Каменногорского блока подобные породы не известны. Следует отметить высокую насыщенность рассматриваемой части САК штоками и дайками габбродолеритов и долеритов (см. рисунок), что, возможно, обусловило (совместно с наличием метавулканитов и большей плотностью гранат- и амфибол-содержащих метаморфических пород) аномалию гравиметрового поля. Контуры аномалии несколько смещены от контуров блока САК на север, что, вероятно, указывает направление погружения тектонической пластины. Другой особенностью северного окончания хр. Кваркуш является присутствие экструзивно-субвулканических штоков и даек калиевых риолитов, трахириолитов и трахитов, близких по составу к анорогенным гранитоидам. Немногочисленные анализы этих пород указывают на аномальную обогащенность редкими землями (до 1000 г/т), Rb (300 г/т), Nb (350 г/т), Zr (1860 г/т), Th (58 г/т); достоверные определения возраста их отсутствуют.

Подводя итоги сказанному, следует подчеркнуть, что предполагаемый нами фрагмент субдукционно-аккреционного комплекса тиманид нуждается в комплексных исследованиях. Необходимо уточнить возраст и

геохимические особенности магматических и осадочных образований, изучить стадийность, P–T-параметры и возраст метаморфических преобразований; выяснить положение и залегание границы между САК и комплексами докембрийской пассивной континентальной окраины.

Исследования выполнены в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: ГЕОПРИНТ, 2005. 100 с.

2. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногогорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.

3. Русин А.И. Карта метаморфизма северной части Кваркушского поднятия (Северный Урал) // Ежегодник-1995 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 96–99.

4. *Beckholmen M., Glodny J.* Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarqush metamorphic basement, Northern Urals, Russia / Gee D.G., Pease V.L. (eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geol. Soc. London Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 125–134.

В.Ф. Подурушин¹

Неокомские структуры горизонтального сжатия в Ямало-Гыданском регионе

Ямало-Гыданский регион (ЯГР) расположен на крайнем севере Западно-Сибирской плиты. В конце триаса – юре в регионе доминировало слабое растяжение и погружение. Амплитуды деформаций последовательно снижались, и в титоне – первой половине берриаса сформировались маломощные, относительно глубоководные глины баженовской свиты (отражающий горизонт Б). На востоке позднеюрский бассейн обрамлялся низкой сушей, на западе Урал превратился в архипелаг островов.

В неокоме существенно меняются состав и строение осадочной толщи, количество, тип и морфология разрывно-складчатых структур. Мощная

¹ Российский государственный университет нефти и газа, Москва, Россия; vfr53@mail.ru

клиноформная толща верхнего берриаса – нижнего готерива (ахская свита) отражает заполнение бассейна терригенным материалом, поступавшим, в основном, с восточного и северного обрамления плиты. Снос с Урала был незначительным. Очевидно, в середине берриаса – начале готерива

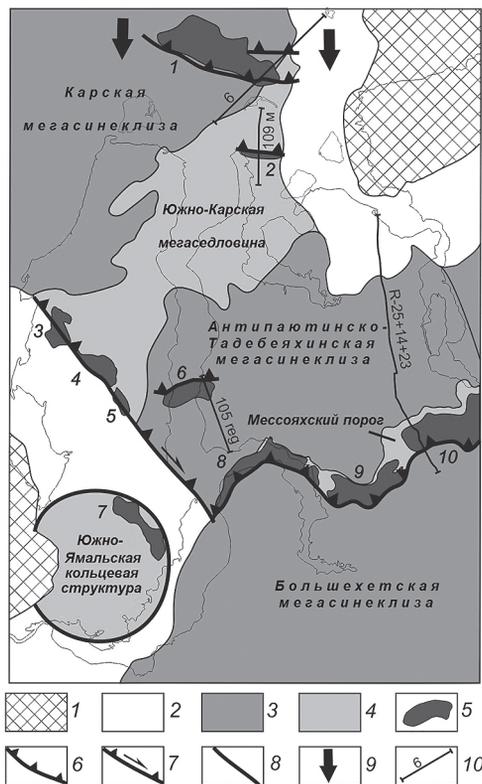


Рис. 1. Тектоническая схема ЯГР для неокомского времени

1 – обрамление ЯГР по кровле юрсы; 2–4 – надпорядковые структуры Западно-Сибирской плиты: 2 – мегамоноклизы Внешнего пояса, 3 – мегасинеклизы, 4 – положительные структуры; 5 – положительные структуры 1 и 2 порядков с размывом верхне- и среднеюрских отложений: 1 – Северо-Таймырский наклонный мегавал, 2 – Северо-Явайское поднятие, 3 – Бованенковский свод, 4 – Нейтинский вал, 5 – Арктический вал, 6 – Геофизический мезовал, 7 – Южно-Ямальский мезовал, 8 – Нижнемессояхский мезовал, 9 – Среднемессояхский мезовал, 10 – Усть-Портовский мезовал); 6 – надвиги и поддвиги; 7 – надвиги с компонентой сдвига; 8 – разрывы неопределенного кинематического типа; 9 – направление регионального сжатия в неокоме; 10 – региональные профили МОВ ОГТ

северное и восточное обрамление ЯГР испытало подъем. Тектоническая активизация Северо-Сибирского порога и Таймыра в неокоме отмечалась и ранее [1]. Верхний готерив и баррем сложены параллельно-слоистыми мелководно-морскими, лагунными и континентальными песчаниками, алевролитами и глинами танопчинской свиты, свидетельствующими, что в середине готерива подъем и денудация обрамления плиты скачкообразно замедлились и на протяжении оставшейся части неокома продолжали медленно затухать [2].

Внутри ЯГР с конца берриаса до начала готерива преобладала спокойная тектоническая обстановка, однако на этом фоне выделяются линейные зоны разломо- и складкообразования. Ранненеокомские разломы простираются главным образом в субширотном направлении. На временных сейсмических разрезах они выглядят как крутопадающие взбросы, и ранее интерпретировались именно таким образом. Однако при этом не учитывалось соотношение горизонтального и вертикального масштабов, составляющее 1:10. При приведении масштабов к соотношению 1:1 «взбросы» превращаются в листрические надвиги и поддвиги (рис. 2). В сводах складок, осложняющих висячие крылья этих разломов, частично или полностью размыта верхняя юра и, местами, верхи средней юры (рис. 1).

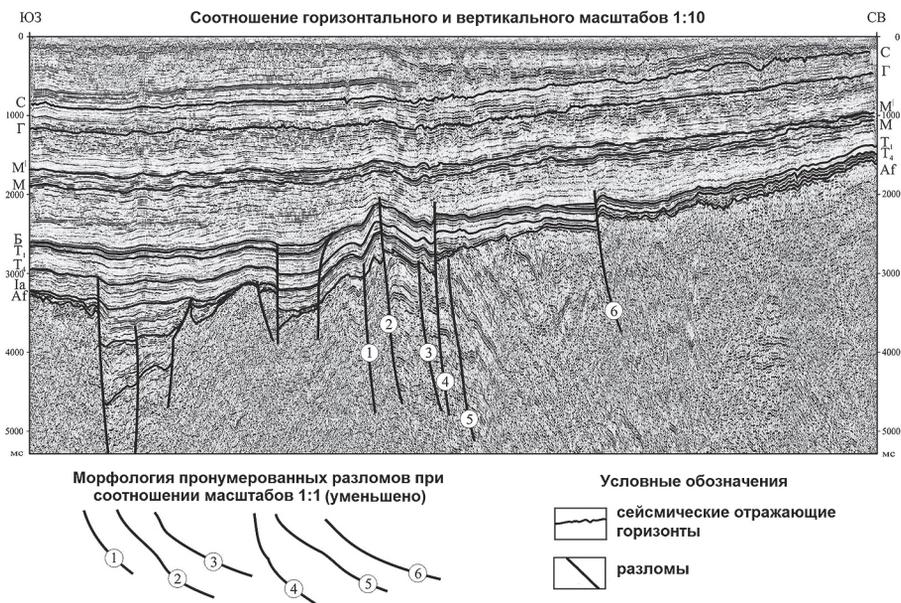


Рис. 2. Интерпретация временного разреза по профилю 6

Крупнейшей неокомской разрывно-складчатой структурой ЯГР является надпорядковая Мессояхская наклонная гряда (порог), возникшая на месте триасовых грабенов и разделившая среднетриасово-юрскую Ямало-Тазовскую мегасинеклизу на Антипаютинско-Тадобейяхинскую и Большехетскую мегасинеклизы (рис. 1). Деформации в разрезе гряды нарастают вниз от отражающего горизонта М, достигая амплитуды 1200 м. Криволинейная в плане форма гряды, ее сквозной характер, значительная амплитуда и большие темпы роста деформаций с наличием в основании резко поднятого блока фундамента позволяют предполагать, что причиной образования этой структуры служил крупный надвиг. Сдвиг шарнира гряды к югу, более пологое залегание северного крыла и более крутое южного свидетельствуют о перемещении всяческого крыла с севера на юг [2].

Вторым по масштабам является субширотный Северо-Гыданский наклонный мегавал в притаймырской акватории Карского моря (рис. 1). Северное крыло мегавала положе южного, домеловой чехол и фундамент разбиты серией надвигов с падением сместителей на север [2].

На северном окончании п-ова Гыдан (Явайский п-ов) обнаружена зона субширотного поддвига с погружением северного крыла под южное. Такую же природу имеет субширотный Геофизический мезовал. На п-ове Ямал неокомская активизация выразилась в трансформации триасово-юрских сбросов северо-западного простирания в надвиги с компонентой правого сдвига, в развитии антиклинальных поднятий на Бованенковской, Нейтинской и Новопортовской площадях (рис. 1).

Очевидно, перечисленные подвижки были обусловлены направленной к югу горизонтальной силой, источник которой располагался севернее ЯГР.

Благодаря неплотной мегаструктуре ЯГР, возникшей в период среднетриасово-юрского растяжения, в неокоме основной эффект регионального сжатия здесь выразился в уплотнении крупных межблоковых зон, в которых получили развитие надвиги и поддвиги. Внутри мегаблоков значительных деформаций не произошло.

Литература

1. Никишин В.А., Поляков А.А., Обметко В.В. Раннемеловой этап тектонической активизации и его проявление в осадочных бассейнах западной Арктики и Западной Сибири // Материалы конференции «Ломоносов 2011» – <http://lomonosov-msu.ru>
2. Подурушин В.Ф. Особенности строения и истории формирования структур неокомского возраста в Ямало-Гыданском регионе // Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. / Под ред. В.А. Скоробогатова. М.: Газпром ВНИИГАЗ, 2011. С. 65–72.

Тектонолинеamentные зоны восток-северо-восточного простираения как составной элемент регматогенного разломного каркаса Балкано-Черноморского региона

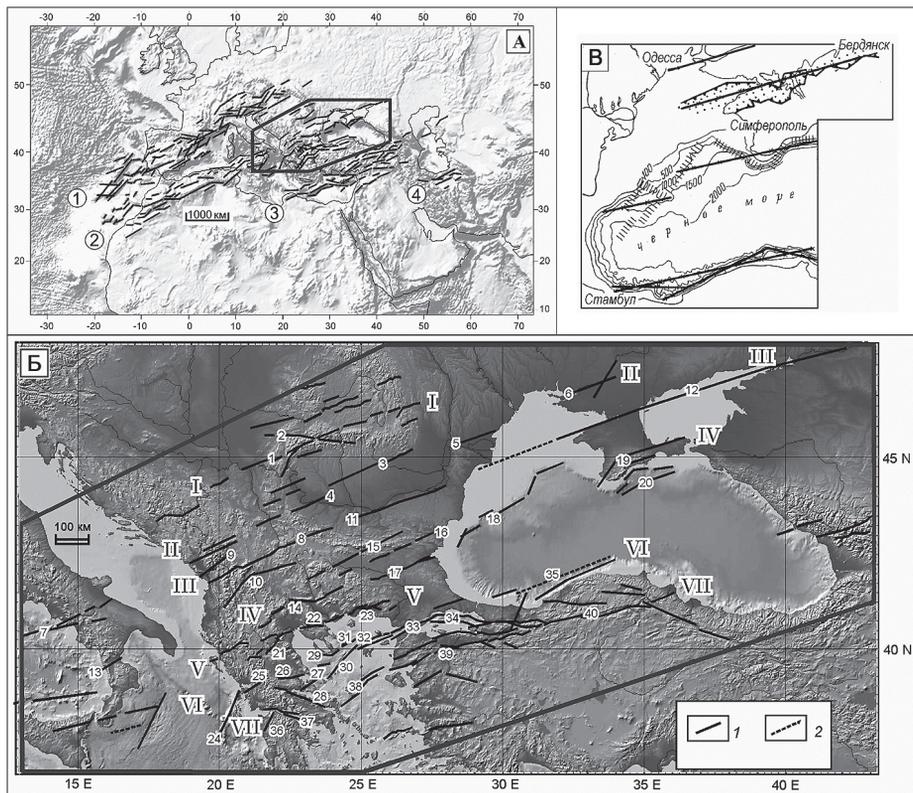
1. Дешифрирование космоснимков регионального масштаба, глобальных цифровых моделей радарного 3-d рельефа в сочетании с анализом существующих геологических карт и ранее опубликованных материалов показывает чрезвычайно широкую распространенность ВСВ системы 60–75° региональных разломов на всей территории Балкано-Причерноморского сегмента Атласо-Черноморского тектонолинеamentного пояса [2–7] (рисунок). По отношению к последнему эта система является конформной или «продольной» и строго подчиняется его основному направлению. Характерна выдержанность распространения системы на огромной площади. Она относительно равномерно, в виде субпараллельных разноранговых разломов и разломных зон пронизывает всю ткань исследуемой территории, в том числе и «поперечные» складчато-орогенные и шовные зоны северо-западных и субмеридиональных румбов, например, Карпаты, Динаро-Эллениды, зоны Струма, Вардар, Тейссейра-Торнквиста. Указанная система нарушений широко распространена также за пределами рассматриваемого Балкано-Черноморского региона. Среднее значение азимута этой системы составляет 68±5°. Намечается слабо выраженное веерообразное изменение направлений разломов и разломных зон этой системы от 60–65° в Карпатах и Мизии до 70–75° в Северной Анатолии.

2. Основная фаза активизации данной системы соответствует неотектоническому этапу; инициация её началась значительно раньше, начиная, как минимум с раннего мезозоя.

3. Устанавливается многопорядковая ритмичность чередования разноранговых разломов и разломных зон данной системы (400–500, 350, 80–100, 20–50 км), соответствующая примерно такому же порядку чередования для планетарной линеamentной сети (по В.М. Анохину [1]).

4. Генерализация линейных объектов регионального уровня позволяет выделить в пределах Балкано-Черноморского региона систему трансрегиональных субпараллельных полосовидных тектонолинеamentных зон ВСВ простираения, чередующихся с шагом примерно 100 км:

¹ ГНУ «Центр проблем морской геологии, геоэкологии и осадочного рудообразования НАН Украины», Киев, Украина; pvskan@ukr.net, igorlomakin@gmail.com, igorshuraev@mail.ru



I – Южно-Карпатская, II – Перикарпатская, III – Азово-Адриатическая, IV – Балкано-Крымская, V – Северо-Греческая, VI – Северо-Эгейская, VII – Северо-Анатолийская (рисунок). Границы между ними в строгом смысле обозначить сложно, поскольку в промежутках фиксируются рассеянные линеаменты такого же направления. Учитывая протяженность указанных зон, измеряемую многими сотнями, нередко первыми тысячами километров, практически все они являются сквозными структурами надрегионального ранга, пересекающими без изменения направления геоблоки различного строения, возраста, истории развития и продолжают в акваториях Черного и Эгейского морей. Многие из них находят непосредственное продолжение в акватории Черного моря, в пределах его западного и северо-западного секторов, совпадая с выделенными здесь ранее А.Я. Краснощеким [2, 3] главными зонами тектонических нарушений. Это говорит о единстве структурного плана суши и акватории и единстве регматогенного каркаса в целом для исследованной территории. Структурный план для континентальной части и акватории Черного моря

Рисунок. Восток-северо-восточные тектонолинеаментные зоны Средиземно-морского подвижного пояса и Балкано-Черноморского сегмента.

А. Транссредиземноморские эшелонированные тектонолинеаментные пояса восток-северо-восточной ориентировки: Иберийско-Паннонский (1), Атласо-Черноморский (2), Восточно-Средиземноморско-Восточно-Анатолийский (3), Эльбурский (4) (из работы [6]; широким контуром показан регион более детальных (среднемасштабных) исследований).

Б. Обзорная карта-схема главнейших тектонолинеаментных/разломных зон восток-северо-восточного направления Балкано-Причерноморского региона (на основании дешифрирования космических снимков и радарного 3-d рельефа, а также с использованием материалов других исследователей).

← 1 – разломы регионального и надрегионального ранга, прослеживающиеся непрерывно, хорошо проявленные, достоверно подтвержденные; 2 – участки региональных и надрегиональных разломов, плохо проявленные, «скрытые» или подтвержденные по косвенным признакам.

I–VII – тектонолинеаментные/разломные зоны надрегионального ранга: Южно-Карпатская восток-северо-восточная (I), Перикарпатская (II), Азово-Адриатическая (III), Балкано-Крымская (IV), Северо-Греческая (V), Северо-Эгейская (VI), Северо-Анатолийская (VII).

Арабские цифры – разломные зоны регионального ранга [7].

В. Расположение основных разломных зон восток-северо-восточного направления в пределах Азово-Черноморской акватории (из работы А.Я. Краснощека [2])

в отношении разломов и разломных зон ВСВ ориентировки полностью согласуется.

5. Внутренняя организация ВСВ зон складывается из сочетания парагенетически тесно связанных между собой нарушений восток-северо-восточного, северо-восточного и субширотного (от З–В до ВЮВ) направлений, вместе образующих ромбовидную структурную сеть, проявленную на разных иерархических уровнях.

6. Характерной чертой рассматриваемых тектонолинеаментных зон, указывающей на особенности иницирующего поля напряжений, является приуроченность к ним структур-индикаторов режима растяжения – щелевидных трогов, линейных грабенов, амплитудных сбросов.

7. Указанные полосовидные РЗ являются составными элементами более крупной структуры транссредиземноморского масштаба – Атласо-Черноморского тектонолинеаментного пояса [6].

8. Общая согласованность их пространственной, морфоструктурной и кинематической организации свидетельствует о едином динамиче-

ском механизме формирования, связанном, вероятно, с общепланетарным ротационным фактором. Указанные линеаментные зоны являются индикаторами тектонической делимости литосферы, составной частью ее регматогенного каркаса и многогранговой системы зон планетарной трещиноватости.

Литература

1. *Анохин В.М.* Особенности строения планетарной линеаментной сети: автореф. дис. ... докт. геогр. наук. СПб., 2011. 33 с.

2. *Краснощек А.Я.* Пространственные особенности активизации глубинных разломов в западной части Черного моря // Геологический журнал. 1989. № 1. С. 84–88.

3. *Краснощек А.Я.* Системи розломів фундаменту і їх взаємозв'язок із структурами осадового чохла у межах Північного Причорномор'я // Геологический журнал. 1976. Т. 36. Вип. 5. С. 10–17.

4. *Ломакин И.Э.* Азово-Адриатический мегалинеамент – трансрегиональная зона сопряженных глубинных разломов юга Европы / Ред. И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк, В.В. Кочелаб, И.Н. Шураев // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2018. № 2. С. 30–48.

5. *Ломакин И.Э.* Закономерности пространственной ориентировки тополинеаментных систем Северного Причерноморья / Ред. И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк, В.В. Кочелаб, Н.В. Шафранская, И.Н. Шураев // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2016. № 4. С. 53–66.

6. *Ломакин И.Э.* Тектонолинеаментные зоны восток-северо-восточного простирания и некоторые вопросы тектоники Средиземноморья / Ред. И.Э. Ломакин, В.В. Покалюк, С.Н. Шураев, С.Г. Шпырко // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2017. № 2. С. 68–76.

7. *Покалюк В.В.* Тектонолинеаментные зоны восток-северо-восточного простирания как составной элемент регматогенного разломного каркаса Балкано-Черноморского региона / Ред. В.В. Покалюк, И.Э. Ломакин, И.Н. Шураев // Український журнал дистанційного зондування Землі. 2018. №18. С. 12–24.

Структурные особенности эколгитсодержащих комплексов Приполярного и Полярного Урала по гравимагнитным данным

Высокобарические и ультравысокобарические эколгитсодержащие комплексы привлекают внимание геологов, прежде всего, тем, что являются общепризнанными индикаторами субдукционно-коллизионных процессов. На Урале такие комплексы в основном приурочены к зоне Главного Уральского разлома (ГУР) и их формирование многими исследователями связывается с историей развития уралид.

В то же время обращает на себя внимание, что в отличие от низкотемпературных высокобарических метаморфитов (с глаукофаном и лавсонитом) почти непрерывной полосой трассирующих зону ГУР, распространение эколгитсодержащих породных ассоциаций ограничивается только несколькими областями, где они пространственно связаны с древнейшими (нижнедокембрийскими) полиметаморфическими комплексами. Это обстоятельство наряду с другими геологическими данными (высокому метаморфизму пород, взаимоотношению с окружающими рифейскими толщами, структурными особенностям и др.) в свое время послужило основанием для отнесения некоторых эколгитсодержащих комплексов Урала к нижнедокембрийскому разрезу [5]. На севере Урала к таким образованиям относятся марункеуский эколгит-гнейсовый и неркаюский эколгит-сланцевый комплексы. Позднее для этих комплексов были получены изотопно-геохронологические данные, подтверждающие возможность отнесения протолитов эколгитов к нижнему докембрию, а также указывающие на то, что высокобарический метаморфизм пород мог быть проявлением эндогенных событий в раннедокембрийское время [1, 2, 4].

В системе геологических критериев для отнесения эколгитсодержащих метаморфических комплексов севера Урала в нижнедокембрийскому разрезу одним из важнейших является их структура. В процессе разномасштабных геологических съемок была установлена характерная для нижнедокембрийских полиметаморфических комплексов севера Урала субширотная и северо-западная ориентировка наиболее ранних структур как в марункеуском, так и неркаюском комплексах и было показано, что именно этими структурами контролируются эколгиты [3, 6 др.]. Однако

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия; TAPonomareva@inbox.ru, pystin@geo.komisc.ru, e.v.kushmanova@mail.ru

«неуральские» структуры субширотной и северо-западной ориентировок, так же как и тела эклогитов, сохранились только в отдельных участках рассматриваемых комплексов, в наименьшей степени затронутых процессами диафтореза. В марункеуском комплексе это так называемая «Слюдяная горка» и примыкающие к ней участки, в неркаюском комплексе – правобережье р. Неркаю с выс. Максимка-Нюр и ее склонов.

В докладе приведены результаты петрофизических исследований и анализа гравимагнитных данных, которые позволяют расширить наши представления о структурных особенностях эклогитсодержащих комплексов Полярного и Приполярного Урала.

Анализ имеющихся петрофизических данных и результаты выполненных нами исследований физических свойств горных пород показывают, что метаморфиты марункеуского комплекса отчетливо дифференцированы по плотности. Их плотностные свойства, очевидно, определяется, в первую очередь, составом протолитов. Среди пород, слагающих рассматриваемый комплекс (метаперидотиты, эклогиты, амфиболиты, плагиогнейсы и гнейсы, мигматиты), повышенную плотность относительно протолитов имеют только эклогиты. Наложённые локальные процессы (гранитизация, диафторез) приводят к некоторому снижению плотности пород.

Магнитная восприимчивость полиметаморфических образований является менее стабильной их характеристикой. Магнитные свойства пород при полиметаморфизме могут сильно изменяться. Так, при эклогитизации габбро удельная магнитная восприимчивость снижается на порядок. Гранитизация, как правило, также приводит к снижению магнитной восприимчивости. Процессы низкотемпературного диафтореза, чаще всего, сопровождаются повышением магнитной восприимчивости, особенно это характерно для ультраосновных пород. Напротив, при средне-высокотемпературном диафторезе магнитная восприимчивость метаморфитов, практически не изменяется. Влияние метаморфических процессов, особенно низкотемпературных, на магнитные свойства пород находит отражение в физических полях. Основной вклад в север-северо-восточную ориентировку магнитных аномалий вносят зоны низкотемпературных диафторитов, образование которых связано с процессами формирования уралитид.

На карте аномалий гравитационного поля марункеуский комплекс расположен на западной периферии, так называемого Уральского супермаксимума, интенсивностью свыше 100 мГал, наличие которого обусловлено в основном базит-гипербазитовыми массивами уральской офиолитовой ассоциации, обнажающимися в зоне Главного Уральского разлома. Рассматриваемый комплекс расположен в области пониженного гравитационного поля (относительно супермаксимума), характеризующегося наличием по-

ложительной локальной аномалии широтной ориентировки в его средней части. Конфигурация этой аномалии подтверждает геологические данные о субширотном плане ранних структурно-вещественных ансамблей. Центральная часть аномалии интенсивностью 70 мГал, несомненно, связана с высокоплотными породами, которые на данной широте доминируют в разрезе марункеуского комплекса. На поверхности наиболее высокоплотные породы (метапериidotиты, эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты) обнажены в южной части Марункеуского блока, примыкающего к «Слюдяной горке». Из этого можно сделать предположение, что толщи, обогащенные высокоплотными породами, погружаются на север и относятся к низам разреза марункеуского комплекса.

Положительный локальный максимум над марункеуским комплексом на востоке отделяется от супермаксимума местом «пережима» изоаномалий Δg_n , которое совпадает с положением Главного Уральского разлома. Конфигурация разлома на поверхности (сильная вогнутость к востоку) и примерное совпадение линии разлома с изогипсами рельефа свидетельствует о пологом погружении его сместителя на восток.

Породы неркаюского эклогит-сланцевого комплекса (сланцистые кристаллические сланца и плагиогнейсы, амфиболиты и эклогиты) имеют слабо и средне-магнитные свойства, поэтому расположены в области отрицательных значений магнитного поля интенсивностью минус 1–2 нТл. При крупномасштабных геолого-геофизических исследованиях, проводившихся на рубеже 70–80 годов прошлого столетия с участием одного из авторов доклада (А.М. Пыстин) были установлены локальные магнитные аномалии, оси которых ориентированы на северо-запад. Ориентировка этих аномалий, в целом, совпадает с простираем ранних структурных элементов в породах неркаюского комплекса.

В гравитационном поле простираем локальных аномалий также коррелируется с северо-западной ориентировкой ранних структур, установленных при геологическом картировании.

При этом над северо-восточной (нижней) частью неркаюского комплекса, где широко распространены породы основного состава (эклогиты, апоэклогитовые амфиболиты и продукты их низкотемпературного диафтореза) с плотностью 3.32–2.94 г/см³, интенсивность положительных магнитных аномалий наиболее высокая. В юго-западной (верхней) части неркаюского комплекса доминируют слудистые кристаллические сланцы разного состава и низкотемпературные диафториты по ним. Они имеют значительно меньшие плотности (около 2.7 г/см³) и располагаются в области отрицательного поля Δg [2]. Отрицательные аномалии, приуроченные к северо-западной границе неркаюского комплекса (к Эрепшорскому разлому), являются отражением интенсивно проявленного низко-

температурного диафтореза в этой части комплекса и связанного с ним разуплотнением пород.

Различия плотностных свойств пород, слагающих северо-восточную и юго-западную части неркаюского комплекса еще более отчетливо проявляются в гравитационном поле, отражающем строение земной коры на глубине 12.5–20 км.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены дополнительные данные, подтверждающие субширотную и северо-западную («неуральскую») ориентировку и резко дискордантные взаимоотношения ранних структурных ансамблей марункеуского и неркаюского эколгитсодержащих метаморфических комплексов с уралами. Выявлена взаимосвязь плотностных неоднородностей средней и верхней коры. Приведены новые аргументы в пользу представления о марункеуском и неркаюском комплексах, как о тектонически перемещенных фрагментах нижнедокембрийского кристаллического основания, вовлеченных в структуру уралид.

Литература

1. *Андреичев В.Л., Родионов Н.В., Ронкин Ю.Л.* U-Pb и Sm-Nd датирование эколгитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные // *Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии: Материалы Международного (X Всероссийского) петрографического совещания*. Т. 4. 2005. С. 17–19.
2. *Андреичев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А. и др.* Новые данные о докембрийском возрасте эколгитов Марункеу (Полярный Урал) // *ДАН*. 2007. Т. 413. № 4. С. 503–506.
3. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Потапов И.Л., Панфилов А.В.* Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эколгитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012. 46 с.
4. *Пыстин А.М., Кушманова Е.В., Пыстина Ю.И. и др.* Неркаюский эколгит-амфиболит-сланцевый комплекс Приполярного Урала как фрагмент нижнедокембрийских палеоокеанических образований в структуре Уралид // «Тектоника современных и древних океанов и их окраин». М.: ГЕОС, 2017. С. 112–116.
5. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1994.
6. *Pystin A.M., Kazak A.P., Chernyshev Y.A.* Eclogites of the Nerkausky complex in the Polar region of the Urals // *International Geology Review*. 1983. Vol. 32. Is. 11. P. 1108–1119.

Строение фундамента запада Туранской плиты (по материалам аэромагнитной съемки)

Территория запада Туранской плиты перекрыта высокоточной аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000 [4]. Применение современной аппаратуры позволило выполнить результирующие построения с сечением в 2 нТл, т.е. на порядок точнее по сравнению с результатами аэромагнитной съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной в 50-х годах прошлого столетия. Анализ полученного материала позволяет внести весомые коррективы в существующие представления о глубинном строении рассматриваемой территории.

На самом юге площади исследований, в пределах северо-западного склона Карабогазского свода, выделяются два удлиненных локальных минимума ΔT_a , размерами 40×15 км (рисунок, 1) отвечающие крупным гранитоидным батолитам в теле фундамента. Наличие последних подтверждено бурением [9].

К северу от них выделяется линейная зона (ширина около 10 км) слабых субширотных максимумов (рисунок, 2). По данным количественных расчетов глубина до верхней кромки магнитных масс колеблется от 4.4 до 6.0 км. Им же соответствуют и локальные аномалии повышенных значений ускорения силы тяжести. В плане данная зона совпадает с южной частью Карауданского вала (зона складчатого пермо-триаса), отделенного от Карабогазского массива крупным разломом, и может соответствовать породам основного и ультраосновного составов, входящим в состав раннекиммерийского офиолитового комплекса Туаркыра [9], прослеженного на расстояние около 800 км [1]. Северная часть Карауданского фрагмента раннекиммерийской складчатой зоны отображается в магнитном поле в виде узкой (10–15 км) зоны повышенных значений горизонтального градиента (рисунок, 3).

Наиболее сложно построенной структурной единицей фундамента является Жазгурлинская депрессия, отображенная в региональном поле ΔT_a в виде обширного минимума [3]. С севера и юга на его фоне выделяются два линейных минимума (рисунок, 4, 5). Наиболее интенсивный из них – южный, связанный, вероятно, с зоной развития мраморизованных известняков палеозойского фундамента, вскрытых скважинами в

¹ ФГБОУ ВО «Кубанский государственный университет», Краснодар, Россия; geoskubsu@mail.ru

северной части Туаркыра [9]. В пределах Жазгурлинской депрессии отмечается и другой тип аномалий, имеющих изометричную форму и сгруппированных в единую зону северо-западного простирания (рисунок, б). В локальной составляющей магнитного поля им отвечают отчетливые положительные аномалии с глубиной до верхней кромки магнитовозмущающих объектов около 5.1 км, что в первом приближении соответствует поверхности фундамента. Аналогичная аномальная зона, но дугообразной формы, выявлена на мысе Песчаный. Аномалии смещены друг от друга на расстояние около 35 км по крупному левостороннему сдвигу [2]. В пределах северо-западной аномалии на Оймашинской площади скважинами вскрыты метаморфические сланцы, прорванные интрузией гранитов (глубины 3.5–3.9 км) [8]. Граниты практически немагнитны. В то же

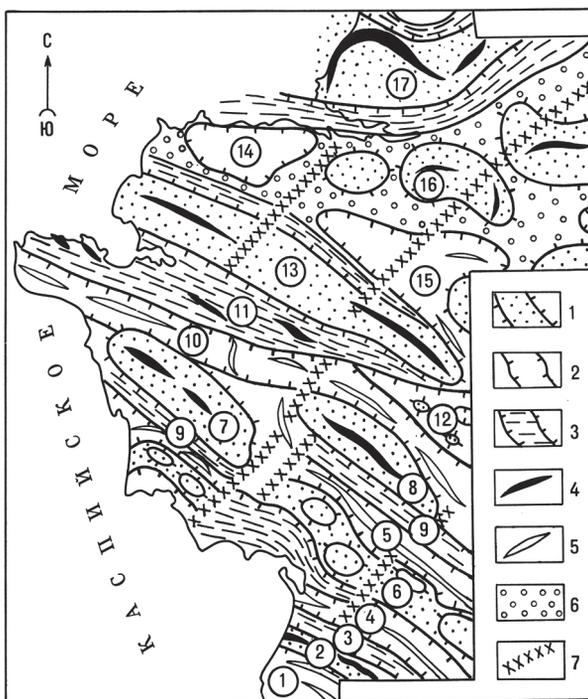


Рис. 1. Строение фундамента западных районов Туранской плиты по материалам высокоточной аэромагнитной съемки. 1 – зоны максимумов ΔT_a ; 2 – оси положительных аномалий; 3 – зоны минимумов ΔT_a ; 4 – оси отрицательных аномалий; 5 – высокоградиентные зоны ΔT_a ; 6 – слабозвмущенное магнитное поле; 7 – основные поперечные нарушения. Цифры на карте – нумерация аномальных зон, наименования см. в тексте

время расчеты показали, что верхние кромки магнитно-возмущающих объектов находятся здесь на глубине 5.0–5. км. Следовательно, можно предполагать наличие в более глубоких горизонтах фундамента магматических тел среднего или даже основного состава. Подтверждением этому могут служить дайки диабазовых порфиритов, а также дайки свежих пород базальтоидного облика, подсеченные здесь в ряде скважин [6]. Не исключено, что зона изометричных аномалий, окаймляющая Туркырскую офиолитовую зону с внешней стороны, отвечает палеозойским вулканическим постройкам, поставлявшим магматический материал андезитобазальтового ряда. Слабоокатанные гальки этих пород известны в низах пермо-триасового разреза [1].

К северу в региональном магнитном поле выделяются два крупных максимума размером 100×30 км каждый, смещенных друг относительно друга по крупному сдвигу северо-восточного простирания на 35 км. Северо-западный из них несет современную платформенную структуру, простираясь от западной периклинали Беке-Башкудукского вала до Жетыбайской группы структур Жетыбай-Узеньской ступени (рисунок, 7). Восточный (рисунок, 8) в плане примерно совпадает с юго-восточной перикликалью Беке-Башкудукского вала с эпицентром в районе поднятия Шалабай. Данные структуры интерпретируются нами как выступы фундамента, интродуцированные магматическими телами кислого или среднего состава.

Фундамент Дунгинско-Жетыбайского блока слагается слабометаморфизованными терригенными образованиями, несущими на себе слабые следы термального воздействия интрузий [7]. На площадях Северо-Западный Жетыбай и Северное Карагие, приближенных к его апикальной части, отмечено появление аркозовой дресвы. Прямых сведений о глубинном строении Шалабайского блока нет. По аналогии с Дунгинско-Жетыбайским выступом допускается сходное его строение. С юго-запада оба максимума ограничены мощными зонами градиентов ΔT_a (рисунок, 9), отвечающих крупному разлому.

К северу от описанных выступов выделяется узкая протяженная (350×20–25 км) зона линейных минимумов (рисунок, 10). В западной части она совпадает в плане с Чакырганским платформенным прогибом, в восточной смещается к северу от него, захватывая район Тумгачинского вала. Не исключено, что она фиксирует распространение карбонатных отложений в палеозойском разрезе, на что косвенно могут указывать обильные находки гальки известняков карбона на Тумгачинском вале и некоторых других площадях Восточного Мангышлака, а также результаты бурения на площади Саура-Сегенды, где вскрыты карбонатные отложения палеозойского фундамента [6].

Каратауская мегантиклиналь в магнитном поле отражена мощной зоной градиентов ΔT_a (рисунок, 11), осложненной локальными положительными аномалиями северо-западной ориентации, располагающимися кулисообразно и совпадающими в плане с хребтами Западного и Восточного Каратау, где на дневную поверхность выведены складчатые образования пермо-триаса. Детальной аэромагнитной съемкой закрыта лишь западная часть Восточно-Мангышлакской зоны дислокаций. Поле ΔT_a имеет здесь мелкомозаичное строение, отражающее сложную складчатую структуру данной территории (рисунок, 12).

Крупная зона развития интрузивных пород основного, вероятно габбрового, состава располагается в пределах Южно-Бузачинского прогиба, которому в плане соответствует протяженный (280 км) линейный (ширина 35–45 км) максимум ΔT_a , очерчивающий Мангышлакскую систему дислокаций с северо-востока (рисунок, 13). Смена знака поля происходит по крупному Кырынско-Токубайскому разлому, отделяющему прогиб от Северо-Бузачинского и Арстановекого минимумов ΔT_a (рисунок, 14 и 15 соответственно). Фундамент последних сложен слабомагнитными породами. В их пределах отмечаются достаточно обширные по площади локальные максимумы ΔT_a , указывающие на развитие линз эффузивных магматических пород среднего состава. Расчеты показывают на приуроченность их к низам доюрского осадочного комплекса [3]. На ряде площадей здесь в низах доюрского разреза вскрыты дайки андезитовых порфиритов – возможных подводящих каналов магматических расплавов. Более широкое развитие эффузивных образований среднего состава в допермском разрезе предполагается в районе Кулгукской депрессии (рисунок, 16), отраженной в магнитном поле повышенными значениями ΔT_a .

Южно-Эмбинский прогиб (рисунок, 17) отражен в магнитном поле мощной зоной положительных значений ΔT_a и ограничен с севера и юга резкими градиентными зонами. Внутри него вырисовывается узкая ломаная линия интенсивных положительных максимумов, фиксирующая, вероятно, развитие ультрабазитов. Данная зона прослеживается далее на запад севернее полуострова Бузачи через Каспийское море к валу Карпинского в Предкавказье [5].

При рассмотрении описанной картины в целом отметим, что в магнитном поле анализируемой территории отчетливо выделяются три крупных сегмента земной коры: 1) южный – Мангышлакский, включающий и Южно-Бузачинский максимум, где развиты линейные аномальные зоны северо-западной ориентации (палеозойская складчатая зона), 2) средний – Бузачинско-Северо-Устьюртская зона крупномозаичного магнитного поля и 3) северный – Южно-Эмбинская зона линейных дислокаций, отвечающих одноименной складчатой зоне. Однотипный характер магнитного поля северной части полуострова Бузачи и Северного Устьюрта позволяет

включить первую в состав Северо-Устьюртского докембрийского массива. В то же время, линейный характер аномалий в пределах Южного Мангышлака не подтверждает достаточно распространенную точку зрения об отнесении его к массиву докембрийской континентальной коры. Территория Мангышлака должна быть включена в состав эпипалеозойского складчатого фундамента запада Туранской плиты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00165.

Литература

1. Попков В.И. О западном продолжении складчатых сооружений Туаркыра // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 2. С. 43–49.
2. Попков В.И. Присдвиговые дислокации глубокопогруженных зон Южно-Мангышлакского прогиба // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 936–938.
3. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 41. С. 939–943.
4. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Применение высокоточной крупномасштабной аэромагнитной съемки при изучении нефтегазоносных районов Мангышлака и Устьюрта // Геология нефти и газа. 1986. № 6. С. 16–21.
5. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение Северного Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 409–412.
6. Попков В.И., Янаскурт О.В., Демидов А.А. Особенности строения фундамента Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 135–143.
7. Попков В.И., Янаскурт О.В., Демидов А.А. Возраст пород фундамента Южного Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 125–128.
8. Попков В.И., Янаскурт О.В. К строению фундамента Мангышлака // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 423–425.
9. Попков В.И., Янаскурт О.В. Породы фундамента юго-запада Туранской плиты // Советская геология. 1985. № 9. С. 106–113.

И.В. Попков¹, В.И. Попков, И.Е. Дементьева

Региональные сдвиги Мангышлака

Анализ материалов высокоточной аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, которой перекрыта территория Мангышлака, а также прилегающих районов п-ова Бузачи и Северного Устьюрта [4], существенно уточняет представления о разломной тектонике региона. Учитывая вы-

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия; geoskubsu@mail.ru

сокую точность наблюдений и их масштаб, приведенная карта разломов фундамента (рисунок) является важным документом, характеризующим тектонику рассматриваемой территории.

Для региона в целом характерно преобладание запад-северо-западных ($290\text{--}300^\circ$) и север-северо-восточных ($20\text{--}40^\circ$) простираний, однако рисунок разломной сети в пределах докембрийской (север п-ова Бузачи и Северный Устюрт) и палеозойской частей платформы (Мангышлак) заметно отличен: для первой типичны субширотные ($270\text{--}280^\circ$) и север-северо-восточные ($20\text{--}30^\circ$) ориентировки разломов, в то время как для второй, отличающегося к тому же большей раздробленностью, преобладающими являются запад-северо-западные ($290\text{--}310^\circ$) и север-северо-восточные ($20\text{--}40^\circ$) простирания. Разломы северо-западной ориентации совпадают с простиранием основных структурных зон фундамента Мангышлака [3], образовались в период завершения герцинского этапа развития (со складчатые разломы) и по своей природе являются структурами сжатия. Разделяющий Мангышлакский и Северо-Бузачинско-Северо-Устюртский разновозрастные геоблоки Кырынско-Токубайский разлом является крупным региональным надвигом с амплитудой горизонтальной составляющей смещения $15\text{--}20$ км [1].

Разломы северо-восточного простирания по кинематической характеристике являются левосторонними сдвигами или взбросо-сдвигами. Наиболее крупным из них является зона разломов, простирающаяся от мыса Ракушечный к северо-востоку. Вдоль нее происходит смещение структур фундамента по латерали на расстояние в 35 км [3]. Подтверждаются левосторонние движения и приуроченностью к ней локальных аномалий ΔT_a с S-образной длинной осью. Этот сдвиг удастся уверенно проследить лишь в пределах Мангышлака: на северо-востоке он утыкается в Кырынско-Токубайский разлом. По своей природе данная сдвиговая зона напоминает трансформные нарушения.

Наиболее сложной тектоникой отличается территория Мангышлакских дислокаций, где разломы испытывают изломы, изменение простираний. Примечательно, что здесь зафиксировано достаточно большое число локальных магнитных аномалий, длинные оси которых Z-образно изогнуты, причиной чего служит наличие правосторонних сдвиговых перемещений по разломам северо-западной ориентации.

Следовательно, разломы северо-западного и северо-восточного простираний образуют динамическую тектонопару, отражающую обстановку тангенциального сжатия, приведшую к формированию палеозойско-раннекеммерийского складчатого пояса.

Многие из северо-восточных сдвигов играли активную роль и в формировании структуры триасовых отложений [2]. Наиболее отчетливо это

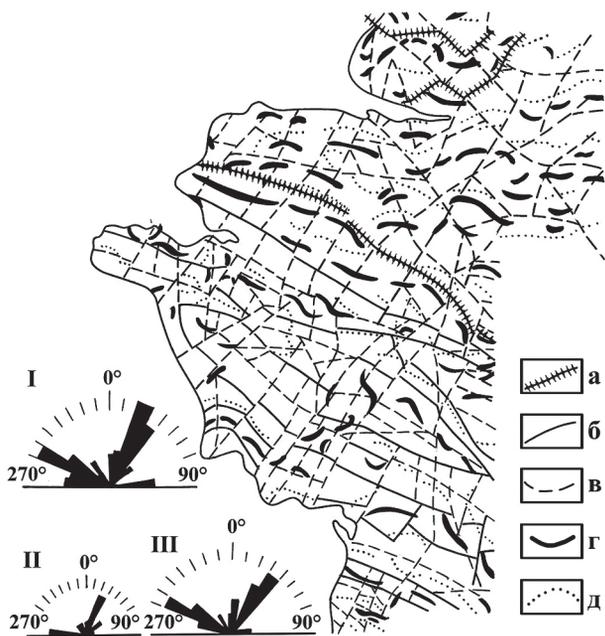


Рис. 1. Карта разломов запада Туранской плиты по материалам высокоточной аэромагнитной съемки.

а – крупнейшие разломы – границы разновозрастных блоков фундамента;
б – разломы – границы структурно-формационных зон в теле фундамента;
в – прочие разломы; *г* – оси локальных максимумов, *д* – оси локальных минимумов поля ΔT_a

проявляется в пределах Южно-Мангшлякского геоблока, где триас непосредственно налегает на породах фундамента. Разрывные нарушения, закартированные здесь сейсморазведкой и подтвержденные на отдельных площадях бурением, простираются по азимуту СВ 40–50°. Величину латерального перемещения по ним в триасовых отложениях на настоящей стадии изученности достоверно установить трудно.

Большинство локальных поднятий, связанных со сдвигами северо-восточной ориентации, имеют длинные оси, вытянутые в том же направлении. Вертикальная амплитуда смещения по разрывам в триасе исчисляется десятками, реже – сотнями метров, снижаясь вверх по разрезу и по подошве меловых отложений сейсмическими методами разрывы не фиксируются. Соответственно изменяется и амплитуда антиклинальных складок, многие из которых в меловых и палеогеновых отложениях отражены в виде структурных носов и террас. Плоскость разрывов обычно

не является вертикальной, а наклонена, как правило, в юго-восточном направлении. При этом на фойе общего регионального погружения мезозойских толщ к востоку юго-восточные блоки являются взброшенными. Следовательно, по своей кинематической характеристике северо-восточные разрывы являются взбросо-сдвигами.

В местах изгибов взбросо-сдвиги трансформируются в пологие надвиги. В некоторых случаях происходит расщепление основной плоскости сдвига на ряд более мелких разрывов с образованием веерообразных пучков. Отдельные блоки, зажатые между разрывами, при этом могут быть выжаты в виде клиньев («структуры цветка»).

Многие взбросо-сдвиги сопровождаются образованием в доюрском разрезе широких (до 2.5–3.0 км) зон дробления, в которых наблюдаются незначительные по масштабу надвиги.

Таким образом, сдвиги северо-восточного простирания образовались на доплитной стадии развития платформы и сопровождали формирование ее складчатого основания. В последующем подвижки по ним были менее значительными. В меловых и кайнозойских отложениях они практически не отражены, по крайней мере, сейсморазведка, обладающая определенной разрешающей способностью, их не фиксирует. Однако, имеющиеся материалы позволяют говорить о том, что многие сдвиги остаются активными на новейшем и современном этапе развития региона. В пользу этого свидетельствуют результаты, полученные при изучении ландшафта дневной поверхности и дешифрировании космо- и аэрофотоснимков [5, 6].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 19-05-00165.

Литература

1. Попков В.И. Кырынско-Токубайский вал – крупнейшая надвиговая структура запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 4. С. 954–957.
2. Попков В.И. Присдвиговые дислокации глубокопогруженных зон Южно-Мангышлакского прогиба // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 4. С. 936–938.
3. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Глубинное строение запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 41. С. 939–943.
4. Попков В.И., Калинин М.И., Сейфулин Ш.М. Применение высокоточной крупномасштабной аэромагнитной съемки при изучении нефтегазоносных районов Мангышлака и Устюрта // Геология нефти и газа. 1986. № 6. С. 16–21.
5. Попков В.И., Праздников А.В. Анализ линеamentной сети и глубинная тектоника (на примере Туранской плиты) // Исследование Земли из космоса. 1983. № 6. С. 83–86.
6. Попков В.И., Праздников А.В., Тимурзиев А.И. Новейшая разломная тектоника Мангышлака // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261. № 1. С. 165–168.

Структуры тектонической дезинтеграции гранитных массивов

На разнородность систем трещин в интрузивных массивах (первоначально именно в гранитах) одним из первых обратил внимание Г. Клоос [7]. Система четырех классов трещин (S, Q, L, D), оказалась столь цельной и простой в понимании, что глубоко укоренилась в практике описания трещиноватости интрузивов любого состава. Важным моментом теории являлось разделение тектонических и «первичных трещин», обусловленных прототектоническими процессами, такими как течение магмы и контракция при остывании, а также выделение декомпрессионных трещин. Отдавая должное вкладу авторитетного ученого в проблему систематизации факторов формирования трещин гранитов, можно отметить, что его классическая схема не охватывает всего разнообразия реальных систем трещиноватости в гранитах. Прежде всего это относится к трещинам и другим структурам дезинтеграции тектонического происхождения, морфологические типы и расположение которых никак не укладываются в тип тектонических трещин D (плоскостных структур, перпендикулярных кровле интрузива и ориентированных под углом 45° к минеральной линейности).

Исследования авторов на Балтийском щите, в Монголии, Прибайкалье, Тянь-Шане, обобщенные в монографии [2] показали, что позднеорогенные гранитные массивы древних и молодых платформ наиболее интенсивно дезинтегрированы в пределах зон тектонической активизации. Несомненная связь интенсивности и форм дезинтеграции с расположением массивов относительно зон новейших деформаций является ключом для разбраковки собственно тектонических структур и структур иного происхождения, например, связанных с остыванием массива, снятием нагрузки вышележащих пород или приповерхностными процессами. Структуры «нетектонического» происхождения можно выделить среди «тектонических» лишь в блоках пород, деформация которых была минимальной, либо там, где доминировали наложенные процессы. Таковы, например, гипергенные трещины, параллельные поверхности пенеплена в палеозойских гранитах Северного Тянь-Шаня [3, 4], или декомпрессионные «посклоновые» трещины «островных» гранитных массивов Центральной

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; prz4@yandex.ru, mgleonov@yandex.ru, catherinelav@yandex.ru

Монголии [2] и многие другие. Здесь уместно подчеркнуть, что указанные системы параллельных трещин и плитчатая отдельность, не связанные с анизотропностью пород (слоистостью, сланцеватостью), характерны для пород гранитного ряда, что выделяет граниты среди других магматических пород.

Структуры тектонической дезинтеграции гранитов также специфичны. В массивах гранитов (за исключением аплитовидных и некоторых других разновидностей) редко встречаются протяженные и локализованные разрывы: сдвиговые смещения чаще проявляются по мощным зонам трещиноватости без четких границ. Наиболее дробная дезинтеграция характерна для гранитных массивов, деформированных и перемещенных внутри крупных региональных зон концентрированной деформации, например, в линейных зонах альпийской активизации эпипалеозойской платформы Тянь-Шаня (Предтерсерской, Южно-Кочкорской, Южно-Чуйской и др.) [3, 4]. В гранитах внутри зон активизации увеличивается плотность трещин и объемов рыхлых катаклазированных пород, уменьшается размерность отдельности.

В деформированных и протрузивно перемещенных гранитных массивах Монголии и Тянь-Шаня нами описаны характерные парагенезы структур дезинтеграции и деформации разных масштабных уровней – от макроблочной делимости массивов до микроструктурных деформаций и сопутствующих им минеральным преобразованиям пород. Во многих массивах отчетливо проявлена система пологих ветвящихся криволинейных трещин, которые расчленяют массивы на блоки, имеющие преимущественно овоидную, или линзовидную форму с полого-наклонной ориентировкой длинных осей линз. Таково строение массивов Танын, Дзурумтай (Южная Монголия), Пришиб (Иссык-Кульская впадина, Тянь-Шань), отдельных зон в больших массивах гранитоидов в крутых бортах внутригорных впадин Северного Тянь-Шаня. В других массивах – Сусамырском (Тянь-Шань), Их-Хайрханском и Баян-Уланском (Центральная Монголия), в гранитах г. Шерловой (Прибайкалье) – преобладают крутопадающие субпараллельные друг другу трещины и разломы, пересекающие массив (или отдельные его блоки) на протяженные пластины толщиной от 10–15 см до 1 м и более, названные «слайс-структурами», по которым фиксируются малоамплитудные смещения даек и жил [1, 6]. Трещины ветвятся, сливаются друг с другом под острым углом и вновь расходятся, образуя линзовидно-ветвистые системы (рисунок, А). (Нельзя исключать, что подобные тектонические структуры наследуют прототектонические контракционные трещины, видоизменяют и затушевливают их.)

В совокупности разломно-трещинные структуры определяют разномасштабную и разнотипную делимость пород в пределах массивов. Бло-

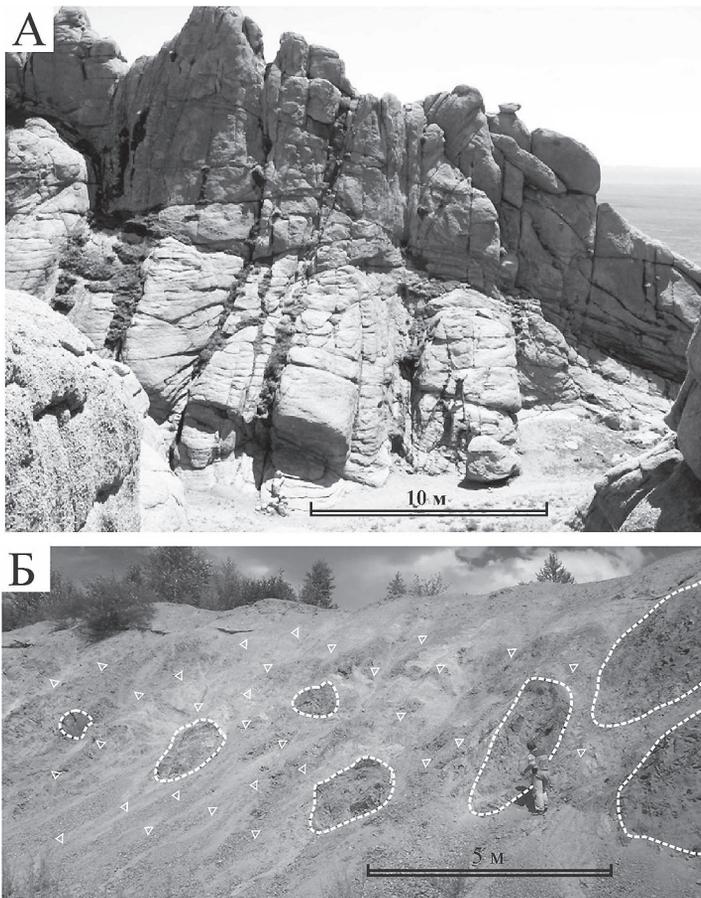


Рисунок. Структуры дезинтеграции гранитов: системы параллельных и верных трещин в юрском гранитном массиве Их-Хайрхан, Монголия (А) и овоидно-кластическая структура позднепалеозойских гранитов Яблоневого хребта, Забайкалье (Б)

ки с сохранившейся первично-магматической гипидиоморфнозернистой структурой гранитов разграничены зонами микробрекчирования, катаклаза и рекристаллизации пород. В процессе нарастающей деформации основная масса породы дезинтегрируется до «квазигравийного» и «квaziпесчаного» состояния, активно проявляются процессы рекристаллизации кварца и замещения полевых шпатов каолином и кальцитом. Менее измененные породы вычленяются из общей массы катаклизитов в овоидные тела, которые как бы «плавают» в этой раздробленной массе (ри-

сунок, Б). В шлифах тектонизированных гранитов Северного Тянь-Шаня и Гоби-Алтая видно, что дезинтеграция имеет полистадийный характер: брекчирование может возобновляться неоднократно и сопровождается синхронными процессами рекристаллизации, замещения или гидротермальной минерализации [4–6].

Деформация, как правило, осуществляется за счет рассредоточенных по множеству структурных элементов смещений с незначительными амплитудами, но, тем не менее, охватывает массивы целиком и не нарушает принципиального внутреннего единства массивов и сплошность ограничивающей его поверхности. Так, например, пенепленизированная поверхность раннепалеозойских гранитов на северном склоне Киргизского хребта (Тянь-Шань) пластично деформирована и образует купольные и валлообразные выступы, флексуры [4]. Морфологически выраженные гранитные массивы Центрального Казахстана, Забайкалья, Центральной Монголии, краевых частей Иссык-Кульской впадины (так называемые «островные горы») также представляют собой купольные поднятия, для которых устанавливается современный подъем и, иногда – протрузивное внедрение в вышележащие осадочные отложения [2]. В зонах относительных смещений фиксируются микроструктуры пластической деформации пород – процессы динамической рекристаллизации и микробрекчирования. Применительно ко всему массиву пород деформация осуществляется по механизму *катакластического течения*. Установлено, что размерность блочно-линзовидной дезинтеграции определяет масштаб структур «пластической» деформации. Размеры (радиусы кривизны) валлообразных изгибов кровли гранитного фундамента или протрузивных тел примерно в 10–15 раз превосходят размерность линзовидных блоков. Например, изгибы поверхности гранитного массива с радиусом кривизны 400 м обеспечиваются блочной делимостью с размерностью 10–30 м, а в небольших протрузивных телах мощностью 20–40, описанных в бортовых зонах Кочкорской и Иссык-Кульской впадин, размеры линзовидных блоков составляют всего 1–5 м [3, 5].

Процесс тектонического течения дезинтегрированной (гранулированной) массы пород в основном контролируется вязкостными неоднородностями (обусловленными составом пород, степенью их дезинтеграции, флюидонасыщенностью, сопутствующими петрологическими процессами и пр.) и разницей литостатического давления. Это объясняет превалирующую субвертикальную ориентировку плитчатых и линзовидных структур (по направлению течения), в выведенных с глубины изолированных массивах. Напротив, горизонтальное перемещение масс дезинтегрированных гранитов от антиклинорий в сторону осадочных прогибов в крутых бортах орогенных впадин приводит к формированию козырьковых структур с полого-наклонными ориентировками плоскостных элементов. Объемы

гранитных массивов, обладающие наименьшей вязкостью, формируют протрузивные тела, или зоны сдвигового течения на границах блоков, отличающиеся меньшей размерностью линзовидно-овоидных структур и наибольшими микроструктурными изменениями.

Описанные деформационные структуры, как и вообще процесс тектонического (катакластического, рекристаллизационного и пр.) течения, присущи не только массивам гранитов, однако именно в гранитах проявляются столь широко. Причины, подробно рассмотренные в [2], кроются в уникальности петрографической структуры гранитов и в значительном различии физических и химических свойств главных породообразующих минералов – кварца и полевых шпатов. Именно эта изначальная предрасположенность к грануляции пород на уровне минеральных зерен лежит в основе разномасштабной и разновременной дезинтеграции гранитных массивов, которые деформируются в соответствии с механикой гранулированных масс.

Работа выполнена теме госзадания № 0135-2016-0012 при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 47 (Проект № 0135-2018-0046).

Литература

1. *Леонов М.Г., Морозов Ю.А., Никитин А.В.* Постумная тектоника и механизм эксгумации гранитных массивов (на примере Прибайкалья и Тянь-Шаня) // Геотектоника. 2008. № 2. С. 3–31.
2. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Граниты. Постмагматическая тектоника и углеводородный потенциал. М.: ГЕОС, 2018. 330 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 619).
3. *Леонов М.Г., Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Полещук А.В., Рыбин А.К.* Альпийская тектоника гранитов фундамента Иссык-Кульской впадины, Северный Тянь-Шань // Геотектоника. 2016. № 4. С. 22–47.
4. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Леонов М.Г., Рыбин А.К.* Структуры чехла и поверхности фундамента Кочкорской впадины (Тянь-Шань) по геологическим и геофизическим данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 417–436.
5. *Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.* Складчатые деформации кровли палеозойского фундамента Чункурчакского прогиба, Киргизский хребет // Геотектоника. 2017. № 3. С. 31–50.
6. *Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.* Гранитные протрузии в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014. № 3. С. 50–77.
7. *Cloos H.* Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). 1. Das Riesengebirge in Schlesien. Borntraeger, Berlin, 1925. P. 1–194.

Характеристика погребенных частей фундамента Восточно-Сибирской платформы: результаты U-Pb-Hf исследования обломочных цирконов

Третий по величине кратон в мире, Сибирский (СК), является также крупнейшей докембрийской тектонической единицей Азии. Фундамент СК достоверно включает в себя магматические и метаморфические комплексы архейского и палеопротерозойского возраста, однако в связи с тем, что его большая часть погребена под осадочным чехлом мощностью до 12 км, многие аспекты его строения и эволюции остаются непознанными. Так, например, существует несколько возможных интерпретаций строения фундамента СК, представляющих собой экстраполяции изотопных датировок из обнаженных участков на основе геофизических (преимущественно аэромагнитных) данных. Наиболее известны из них три [1, 8, 9], существенно отличающиеся друг от друга. Другой проблемой является определение возраста погребенных террейнов СК. Ранее уже предпринимались попытки охарактеризовать возраст таких погребенных участков фундамента на основе Nd модельных возрастов метаморфических и осадочных комплексов, перекрывающих фундамент [2], однако интерпретация таких данных не всегда однозначна.

Альтернативным методом установления возраста и изотопных характеристик погребенных участков коры является изучение популяций цирконов из рифейских осадочных пород бассейнов, перекрывающих комплексы фундамента в разных областях СК. В течение нескольких лет нами проводились исследования обломочных цирконов из рифейских песчаников, среди которых обнаруживались незрелые разности, включающие идиоморфные, слабоокатанные цирконы, позволившие охарактеризовать близлежащие источники сноса, недоступные для прямого изучения [4–7]. Новые данные позволяют приблизительно локализовать некоторые участки древней коры в составе СК, характеризующиеся специфическим возрастом и изотопным составом.

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; n.priyatkina@spbu.ru, a.khudoley@spbu.ru

² Томский государственный университет, Томск, Россия; richard.ernst@ernstgeosciences.com

³ Университет Карлтон, Оттава, Канада

На основе анализа популяций цирконов из Восточно-Анабарского бассейна установлено, что в северо-восточной части кратона распространены магматические комплексы с возрастом 2.9 млрд лет, 2.7 млрд лет и 2.15–1.95 млрд лет [3, 5], причем палеопротерозойская популяция цирконов включает более древнюю группу зерен с возрастом 2.15–2.0 млрд лет, характеризующихся положительными $\epsilon\text{Hf}(\text{T})$, а также более молодую группу зерен с возрастом 2.0–1.9 млрд лет, характеризующихся $\epsilon\text{Hf}(\text{T})$ в широком диапазоне от +10 до –25 [6]. Схожие по возрасту и изотопному составу популяции цирконов характеризуют рифейские толщи юго-восточной части СК в районе хребта Сетте-Дабан.

Характер спектров распределения возрастов обломочных цирконов в рифейских отложениях западной части СК совсем иной. Вдоль западной окраины СК повсеместно отмечается присутствие основной популяции цирконов с возрастом 1.9–1.8 млрд лет, характеризующихся $\epsilon\text{Hf}(\text{T})$ от +10 до –10. Архейские популяции цирконов различны для северо-западной и юго-западной частей кратона: в рифейских отложениях Туруханского поднятия обнаруживается исключительно популяция с возрастными 2.65–2.5 млрд лет [5] и $\epsilon\text{Hf}(\text{T})$ от +5 до –5, в то время как для отложений карагасской серии Бирюсинского Присяянья характерен широкий спектр возрастов архейских зерен от 3.4 до 2.7 млрд лет [7].

Новые результаты и компиляция опубликованных литературных данных по магматическим и метаморфическим комплексам СК свидетельствуют о сходстве возрастов и изотопных характеристик погребенной коры в северо-восточной и юго-восточной частях кратона, подтверждают идею существования единого палеопротерозойского складчатого пояса вдоль его западной окраины [8], а также указывают на возможное наличие крупного погребенного участка коры с возрастом 2.65–2.5 млрд лет в составе северо-западной части СК, что в дальнейшем может быть протестировано изучением керна скважин. Кроме того, отмечаются сходства коровых меток в западной части Анабарского щита и северном Прибайкалье, что может указывать на потенциал обнаружения сходств палеопротерозойских магматических и метаморфических комплексов в этих районах.

Работа выполнена при поддержке the University of Newcastle PhD scholarship, ARC DP 120104004 to WJ Collins, и мегагранта 14.Y26.31.0012 правительства РФ.

Литература

1. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Казаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохроно-

логических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.

2. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.

3. Кунцова А.В., Худoley А.К., Дэвис В., Рейнбирд Р.Х., Молчанов А.В. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов из верхнепротерозойских отложений восточного склона Анабарского поднятия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. № 3. С. 13–29.

4. Khudoley A.K., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopyev A., MacLean J., Kazakova, G., Maľyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precamb. Res. 2015. Vol. 259. P. 78–94.

5. Priyatkinina N., Khudoley A.K., Collins W.J., Kuznetsov N.B., Huang H.-Q. Detrital zircon record of Meso- and Neoproterozoic sedimentary basins in northern part of the Siberian Craton: characterizing buried crust of the basement // Precam. Res. 2016. Vol. 285. P. 21–38.

6. Priyatkinina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Zastrozhnov D., Ershova V., Chambarlain K., Proskurnin V., Shatsillo A. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U-Pb-Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // Int. Geol. Rev. 2017. № 1. P. 1–27.

7. Priyatkinina N., Collins W.J., Khudoley A.K., Letnikova E.F., Huang H.-Q. The Neoproterozoic evolution of the western Siberian Craton margin: U-Pb-Hf isotopic records of detrital zircons from the Yenisey Ridge and the Prisayan Uplift // Precam. Res. 2018. Vol. 305. P. 197–217.

8. Rosen O., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. 1994. Vol. 11. P. 411–459.

9. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // Gond. Res. 2007. Vol. 12. P. 279–288.

Первые данные по (U-Th)/He низкотемпературной термохронологии обломочных цирконов (ZHe) из осадочных пород южной части Приколымского террейна (Верхояно-Колымская складчатая область)

Приколымский террейн Колымо-Омолонского микроконтинента (восток Верхояно-Колымской складчатой области) протягивается в долготном направлении на 475 км при ширине 125 км (рисунок, А). Наиболее древние породы, представленные протерозойскими кристаллическими сланцами, вскрываются в его осевой зоне. На юге террейна рифейские толщи сложены терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными отложениями. Вендские отложения, залегающие несогласно на разных горизонтах рифея, как и перекрывающие их согласно породы нижнего кембрия, представлены песчаниками, алевролитами, доломитами и конгломератами. Раннеордовикские отложения вскрываются на юго-западном склоне Приколымского поднятия и сложены мощной карбонатной толщей с песчаниками и конгломератами в основании. Девонские отложения на юге террейна представлены известняками, доломитами, известковистыми песчаниками, мергелями и туфами. Они перекрываются каменноугольно-пермской толщей вулканогенно-терригенно-карбонатного состава [8]. На юго-востоке террейна вскрываются существенно терригенные породы триаса – средней юры. Выше несогласно залегают позднеюрские вулканы Уяндино-Ясачненской магматической дуги и раннемеловые вулканогенно-осадочные породы Омсукчанского прогиба Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса (рисунок, Б). Породы, как правило, интенсивно деформированы.

В процессе экспедиционных работ 2017 г. на юге Приколымского террейна были отобраны вкрест простирания его структур четыре образца песчаников из неопротерозойских, ордовикских (?), девонских и среднекаменноугольных толщ (согласно [7]), извлечена тяжелая фракция и проведены (U-Th)/He низкотемпературные термохронологические ис-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук (ИГАБМ СО РАН), Якутск, Россия; prokopiev@diamond.ysn.ru

² Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; v.ershova@spbu.ru

³ Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin, USA; stockli@jsg.utexas.edu

следования обломочных цирконов (ZHe) в аналитическом центре Университета штата Техас (г. Остин, США).

Результаты и их интерпретация:

1. В трех образцах рифейских (центральная часть террейна), ордовикских (?) (западный фланг террейна) и девонских (восточный фланг террейна) песчаников получен удивительно сходный ZHe возраст 137.5 ± 6.2 , 137.3 ± 5.4 и 137.4 ± 5.4 млн лет соответственно (рисунок).

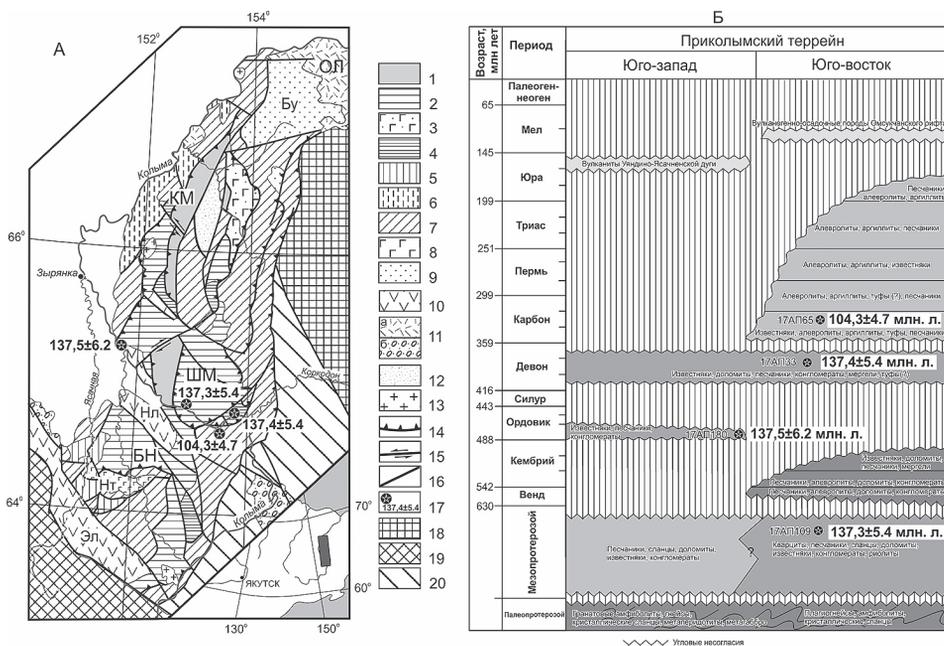


Рисунок. Тектоническая схема Приколымского террейна (по [5, 6], с изменениями) (А) и стратиграфическая схема южной части Приколымского террейна и местоположение изученных образцов (по [4] с изменениями); цифрами указан ZHe возраст (Б).

1 – раннепротерозойский метаморфический, 2 – средне-позднерифейский, 3 – позднерифейский, 4 – венд-кембрийский, 5 – ордовикский, 6 – ранне-среднеордовикский, 7 – раннедевонский–пермский, 8 – позднекаменноугольный, 9 – поздне триасовый–среднеюрский, 10 – позднеюрский, 11 – меловой: а – вулканогенный, б – терригенный, 12 – неоген-четвертичный. 13 – гранитоиды, 14 – надвиги, 15 – сдвиги, 16 – прочие разломы, 17 – местоположение изученных образцов и ZHe возраст. Террейны: 18 – Омолонский, 19 – Омuleвский, 20 – Сугойский. ОЛ – Олойская зона. Блоки: КМ – Каменский, ШМ – Шаманихинский, БН – Белоноченский. Синклинали: Бу – Буордахская, Нт – Нятовенская. Грабены: Нл – Налучинский, Эл – Элекчанский

2. В расположенном несколько южнее образце песчаника из средне-каменноугольных метаморфизованных в зеленосланцевой фации пород был получен ZHe возраст 104.3 ± 4.7 млн лет (рисунок).

3. Полученные данные позволяют предположить, что южная часть Приколымского террейна испытала в позднемезозойское время как минимум два этапа тектонического подъема с глубин порядка 5–6 км. В первый этап в валанжинское время раннего мела надвиговые пластины, сложенные докембрийскими–нижне- и среднепалеозойскими породами, перекрыли образования верхнего палеозоя, о чем свидетельствует стиль и направление деформационных структур, а также степень метаморфизма средне-каменноугольных толщ. Эти деформации произошли после внедрения позднеюрских гранитоидов Главного (Колымского) пояса и формирования Уяндино-Ясачненской магматической дуги [2] в результате главного импульса коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского кратона, имевшем место в этом регионе не раньше валанжина.

4. Второй этап орогенеза и последующей денудации ранее сформированного пакета надвиговых пластин произошел в альбское время в конце раннего мела одновременно с началом формирования Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса [1] и субдукционными процессами вдоль Восточно-Азиатской активной континентальной окраины. В это время, вероятно, произошло заложение Омсукчанского прогиба, выполняющие который отложения датируются аптом–альбом [7]. Образовавшийся в результате эрозии и денудации обломочный материал мог поступать в расположенный северо-западнее (в современных координатах) Индигино-Зырянский прогиб, где суммарная мощность апт–верхнемеловых терригенных толщ достигает 3.5 км [3].

5. Как было показано ранее [4], на юго-восточном фланге Приколымского террейна присутствуют интенсивно деформированные верхнемеловые и/или нижнекайнозойские (?) отложения. Таким образом, можно предположить, что в конце позднего мела или в начале кайнозоя имел место заключительный этап деформации, который не устанавливается ZHe низкотемпературной хронометрией.

Полевые работы выполнены частично по плану НИР ИГАБМ СО РАН (проект 0381-2016-0001), изотопно-геохимические исследования проведены при поддержке Российского научного фонда (проект № 17-17-01171), интерпретация результатов выполнена при поддержке проекта РФФИ (проект № 19-05-00945).

Литература

1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

2. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж. Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.

3. Гайдук В.В., Прокопьев А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, 1999. 160 с.

4. Прокопьев А.В., Еришова В.Б., Шпикерман В.И., Стокли Д. Первые данные по U-Pb датированию (LA-ICP-MS) обломочных цирконов из средневерхнепалеозойских осадочных пород южной части Приколымского поднятия (Верхояно-Колымская складчатая область) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т.2. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 111–115.

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

6. Третьяков Ф.Ф. О тектоническом строении Приколымского террейна Верхояно-Колымской орогенной области (структурно-статистический анализ) // Отечественная геология. 2016. № 6. С. 85–90.

7. Шишкин В.А. Объяснительная записка к Государственной геологической карте СССР. Серия Среднеколымская. Лист Q-56-XXVII-XXVIII (Коркодон). Масштаб 1:200 000. М.: Министерство геологии СССР, 1979. 105 с.

**В.Ф. Проскурнин¹, О.В. Петров¹, М.А. Проскурнина¹,
В.А. Салтанов¹, Д.К. Лохов¹**

Раннекиммерийский посттрапповый магматизм Центрального сектора Арктики России – проблемы триасового орогенеза и горячего пятна Таймыра

При проведении мелкомасштабных геологосъемочных работ (2004–2017 гг.) и создании Госгеолкарт-1000 (третьего поколения) для ранних киммерид на п-ве Таймыр выделено три тектоно-магматических этапа: позднепермско-раннетриасовый трапповый (плюмовый) доскладчатый, ранне-поздетриасовый соскладчатый и поздетриасовый постскладчатый. Интрузии пестрого состава связаны с двумя последними этапами и

¹ Всероссийский геологический научно-исследовательский институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия; vasily_proskurnin@vsegei.ru

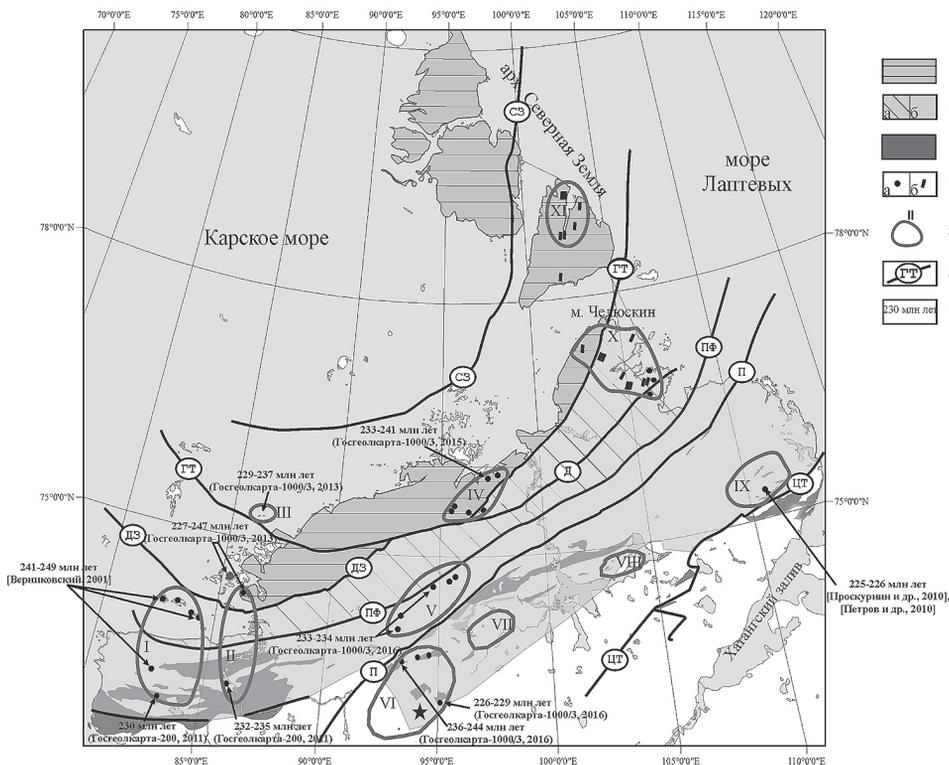


Рисунок. Ареалы развития ранне-позднетриасовых малых интрузий на схеме тектонического районирования Таймыро-Североземельского региона.

1 – Северотаймыро-Североземельская тиманско-раннекаледонско-герцинская складчатая система (Северо-Карский микроконтинент по [1]); 2 – Таймырская байкальско-герцинско-раннекимерийская складчато-надвиговая система с Центрально-Таймырской (а) байкальско-герцинской и Быррангской (б) герцинско-раннекимерийской складчатыми мегазонами; 3 – триасовые стратифицированные образования; 4 – триасовые малые интрузии: а – штоки, б – дайковые тела, звездочкой показаны алмазоносные альнеиты); 5 – ареалы малых интрузий: Моржовско-Убойнинский (I), Нижнепясинский (II), Скот-Гансеновский (III), Беспмятнинский (IV), Верхнетарейский (V), Аятаринско-Дикарабигайский (VI), Фадьюкудинский (VII), Южнореченский (VIII), Восточнотаймырский (IX), Челюскинский (X), Ахматовский (XI); 6 – главные разломы: СЗ – Главный Североземельский, ГТ – Главный Таймырский, ДЗ – Диабазовый, ПФ – Пясино-Фаддеевский, П – Пограничный, ЦТ – Центрально-Таймырский; 7 – данные U-Pb датирования, в скобках литературный источник

образуют одиннадцать ареалов развития, вне зависимости от тектонического строения территории (рисунок).

Для ранне-позднетриасового магматизма на раннем этапе типично становление массивов шрисгеймит-феррогаббро-монцонитовой формации (250–245 млн лет), сопровождающихся дайковыми роями умереннощелочного габбродолеритового и плагиоверлит-габбродолеритового состава. Завершается магматизм формированием лав трахиандезит-трахитового состава (236–245 млн лет), кольцевых штоков (площадью до 5 км²) монцогаббро-сиенит-граносиенитового (237–244 млн лет), бостонитового и нефелин-сиенитового состава, даек и трубок взрыва лампроитов и алмазонасных альнеитов (226–229 млн лет), лапрофиров камптонит-мончикитового ряда, линейных дайкообразных и флюидно-эксплозивных брекчиевых тел Sr-Ba коровых карбонатитов (219–238 млн лет).

С начальных стадий изучения сложилось несколько представлений об их происхождении. Одни (В.С. Соболев, 1937; В.А. Вакар, 1962) считали малые интрузии умереннощелочного и щелочного рядов продуктами дифференциации базитовой «трапповой» магмы и выделяли их в самостоятельные фазы. Другие (А.М. Даминова, 1956) отводили ведущую роль в происхождении данных пород процессам ассимиляции (А.М. Даминова, 1956), анатексиса (В.В. Золотухин, 1990) вмещающих пород, процессам щелочного постраппового метасоматоза (С.А. Гулин, 1970). Впервые рассматриваемые образования в качестве самостоятельной посторогенной «формации малых интрузий» раннего мезозоя выделены М.Г. Равичем и Л.А. Чайкой [6].

Первые U-Pb датировки цирконов (241–249 млн лет) и результаты изотопно-геохимических исследований [1], полученные для сиенитовых интрузий Западного Таймыра, позволили отнести их к гранитоидам А-типа раннего триаса и связать с гибридным характером происхождения родоначальных мантийных магм в результате проявления Сибирского суперплюма (по [2]).

На Восточном Таймыре при изучении «коровых» карбонатитов [4, 5], в ассоциации с ними установлен ареал линейных соскладчатых и постскладчатых интрузий монцоферрогабродолерит-сиенит-граносиенитового состава. Локальный U-Pb (SIMS SHRIMP) анализ цирконов позволил оценить возраст становления рассматриваемых пород в интервале 238–219 млн лет – на границе среднего и позднего триаса. Основная роль в их формировании отводилась Таймырскому мантийному горячему пятну Фадьюкудинско-Котуйской гравимагнитной кольцевой структуры, связываемому нами (по [3]) с началом распада Пангеи.

Особое место в рассматриваемых ареалах малых интрузий занимают кольцевые массивы, образованные ассоциацией пород от монцогаббро,

монцогаббродиоритов, монцонитов до сиенитов и граносиенитов, характеризующихся отрицательными геохимическими Ti и Ta-Nb аномалиями надсубдукционного генезиса. В формационном отношении они принадлежат габбро-монцонит-сиенитовой формации (по Ю.А. Кузнецову, 1964), в соответствии с классификацией Л.В. Таусона (1977) отвечают латитовому геохимическому типу гранитоидов. Близкого типа монцонитоиды описаны в Британской каледонской провинции как высоко-Ba-Sr гранитоиды [8 и др.]. В последнее время к ранее выделявшимся стандартным типам гранитоидов (M-, I-, S- и A) добавился новый шошонитовый (SH) петрогенетический тип [9 и др.]. Важно, что большинством исследователей этих гранитоидов они относятся к поздне- или постколлизийным [8, 9 и др.].

Полученный возраст формирования шошонит-латитовых интрузий Таймыра в 245–233 млн лет ($T_{2,3}$), как и средне-позднетриасовых массивов северного края Сибирской платформы (Болгохотский, Колка-Лонгохотский массивы) близок возрасту проявления главной фазы раннекиммерийской складчатости в горах Бырранга.

Таким образом, варианты регрессивной стадии развития Сибирского суперплюма или горячее пятно Таймыра (начало распада Пангеи) не могут объяснить раннекиммерийский орогенез и шошонит-латитовый магматизм на Таймыре, разделивший кольцевую глубинную структуру на две части, одна осталась в пределах контура современной Сибирской платформы совместно с карбонатит-щелочноультраосновными кольцевыми интрузиями Маймеча-Котуйской провинции, другая – «просвечивает» своим «пестрым» магматизмом сквозь складчатые раннекиммерийские структуры гор Бырранга. Видимо, требуются дополнительные варианты палеогеодинамических реконструкций контуров Пангеи (Северо-Сибирской части) и Палеопацифики на позднеперско-раннетриасовое время с трапповым (суперплюмовым) магматизмом и средне-позднетриасовое, сопровождающееся коллизийным орогенезом и становлением, в частности, интрузий шошонит-латитовой серии. Последние процессы могут быть объяснены с позиций скольжения окраинноконтинентальных литосферных плит [7], приводящего к косой коллизии в средне-позднетриасовое время с параллельно проявленным пестрым магматизмом – результатом деятельности горячего пятна Таймыра.

Литература

1. Верниковский В.А., Пиус В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // ДАН. 2001. Т. 380, № 1. С. 87–93.

2. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
3. Кравченко С.М., Хаин В.Е. Глобальные структуры литосферы и мантийная конвекция / ДАН. 1996. Т. 347. № 3. С. 368–371.
4. Петров О.В., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Мозолева И.Н., Лохов К.И., Толмачева Е.В., Петрушков Б.С., Багаева А.А. Раннемезозойские карбонатиты Восточного Таймыра // Регион. геология и металлогения. 2010. № 44. С. 5–22.
5. Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Гавриш А.В., Падерин П.Г., Мозолева И.Н., Петрушков Б.С., Багаева А.А. Раннемезозойский пояс карбонатитов полуострова Таймыр // Литосфера. 2010. № 3. С. 95–102.
6. Равич М.Г., Чайка Л.Г. Малые интрузии хребта Бырранга // Труды НИИГА. Л., 1959. Т. 88. 148 с.
7. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 1. С. 32–37
8. Fowler M.B., Henney P.J. Mixed Caledonian appinite magmas: implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis // Contrib. Miner Petrol. 1996. Vol. 126. P. 199–215.
9. Jiang Y.-H., Liu Z., Jia R.-Y., Liao S.-Y., Zhou Q., Zhao P. Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis // Lithos. 2012. Vol. 134-135. P. 146–162.

В.Н. Пучков¹

Значение Международной наземной опорной системы отсчета (ITRF) для актуогеодинамики

Дан анализ значения Международной геодезической системы отсчета для современной геодинамики. Международная наземная опорная система отсчета ITRF2014 (The International Terrestrial Reference Frame) [1, 2] представляет собой наиболее точную глобальную систему, которая позволяет определять положение любой станции относительно центра тяжести Земли с точностью до 1 мм/год в любое время и в любом месте на Земле. ITRF постоянно уточняется международной службой IERS (International Earth Rotation and Reference Systems Service) с использованием четырех методов космической геодезии: VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Laser Ranging), DORIS (Doppler Orbitography Radiopositioning

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; puchkv@ufaras.ru

Integrated by Satellite) и GNSS (Global Navigation Satellite Systems). Из них GNSS является наиболее эффективной. International GNSS Service (IGS) в настоящее время представляет собой глобальную сеть станций, аналитических центров и групп, объединенных в единую систему. К таким мощным системам как GPS и GIONASS присоединились Galileo, BeiDou, the Quasi-Zenith Satellite System, the Indian Regional Navigation Satellite System и различные вспомогательные системы, использующие спутники. Суммированные результаты работы всех этих служб периодически публикуются (ITRF2008 опубликована в 2011, а ITRF2014 – 2016 году, и их материалы находятся в свободном доступе). Эти данные чрезвычайно важны для актуогеодинамики при отслеживании ко- и постсейсмических деформаций, постгляциальных движений земной поверхности и других перемещений изостатической природы, для изучения механизма и разработки методов предупреждения цунами, отслеживания движений, связанных с вулканизмом и др. Но наиболее важна для геодинамики схема горизонтальных скоростей движения сайтов. Появившись позже, чем были сформулированы представления глобальной тектоники в виде плейт- и плюм-тектоники, она прекрасно их подтверждает. Эта схема находится в хорошем соответствии с представлениями о литосферных плитах и векторах их дрейфа. При этом выясняется, что зоны межплитных деформаций также могут дрейфовать, и в этом случае возникновение зоны субдукции или COX обуславливается относительной скоростью плит (отставанием или опережением одной плиты относительно другой). Более слабые различия векторов внутриплитных движений могут указывать на наличие внутриплитных деформаций. Прекрасно документируется правосторонний сдвиг на северной границе Североамериканской плиты (разлом Сан Андреас). Схема демонстрирует также корректность теоремы Эйлера, утверждающей о том, что движения плит по земной сфере могут быть описаны как вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы (это одно из базовых положений плейт-тектоники). При этом схема отчетливо показывает, например, что Северная Евразия вращается по часовой стрелке, а Северо- и Южноамериканская плиты – против часовой. Наконец, сравнение этой схемы и расположения вулканических цепочек с регулярной возрастной прогрессией (time-progressive chains), порождаемых взаимодействием движущихся плит и относительно стабильных плюмов, а также с особенностями полосовых магнитных аномалий океанического дна [3, 4] указывает на то, что направления горизонтальных движений плит, выявляемые в настоящее время, довольно консервативны, и в большинстве случаев сохраняются в течение десятков млн лет, хотя имеются и исключения.

Литература

1. Altamimi Z., Collilieux X., Métivier L. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame // J. Geod. 2011. Vol. 85. P. 457–473. DOI 10.1007/s00190-011-0444-4
2. Altamimi Z., Rebischung P., Métivier L., Collilieux X. Review of the IGS Contribution to the ITRF. IGS Workshop, Paris, 3–7 July, France, 2017 <http://www.igs.org/assets/pdf/W2017-PY09-01%20-%20Altamimi.pdf>
3. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. 2-е изд, испр. и доп. М.: КДУ, 2005, 560 с.
4. Пучков В.Н. Схема регулярных вулканических цепей Земли // Геол. сборник ИГ УНЦ РАН. № 8. С. 25–30.

Е.В. Пушкарев¹

Лерцолиты орогенного типа в меланже Главного уральского разлома (первые данные)

Урал является одной из крупнейших офиолитовых провинций мира [2, 6]. Офиолитовые комплексы, сохранившие состав и внутреннюю структуру блоков мантийных перидотитов, расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и вулканогенных серий, приурочены к шовным структурам, наиболее значимой из которых является зона Главного уральского разлома (ГУР). Зона ГУР рассматривается исследователями как след палеосубдукционной зоны, по которой в позднем палеозое произошла коллизия и аккреция островодужно-океанических комплексов с краем Восточно-Европейской платформы. Перидотитовые комплексы, расположенные в этой зоне или те, для которых предполагается, что она является корневой, можно разделить на два типа: 1) сильно-деплетированные дунит-гарцбургитовые с незначительным развитием лерцолитов, 2) слабо деплетированные лерцолитовые массивы. Дунит-гарцбургитовые комплексы часто сопровождаются представительными мафит-ультрамафитовыми сериями и существенными объемами даек и эффузивов, что соответствует модели строения офиолитов. Напротив, лерцолитовые комплексы имеют сильно редуцированные габбро-перидотит-пироксенитовые серии и, как правило, отсутствие генетически связанных эффузивов. Эти обстоятельства лежат в основе дискуссии о природе лерцолитовых комплексов

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН (ИГГ УрО РАН), Екатеринбург, Россия; pushkarev.1958@mail.ru

зоны ГУР, в которой обсуждаются две альтернативные модели. Часть исследователей считают лерцолитовые массивы фрагментами умеренно деплетированных мантийных реститов [6, 11 и др.], сформировавшихся в процессе развития Уральского палеоокеана. Другая часть геологов отстаивает сублитосферный источник лерцолитов и связывает их формирование с рифтогенными процессами на Восточно-Европейском палеоконтиненте или его окраине [3]. Пространственная ассоциация некоторых лерцолитовых массивов Южного Урала с высокобарическими гранатовыми породами [4] нельзя рассматривать как доказательство сублитосферной природы перидотитов, так как не доказана их генетическая связь. Более того, образование некоторых типов гранатовых метабазитов рассматривается как результат высокобарического метаморфизма офиолитовых габбро [10]. Более убедительным является отсутствие прямых геохимических доказательств сходства вещества уральских лерцолитов с перидотитами субконтинентальной мантии. Все уральские лерцолиты характеризуются деплетированным составом, что свидетельствовало об их офиолитовой природе [6, 11].

При изучении зоны серпентинитового меланжа ГУР в 1 км к юго-западу от д. Бурангулово в Башкирии, впервые были обнаружены породы, которые могут быть сопоставлены с орогенными лерцолитами сублитосферной мантии. Совместно с ними в строении меланжа принимают участие гранатовые пироксениты и метабазиты, амфиболиты, базальты и кремни с девонскими конодонтами [1, 4]. Цемент меланжа выполнен брекчированными серпентинитами песчано-гравийной размерности.

Лерцолиты имеют крупнозернистую порфиروкластическую структуру. Модальный состав породы: оливин – 60–65%, ортопироксен – 20–25%, клинопироксен – 8–12%, хромшпинелид менее 1%. Отмечается амфибол. Степень серпентинизации составляет, в среднем, около 60%. По петрохимическим характеристикам лерцолит Мк202 соответствует мантийному тренду, отличаясь от состава примитивной мантии пониженными содержаниями Al_2O_3 и CaO , что связано с сильной серпентинизацией пород. Магнезиальность лерцолита 0.93 несколько превышает этот параметр для орогенных лерцолитов и, вероятно, определяется сильной серпентинизацией пород (табл.). Клинопироксен характеризуется высокими содержаниями $Al_2O_3 = 5-7\%$, $Cr_2O_3 = 1-1.5\%$ и $Na_2O = 1.5-2.2\%$ и по этим параметрам полностью соответствует клинопироксенам из орогенных лерцолитов массива Ронда (Испания) или Забаргад в Красном море (рис. 1) [9, 8]. Ортопироксен обладает высокими содержаниями $Al_2O_3 = 4-6\%$ и умеренными CaO около 0.5%. Хромшпинелид в проходящем свете имеет винно-желтый цвет и обладает высоким $Al_2O_3 = 55-59\%$ и низким

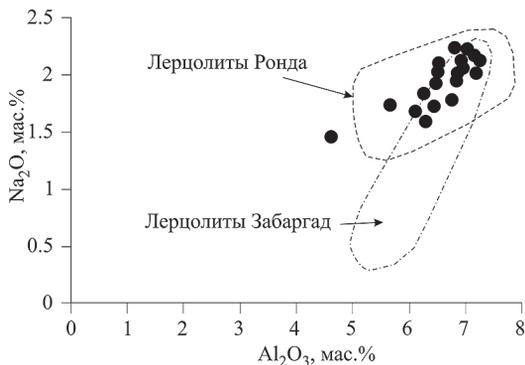


Рис. 1. Состав клинопироксенов из лерцолитов меланжа ГУР. Поля клинопироксенов из лерцолитов массива Ронда [9] и Забаргад [8]

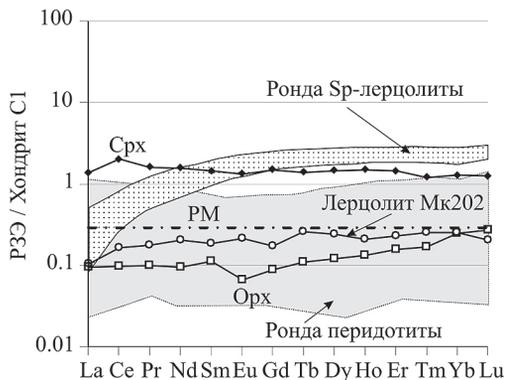
$Cr/(Cr+Al) = 0.1-0.2$, типичным для хромшпинелидов из орогенных лерцолитов [8, 9].

Состав лерцолита (Мк202) и породообразующих минералов, мас.%

Ком-ты	Лерцолит	Срх		Орх		Ol	Cr-Sp		Amph
SiO ₂	39.42	51.36	51.76	54.30	54.25	41.04	0.00	0.00	42.77
TiO ₂	0.14	0.51	0.45	0.12	0.12	0.01	0.04	0.07	1.34
Al ₂ O ₃	2.39	6.91	7.16	5.17	5.12	не оп.	55.46	59.72	15.48
Cr ₂ O ₃	0.35	1.17	1.45	0.57	0.59	0.04	13.49	7.21	1.37
FeO*	5.25	1.87	1.94	6.20	6.27	9.92	10.42	11.84	2.99
MnO	0.17	0.06	0.00	0.15	0.10	0.14	0.10	0.12	0.05
MgO	40.01	14.27	13.67	32.57	32.38	48.10	20.12	19.69	17.36
NiO	0.15	не оп.	не оп.	не оп.	не оп.	0.54	0.14	0.49	не оп.
CaO	1.80	21.18	20.97	0.53	0.50	0.01	не оп.	не оп.	11.49
Na ₂ O	0.07	2.01	2.16	0.07	0.01	не оп.	не оп.	не оп.	3.87
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	не оп.	не оп.	не оп.	0.01
ппп	10.60	не оп.							
Сумма	100.35	99.35	99.57	99.68	99.35	99.80	99.77	99.14	96.73
Mg/(Fe+Mg)	0.93	0.93	0.93	0.91	0.90	0.90	0.78	0.75	0.91

Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Ol – оливин, Cr-Sp – хромшпинелид, Amph – амфибол. FeO* – все железо в форме FeO. Анализы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН.

Рис. 2. Нормированное на стандартный хондрит распределение РЗЭ в породообразующих минералах и лерцолитах меланжа ГУР. Поля шпинелевых лерцолитов и перидотитов массива Ронда [7]



Геохимические характеристики изученных лерцолитов дают дополнительные аргументы, чтобы отнести их к орогенному типу. Нормированные на хондрит спектры распределения РЗЭ породы, Срх и Орх имеют субгоризонтальный профиль, напоминающий распределение РЗЭ в примитивной мантии и перидотитах Ронда (рис. 2).

Полученные данные свидетельствуют, что обнаруженные в меланже ГУР лерцолиты относятся к перидотитам орогенного типа, принадлежащих sublitosферной мантии. Появление подобных ультрамафитов в структуре складчатого пояса может быть связано с внедрением мантийного диапира в зону разрыва слэба после отмирания Губерлинской островной дуги ордовикского возраста [4, 5]. С этим процессом мы связываем также проявления магматического андерплейтинга и внедрение мафит-ультрамафитовых интрузий восточно-хабарнинского и молостовского комплексов в Сакмарской зоне на Южном Урале. Это первая находка орогенных лерцолитов на Урале, которая позволяет предположить, что их участие в строении и эволюции складчатого пояса может быть существенным.

Работа поддержана грантом РФФИ № 19-05-00866 и Госбюджетной темой № 0393-2016-0016.

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. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
3. Краснобаев А.А., Русин А.И., Русин И.А., Бушарина С.В. Цирконы, цирконвая геохронология и вопросы петрогенезиса лерцолитовых массивов Южного Урала. // Геохимия. 2011. № 5. С. 506–522.

4. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Белова А.А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования. // Литосфера, 2010. № 5. С. 101–133.

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

6. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // М.: ГИН АН СССР, 1987. 246 с.

7. Bodinier J-L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. Treatise on Geochemistry. Vol. 3.4, Elsevier, 2014, pp. 103–167.

8. Bonatti E., Ottonello G., Hamlyn P.R. Peridotites from the Island of Zabargad (St. John), Red Sea: Petrology and Geochemistry. // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. № B1. P. 599–631.

9. Obata M. The Ronda peridotite: Garnet-, spinel- and plagioclase –lherzolite facies and P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion // J. Petrol. 1980. V. 21, № 3. P. 533–572.

10. Scarrow J.H., Spadea P., Cortesogno L., et al. Geochemistry of garnet metagabbros from the Mindyak ophiolite massif, Southern Urals // Ophioliti. 2000. V. 25, № 2. P. 103–115.

11. Spadea P., Zanetti A., Vannucci R. Mineral chemistry of ultramafic massifs in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Paleozoic ophiolites of the Uralian Ocean // Ophiolites in Earth History. Geol. Soc. London. Spec. publ. 2003. V. 218. P. 567–596.

**Е.В. Пушкарев¹, И.А. Готтман¹, А.В. Рязанцев²,
В.С. Каменецкий³**

Анкарамитовый магматизм в истории геологического развития Урала

Введение. Анкарамиты – обогащенные клинопироксеном вулканические горные породы, обладают высоким $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 1\text{--}1.5$, в то время как большинство мантийных субстратов и магм обладают хондритовым $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8$. Совокупность полученных данных свидетельствует, что расплавы анкарамитового типа следует рассматривать как один из особых видов примитивных мантийных магм. Петрологические расчеты и

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН (ИГГ УрО РАН), Екатеринбург, Россия; pushkarev.1958@mail.ru

² Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

³ Университет Тасмании, Хобарт, Австралия

эксперименты показали, что ультраосновные расплавы с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ невозможно получить в результате плавления лерцолита, пиролита и т.п., так как эти расплавы сохраняют мантийное отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8$. Высоко-Са расплавы были получены при плавлении верлитов или карбонатизированных перидотитов [13, 14]. Следовательно, присутствие анкарамитов или генетически связанных с ними пород является индикатором верлитового состава мантии.

Дифференциация анкарамитов определяется фракционированием оливин-клинопироксеновой котектики без участия плагиоклаза, что может обеспечивать формирование серии пород – дуниты, клинопироксениты, тылаиты, горнблендиты. Это позволяет рассматривать анкарамиты как родоначальный расплав для дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа.

На Урале ультрамафиты и базиты анкарамитового типа формируются почти на всем протяжении эволюции складчатого пояса от архея до верхнего палеозоя включительно.

Архейские анкарамиты (израндиты) александровского комплекса на Южном Урале образуют серию небольших блоков среди амфиболитов и клинопироксенитов горы Карандаш [2, 5, 10]. Возраст вмещающих пород оценивается как верхнепротерозойский. Все породы претерпели длительную трансформацию в палеозойское время. Название «израндиты» породы получили благодаря первым исследователям, обратившим внимание на необычную структуру и состав этих пород. По данным [4] возраст протолита израндитов равен 2696 млн лет. По данным [15] получены более древние оценки возраста – 3512 млн лет.

В минеральном составе пород резко преобладает клинопироксен (60–70%). Межзерновое пространство выполнено зернами оливина (10–18%) и ксеноморфным, интерстициальным плагиоклазом (<10%) [2]. Большое содержание клинопироксена и высокое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$ свидетельствует о принадлежности пород к анкарамитовой группе. По геохимии израндиты обладают сходством с тылаитами и клинопироксенитами Платиноносного пояса Урала.

Протерозойские клинопироксениты уфалейского комплекса на Южном Урале образуют вытянутое в меридиональном направлении тело протяженностью около 4 км и видимой мощностью 0.4–0.5 км, залегающее среди переслаивающихся гнейсов и амфиболитов егустинской свиты Западно-Уфалейской зоны. Ранний парагенезис представлен субкальциевым клинопироксеном и оливином, а поздний – крупными пойкилокритами ортопироксена и интерстициальным плагиоклазом. Базис пород сложен клинопироксеном, оливином, коричневым керсутитом, титанистым хромитом и сульфидами. По структуре и составу клинопи-

роксениты уфалейского комплекса похожи на архейские пироксениты и израндиты александровского комплекса. Они обладают высокими отношениями $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 4$ и имеют сходные геохимические характеристики с клинопироксенитами Платиноносного пояса Урала. Возраст пород составляет 1651 ± 47 млн лет [3].

Платиноносный пояс Урала (ППУ) является крупнейшей геологической структурой, вмещающей дунит-клинопироксенит-габбровые комплексы Урало-Аляскинского типа [1]. Он протянулся более чем на 900 км вдоль 60-го меридиана. В составе ППУ установлено 14 мафит-ультрамафитовых массивов площадью от нескольких десятков до нескольких сотен квадратных километров. В структуре пояса доля дунитов не превышает 10%, тылаиты и клинопироксениты составляют около 40% и разнообразные габброиды около 50%. Для формирования таких объемов клинопироксенитов необходимо, чтобы расплав был способен фракционировать огромное количество клинопироксена без участия плагиоклаза. Таким свойством обладают анкармиты, петрохимическим аналогом которых в ППУ являются тылаиты. Большое количество данных по абсолютному возрасту пород ППУ охватывают интервал от архея до каменноугольного периода. Но наиболее вероятно проявление двух возрастных этапов формирования ультраосновных серий – вендско-кембрийского (570–540 млн лет) и силурийско-раннедевонского (440–410 млн лет) [6, 8]. Все породы ППУ, независимо от их возраста, обладают типичными островодужными геохимическими характеристиками.

Восточно-хабарнинский и молостовский габбро-гипербазитовые комплексы входят в структуру крупного полигенного Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале. Оба комплекса включают в состав дуниты, клинопироксениты и габбро. Ультраосновные породы, соответствующие по минеральному и химическому составу анкармитам были установлены в обоих комплексах. Их уникальной особенностью является присутствие магнезиальных вкрапленников зонального оливина, клинопироксена и хромшпинелида. Петрогеохимические характеристики пород свидетельствуют о сходстве с однотипными породами ППУ. Формирование восточно-хабарнинского и молостовского комплексов происходило в раннем девоне [7].

Анкармиты и связанные с ними породы в вулканогенных формациях Урала. В настоящее время установлено широкое развитие эффузивных и жильных анкармитов в Присакмаро-Вознесенской зоне и в составе ирендыкской свиты среднедевонского возраста в Магнитогорской вулканогенной зоне [9]. В ирендыкской свите огромные объемы клинопироксен-порфириновых и клинопироксен-плагиоклаз-порфириновых базальтов и андезибазальтов содержат высокомагнезиальные вкраплен-

ники хромдиопсида и хромшпинелида анкарамитового типа, что свидетельствует об участии ультраосновных расплавов в образовании этих пород. Дайки анкарамитов описаны нами среди вулканитов медведевской островодужной свиты раннего девона на Среднем Урале. Анкарамиты Присакмаро-Вознесенской зоны являются наиболее примитивными высоко-Са ультраосновными эффузивами из всех известных в настоящее время. Они содержат вкрапленники высокомагнезиального хромдиопсида и хромита с включениями форстерита, энстатита и минералов платиновой группы [9, 12]. Эволюция состава минералов в эффузивных анкарамитах, в целом, совпадает с эволюцией состава минералов в ультраосновных породах из комплексов Урало-Аляскинского типа, что подтверждает идею об анкарамитовых расплавах, как родоначальных для этих комплексов.

Заключение. Приведенные данные свидетельствуют, что проявления ультраосновного высокоизвестковистого магматизма фиксируются еще на доуральском платформенном этапе архейско-протерозойского возраста, когда произошло формирование израндитов и клинопироксенитов александровского и уфалейского комплексов. Их появление свидетельствует об аномальном верлитовом составе мантии, из которой они были выплавлены. В венд-кембрийское время происходит формирование наиболее ранних дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урало-Аляскинского типа, связанных с дифференциацией анкарамитовых расплавов, но главный этап этого магматизма приходится на силур – ранний девон и совпадает по времени с максимумом островодужного вулканизма в Тагильской зоне. В девоне пик анкарамитового магматизма приходится на Южный Урал, где вначале происходит внедрение магматических пород восточно-хабарнинского и молостовского комплексов, а затем начинается активное развитие Магнитогорской островной дуги и формирование ирендыкской вулканогенной формации, значительная часть пород которой несет признаки генетической связи с анкарамитовыми расплавами. Большие объемы высоко-Са ультраосновных и основных пород, обогащенных клинопироксеном свидетельствуют об аномальном верлитовом составе палеоуральской мантии, влияние которой на состав магматитов проявляется еще в архее на доуральском платформенном этапе развития.

Работа поддержана грантом РФФИ № 16-05-00508 и Госбюджетной темой № 0393-2016-0016.

Литература

1. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
2. *Кориневский В.Г., Котляров В.А.* Минералогия плагиоклаз–оливинового клинопироксенита (израндита) Урала // Литосфера. 2009. № 4. С. 27–40.

3. Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В., Готтман И.А. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
4. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Козлов В.И., Пресняков С.Л. Цирконология израндитов (Южный Урал) // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398.
5. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей глубинной породе Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 200–209.
6. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
7. Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А. К-Аг датирование магматических комплексов Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // ДАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241–245.
8. Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Юдин Д.С., Травин А.В., Лепихина О.П. Время формирования нефелиновых тылаитов в Платиноносном поясе Урала: изотопные Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, ⁴⁰Ar-³⁹Ar и К-Аг датировки и их ограничения // ДАН. 2014. Т. 455. № 2. С. 205–209.
9. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // ДАН. 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.
10. Пыстина А.М., Пыстина С.Н., Ленных В.И. Изменения химического и минерального состава габброидов при метаморфизме (западный склон Южного Урала) // Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 41–54.
11. Della-Pasqua F.N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // The Canadian Mineralogist. 1997. Vol. 35. P. 291–312.
12. Kamenetsky V.S., Park J.-W., Mungall J.E., Pushkarev E.V., Ivanov A.I., Kamenetsky M.B., Yaxley G.M. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel-hosted inclusions in volcanic rocks // Geology. 2015. Vol. 43. № 10. P. 903–906.
13. Medard E., Schmidt M.W. & Schiano P. Liquidus surfaces of ultra-calcic primitive melts: formation conditions and sources. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2004. Vol. 148. P. 201–215.
14. Medard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // Journal of Petrology. 2006. Vol. 47. № 3. P. 481–504.
15. Ronkin Y.L., Sinderen S., Stepanov A.I., Korinevsky, Maslov A.V. The oldest magmatism of the Urals // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. М.: ИГЕМ, 2012. С. 18–20.

Новая геодинамическая модель формирования углеводородного потенциала Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна

Данные по геологии, тектонике и вещественному составу полярноуральского офиолитового обрамления Западной Сибири, анализ опубликованных материалов по ее строению и нефтегазоносности, результаты исследований синтеза углеводородов в недрах Мирового океана являются основой новой геодинамической модели формирования углеводородного потенциала Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна.

Западно-Сибирский бассейн возник на месте раннепалеозойского Палеоуральского океана, представлявшего собой, по мнению В.Е. Хаина [12], окраинное море более широкого Палеоазиатского океана. Спрединг и образование океанической литосферы в этом море, а точнее, в его задуговом бассейне, начались в позднем арениге и продолжались около 30 млн лет; бассейн был шириной не менее 600 км [5]). Во второй половине ордовика в этом бассейне начали формироваться две главные энсиматические островные дуги (северная – Тагильская, имеющая в основном силурийский возраст, и южная – Магнитогорская, датированная девоном) над зонами субдукции, наклоненными к востоку [7, 12]. В среднем девоне прекращается расширение бассейна и начинается субдукция коры его восточной части под Казахстано-Киргизский микроконтинент, а в середине позднего девона началось его закрытие и сближение Магнитогорской дуги с краем Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Связанное с закрытием бассейна надвигание системы офиолитовых аллохтонов Полярного Урала на отложения шельфа и континентального склона ВЕП произошло в раннем карбоне [7]. Аллохтоны представляют собой гигантские фрагменты древней океанической литосферы задугового бассейна, сформированной в обстановке надсубдукционного спрединга [1, 9].

Завершением палеозойской геодинамической истории рассматриваемого региона явилась коллизия Магнитогорской дуги и континента, сопровождавшаяся складчатостью, тектоническим скучиванием (максимум в C_3 – P_1), внедрением гранитных плутонов, метаморфизмом и формированием новообразованной коры континентального типа [4, 5]. Возраст этих важнейших событий, консолидировавших палеозойские комплексы на огромной территории будущего Западно-Сибирского нефтегазоносного

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; gazn46@mail.ru

бассейна, определяется как раннепермский [там же]. На рубеже перми и триаса начался этап широкомасштабного континентального рифтогенеза, в результате которого возникла сложная сеть рифтов общего субмеридионального простирания. Рифтовые грабены в раннем и начале среднего триаса заполнялись базальтами и обломочными осадками, а в позднем триасе осадконакопление стало чисто терригенным, положив начало формированию Западно-Сибирского осадочного бассейна [12]. В конце средней юры весь регион охватила начавшаяся здесь трансгрессия моря, а в самом начале мелового периода стали накапливаться обогащенные биогенным органическим веществом глинистые осадки баженовской свиты, являющиеся, по мнению многих исследователей, главным генератором нефти в мезо-кайнозойских осадочных образованиях Западной Сибири.

Имеющиеся материалы позволяют утверждать, что уникальный углеводородный потенциал Западно-Сибирского бассейна обусловлен, в основном, мощным углеводородным потоком абиогенного происхождения, возникшим за счет коровой низкотемпературной лизардит-хризотиловой серпентинизации верхнемантийных образований раннепалеозойского Палеоуральского океана (читай – задугового бассейна) в процессе диффузного сухого спрединга и глубинной высокотемпературной антигоритовой серпентинизации перидотитов в мантийных клиньях над зонами субдукции упомянутых выше островных дуг. Эти два различных типа серпентинизации наилучшим образом представлены в мантийных перидотитах офиолитовых аллохтонов Полярного Урала, обрамляющих с запада северную половину Западно-Сибирского бассейна [8, 10], а до их тектонического становления слагающих меланократовое основание бассейна. Реликты последнего занимают значительный объем среди офиолитов палеозойского фундамента Западно-Сибирского бассейна, в том числе апогарцбургитовые серпентиниты, образовавшиеся по породам мантийного дунит-гарцбургитового комплекса в надсубдукционной геодинамической обстановке [11], а также серпентиниты, представленные антигоритовыми разностями [3].

К выводам об абиогенном, глубинном, происхождении нефти Западной Сибири, как продукта ультрабазитовой мантии, ранее пришла группа уральских геологов и нефтяников [6]. На основании проведенных исследований ими был сделан вывод об ее «ультрабазитовой» геохимико-металлогенической специализации. Термодинамические расчеты и эксперименты показали, что для синтеза углеводородных систем, сходных по составу с природными, необходима температура 700–1800°K и давление 15–80 кбар на глубинах 50–240 км в верхней мантии Земли. Близкие к этим значениям параметры установлены нами для высокотемпературной

гидратации (серпентинизации) ультрабазитов в мантийном клине над зоной субдукции [10].

Мощные рифтогенные процессы, протекавшие в регионе на рубеже перми и триаса в значительной степени способствовали вторжению abiогенных углеводородных флюидов, образовавшихся в мантии Палеоуральского океана, в фундамент и в осадочные мезо-кайнозойские толщи Западной Сибири, формируя в них залежи углеводородов. Подпитка новыми порциями abiогенных газа и нефти существующих залежей в фундаменте и в чехле Западно-Сибирского бассейна продолжается и поныне.

Таким образом, в докладе представлена новая геодинамическая модель формирования углеводородного потенциала Западно-Сибирского бассейна за счет серпентинизации мантийных перидотитов раннепалеозойского Палеоуральского океана и последующей вертикальной миграции углеводородных флюидов в образования фундамента и осадочного чехла бассейна. Именно серпентинизация абиссальных перидотитов является причиной эмиссии огромных объемов водорода и метана, участвующих в abiогенном синтезе углеводородов в рифтовых зонах медленно-спрединговых хребтов и в палео- и современных надсубдукционных областях – в задуговых бассейнах и в мантийных клиньях над зонами субдукции [2, 8, 10, 13].

Литература

1. Белоусов И.А., Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Свидетельство надсубдукционной природы мантийных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива, Полярный Урал // ДАН. 2009. Т. 429. № 2. С. 238–243.
2. Дмитриев Л.В., Базылев Б.А., Силантьев С.А. и др. Образование водорода и метана при серпентинизации мантийных гипербазитов океана и происхождение нефти // Рос. журн. наук о Земле. 1999. Т. 1, № 6. С. 1–13.
3. Ерохин, Иванов К.С., Федоров Ю.Н. Офиолиты доюрского основания Южно-Октябрьской площади приуральской части Западно-Сибирского мегабассейна // 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. 80–82.
4. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Рыбалка А.В., Клец А.Г. Строение и развитие Урала и доюрского основания западной части Западно-Сибирского мегабассейна (по данным комплексных геологических и глубинных сейсмических исследований) // 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. 95–98.

5. *Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф. и др.* История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.

6. *Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. и др.* Нефть – продукт ультрабазитовой мантии Земли // Материалы третьей международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. 28 августа – 2 сентября 2009 года». 2009. Тюмень – Новосибирск. С. 200–202.

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

8. *Разницын Ю.Н., Савельева Г.Н., Федонкин М.А.* Углеродный потенциал палео- и современных надсубдукционных областей: тектонический, геодинамический, минералого-геохимический и биохимический аспекты // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 2. С. 3–16.

9. *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.

10. *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.

11. *Симонов В.А., Клец А.Г., Иванов К.С., Ступаков С.И.* Особенности эволюции мантийных палеоокеанических комплексов из фундамента Западно-Сибирского осадочного 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. 194–197.

12. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Науч. мир, 2001. 606 с.

13. *Manuella F.C., Scribiano V., Carbone S.* Abyssal serpentinites as gigantic factories of marine salts and oil // Marine and Petroleum Geology. 2018. Vol. 92. P. 1041–1055.

Рубежи эволюции мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре Азии по Rb-изотопным данным источников расплавных аномалий новейшего геодинамического этапа

Современная Земля характеризуется слоями с переменной вязкостью. Ее зарождение как планеты Солнечной системы и развитие до настоящего времени определяется датированием процессов ее силикатной (мантийной) оболочке. В региональных поверхностных структурах литосферы, доступных для прямых наблюдений, запечатлены многочисленные события, условно объединенные в геотектонические циклы (байкальский, каледонский и др.), которые, однако, не получили обоснования исследованиями состояния мантии регионов. Глобальная эволюция Земли объясняется в рамках гипотезы двухслойной мантийной конвекции, предполагающей сохранность в нижней мантии материала валовой силикатной Земли (Bulk Silicate Earth) и конвективную нестабильность верхней мантии [2]. В обосновании этой модели важную роль играет возрастание вязкости мантии сверху вниз почти на два порядка [6]. В модели переменной вязкости допускается существование промежуточного конвективного режима между одно- и двухслойной конвекцией. Нижняя мантия рассматривается как часть основной конвективной системы мантии, но ее высокая вязкость может фактически привести к длительной изоляции больших нижнемантийных ступков от быстро конвектирующей верхней мантии [5].

Вариации вязкости мантии во времени и пространстве запечатлены в открытой и замкнутой эволюции изотопных систем источников магм, извергнутых на земную поверхность. По ^{207}Rb – ^{206}Rb -вторичным изохронам вулканических пород новейшего геодинамического этапа, начавшегося около 90 млн лет назад и продолжающегося до настоящего времени, определяется пространственно-временная эволюция мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре, в котором активизировались источники расплавных аномалий, охвативших центральную и восточную части Центрально-Азиатского орогенного пояса с сопредельными частями древних платформ (Сибирской и Сино-Корейской) и выходом на востоке в ниппониды [7]. Ключевое значение имеют новые данные, по-

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

лученные авторами для вулканических пород Северо-Восточного Китая, Северного и Западного Забайкалья, Центральной Монголии [9 и др.].

Для ранней Земли показательна изотопная эволюция ураногенных свинцов по сопряженной модели Холмса–Хаутерманса и конкордии–дискордии [8]. Первичная силикатная мантия эволюционировала со времени образования Земли (4.566 млрд лет назад [3]) до 4.31 млрд лет назад по конкордии, характеризующей расплавленную Землю. В дальнейшем, при возрастании вязкости всей мантии, отторжение свинцов сменилось на эволюцию по диффузионной дискордии.

Во временном интервале 4.31–1.87 млрд лет назад верхняя континентальная мантия Восточной Азии расслаивалась, хотя извержения коматиитов свидетельствовали о поднятии горячего материала в разных регионах Земли [4]. В дальнейшем режим диффузионной дискордии сохранился только в литосфере. В подлитосферной верхней мантии вязкость резко снизилась около 1.8 млрд лет назад с прекращением расслоения по механизму обогащения–обеднения слоев. Приблизительно в это же время образовался резервуар MORB, получивший глобальное распространение и определивший тектонику литосферных плит в океанах. Последующее развитие мантии характеризовалось нарушением ее слоистости, приводившей к смешению материала разноглубинных источников.

Недифференцированный материал первичной расплавной аномалии поступал в мантию Внутренней Азии около 650 млн лет назад из вязкой нижней мантии, запечатленной 4.31 млрд лет назад. Его дифференциация фиксировалась комплементарным повышением μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) в литосфере и понижением μ в обедненном рестите. Такое же проникновение материала из вязкой нижней мантии произошло в начале новейшего геодинамического этапа в виде первичных Гобийской и Западно-Забайкальской расплавных аномалий переходного слоя [1].

Первичные расплавные аномалии переходного слоя фиксировались около 650 млн лет назад в источниках верхней мантии Внутренней Азии замыканием не только U–Pb-изотопной системы, но и Sm–Nd-изотопной системы. На новейшем геодинамическом этапе первичные расплавные аномалии переходного слоя инициировали вторичные расплавные аномалии верхней мантии по механизму потока Куэтта. По аналогии с таким развитием расплавных аномалий предполагается, что первичные расплавные аномалии рубежа рифея–венда могли инициировать вторичные вендские расплавные аномалии. Такой переход должен обозначаться латеральной сменой источников с Pb–Pb возрастом около 650 млн лет источниками более древнего (более вязкого) материала с наложенными на него короткими Pb–Pb трендами, обусловившими дисперсию точек главного направления дифференциации.

По полученным результатам обозначаются поворотные рубежи в эволюции мантии восточноазиатской части Японско-Байкальского геодинамического коридора: переход от расплавленной прото-Земли к ее вязкостному расслоению (ламинации) около 4.31 млрд лет назад и переход от режима расслоения к режиму нарушения слоистости (деламинации) около 1.8 млрд лет назад. Во внутриазиатской части геодинамического коридора обозначилась активизация первичных расплавных аномалий переходного слоя мантии около 650 и 90 млн лет назад, которая вызвала последующую нестабильность верхней мантии с развитием в ней вторичных расплавных аномалий.

Работа выполнена при финансировании РФФИ (грант 18-77-10027) в Китайско-Российском исследовательском центре Удаляньчи-Байкал по новейшему вулканизму и окружающей среде.

Литература

1. Чувашова И.С., Рассказов С.В., Йи-минь Сунь. Новейшая геодинамика Центральной Азии: первичные и вторичные мантийные расплавные аномалии в контексте орогенеза, рифтогенеза и движения-взаимодействия литосферных плит // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 45–80.
2. Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 150. P. 1–6.
3. Allègre C.J., Manhès G., Göpel C. The age of the Earth // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59, N 8. P. 1445–1456.
4. Arndt N., Leshner C.M., Barnes S.J. Komatiite. Cambridge University Press, 2008. 458 p.
5. Becker T.W., Kellogg J.B., O'Connell R.J. Thermal constraints on the survival of primitive blobs in the lower mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 171. P. 351–365.
6. Bunge H.P., Richards M.A., Baumgardner J.R. Effect of depth-dependent viscosity on the planform of mantle convection // Nature. 1996. Vol. 379. P. 436–438.
7. Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yang Chen Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8. № 3. P. 435–440.
8. Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.
9. Rasskazov S., Sun Yi-min, Chuvashova I. et al. Origin of sources for potassic rocks from Wudalianchi, Northeast China: Case study of the Longmenshan and Molabushan volcanoes // Geochimica Acta (in press)

Прогнозирование зон развития трещиноватости и неотектонические напряжения Прасковейско-Ачикулакской площади Северо-Кавказской НГП

Прасковейско-Ачикулакская площадь находится в пределах Прикумской системы поднятий на одноимённых валах – Прасковейском и Ачикулакском. Нефтеносными являются отложения хадумской свиты палеогенового возраста, которая представлена многокомпонентными кремнисто-карбонатно-глинистыми породами с высоким содержанием органического вещества – так называемая «сланцевая нефть». Продуктивность этих отложений во многом связана с трещиноватостью, которая улучшает фильтрационно-ёмкостные свойства и обеспечивает притоки флюидов. Таким образом, необходимо картировать зоны развития трещиноватости и определить геодинамические обстановки, в которых они находятся.

Зоны развития трещиноватости строились с использованием данных площадной 2D сейсморазведки, что позволило трассировать разломы как по латерали, так и по вертикали. Как правило, учитывались протяжённые нарушения субвертикальной направленности. Преобладают разломы северо-восток–юго-западной ориентировки, а также меридиональные и широтные разломы.

Для пород хадумского горизонта Ачикулакского вала, в пределах которого расположены Прасковейская и Ачикулакская площади, характерна слабая тектоническая нарушенность. В отличие от интенсивно дислоцированных пород фундамента, в породах осадочного чехла палеогенового возраста практически не отмечаются не только дизъюнктивные, но и пликативные нарушения. В основном, оси флексурно-разрывных нарушений отмечаются в западной и восточной частях полигона исследований, центральная же часть практически не нарушена.

В постхадумских отложениях отмечаются дизъюнктивные нарушения: наложенные структуры, имеющие внутрiformационные надвиги. Они образовались, вероятно, во время тектонической активизации Кавказа, так как наклонные разломы, по которым и происходят надвиги, находят отражение только в вышележащих породах.

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

² РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия; rakhmatullina.a@gubkin.ru, sabirov.i@gubkin.ru

Площадь месторождений Прасковейское и Ачикулакское с севера ограничена разломной зоной субширотного простирания (А), с запада – разломными зонами субмеридионального простирания (В) и северо-восток–юго-западного простирания (Б), с востока – разломной зоной субмеридионального простирания (Д).

Южная граница чётко не прослеживается. Помимо основных разломных зон, в пределах Прасковей-Ачикулакской площади также прослеживаются разломы субмеридионального и субширотного простирания, которые делят изучаемую территорию на три крупных блока – западный, восточный и центральный. Как уже говорилось выше, блоки характеризуются различной нарушенностью разломами: так, центральный блок практически не нарушен, западный и восточный блоки отличаются интенсивной нарушенностью.

Необходимо охарактеризовать (упомануть) узлы повышенной трещиноватости 1–4 и уже далее говорить об узлах 5–7.

Также на северо-западе полигона исследований выделяется Прасковейский узел повышенной трещиноватости (5), а на западе – Виноградный узел (6) и Стародубский узел (7). Эти узлы являются наиболее перспективными для развития коллекторов трещинного типа.

Что касается полей напряжений, то поле напряжений 1-го ранга формируется преимущественно при северо-восточной ориентации оси сжатия и, по определению, СЗ ориентировке оси растяжения в горизонтальной плоскости.

Сложное сочетание разноориентированных и разномасштабных сдвигов позволило выделить сектора локального сжатия и растяжения [3]. Сектора растяжения наиболее проницаемы и (при прочих равных геологических условиях) они более благоприятны для накопления углеводородов.

Необходимо отметить, что Прасковейское месторождение расположено в секторе растяжения, сформированном на пересечении широтного и северо-восточного разломов 1-го ранга.

В западном и восточном блоках формируются преимущественно обстановки растяжения, тогда как в центральном блоке – обстановки сжатия.

Данные опробования скважин площадей Прасковейское, Журавское и Ачикулакское косвенно подтверждают зависимость наличия притоков флюидов от распространения наиболее перспективных зон развития трещинных коллекторов.

Использование комплекса геолого-геофизических данных с учётом данных новейшей геодинамики позволяет выделить зоны, перспективные для развития коллекторов трещинного типа.

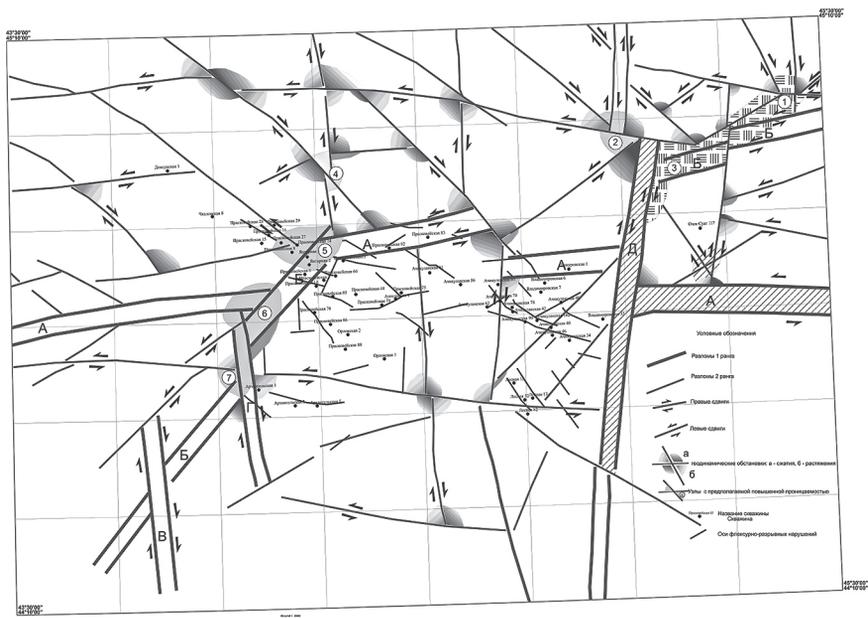


Рисунок. Области развития трещиноватости с учётом их геодинамического состояния

Подобного рода коллекторы приурочены к зонам сгущения осей флексурно-разрывных нарушений, выделенных по сейсмическим данным, а также зонам сгущения линеаментов, выделенных по данным космодешифрирования. Участки совпадения наибольших плотностей линеаментов и флексурно-разрывных нарушений представляются наиболее перспективными для развития коллекторов трещинного типа, а при удалении от зон сгущения вероятность нахождения трещинных коллекторов уменьшается [1, 2].

Анализ современного геодинамического состояния изучаемой территории позволяет выделять области, в которых трещинная составляющая коллекторов находится в состоянии растяжения, что способствует движению флюидов по ним. Зоны сжатия могут быть рискованными для нахождения трещин в раскрытом состоянии (рисунок).

Литература

1. Рахматуллина А.С. Условия формирования и закономерности распространения коллекторов нефти и газа в отложениях хадумской и баталпашинской свит Восточного Предкавказья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, М., 2018. 24 с.

2. Постников А.В., Милосердова Л.В., Варов Ю.Е., Рахматуллина А.С., Сабиров И.А. Методика выделения зон развития трещинных коллекторов в хадумских отложениях Восточного Предкавказья по комплексу геолого-геофизических данных // Геофизика. 2016. № 6. С. 53–61.

3. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.

Ю.Л. Ребецкий¹

Является ли общемантийная конвекция источником движения литосферных плит?

Современные представления о механизме движения литосферных плит базируются на взглядах о возможности возникновения общемантийной тепловой конвекции (ТМК). На основе идеи ТМК была сформулирована концепция взаимосвязи зон спрединга и субдукции. По Дж. Вилсону [5] восходящий горячий мантийный поток приводит к расхождению континентальной литосферы, формированию океанского рифта и разрастанию за счет кристаллизации из астеносферного расплава новой океанской литосферы (спрединг). В процессе эволюционного развития более тяжелая океанская литосфера увеличивает свою мощность, что приводит к появлению на границе с континентальной литосферой скальзывающих напряжений. Эти напряжения вместе с давлением в литосферной плите, обусловленным соскальзыванием под действием силы тяжести с возвышенности срединно-океанического хребта (СОХ), создают условия для формирования субдукции. Погружающаяся в мантию литосферная плита (слэб) на глубинах более 100 км претерпевает метаморфические преобразования и уплотняется, что создает в ней отрицательную плавучесть, которая определяет возникновение в слэбе сил затягивания, ускоряющих процесс субдукции. Таким образом, *активные силы* находятся не в океанской литосферной плите, а холодном слэбе (сила тяжести) и в аномально разогретой астеносфере зоны спрединга – восходящей ветви конвекции (силы плавучести).

Неподтвержденные гипотезы ТМК. Уже при рождении теории новой глобальной тектоники стали появляться факты, ставящие под сомнения те или иные ее положения. В частности, выяснилось, что скорости

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

движения литосферных плит зависят не от их площади и не от протяженности СОХ, а от наличия большой доли в общем протяжении границ плиты зон субдукции. Это поставило под сомнение факт астеносферных течений как движущих сил литосферных плит, было предположено в качестве активной движущей силы, перемещающей плиты, считать отрицательную плавучесть их краев в зонах *Беньофа* [2]. Об отсутствии давления со стороны СОХ говорили и единичные данные о механизмах очагов типа сбросов в коре Тальвега Океанского Желоба (ТОЖ). Их первоначально связывали с растяжением, вызываемым изгибом погружающейся океанической литосферы. Но более точные данные о положениях гипоцентров землетрясений, получаемые для японской сейсмофокальной области после установки дополнительных сейсмических станций на малых островах континентального склона, показали, что данные о землетрясениях с механизмами очагов типа сброс располагаются в океанской литосфере к востоку от ТОЖ там, где изгиба плиты еще нет. Кроме того, гипоцентры этих землетрясений частично попадают на относительно большие глубины до 30–50 км. Таким образом, давление со стороны СОХ как активную силу и механизм, определяющий возникновение субдукции, с высокой долей вероятности можно исключить. Новые данные о строении мантии, полученные по результатам сейсмической томографии в конце прошлого и начале этого века [1, 6], показали, что под Африканским рифтом имеется суперплюм (LLSVP), что соответствует концепции Вилсона о начале формирования зоны спрединга. Также суперплюм имеется в зоне Тихоокеанского спрединга. Однако анализ всех данных показывает [9], что расположение зоны спрединга над суперплюмом – скорее, исключение, чем правило. На профиле вдоль Срединно-Атлантического Хребта «горячие» области под большей частью зоны спрединга, выраженные на уровне литосферы и верхов астеносферы, исчезают на глубинах ~200–300 км. Плавление, происходящее на малых глубинах верхней мантии зон спрединга, не связано с плюмами, оно является реакцией на растяжение из-за расхождения плит.

Также сложно доказать, что выявленные суперплюмы являются восходящими ветвями термогравитационной конвекции. Плотность слоя D'' вблизи его внешних границ определяется плотностью постперовскита, и поэтому она выше плотности окружающей мантии на 2–3% [3]. Вдоль верхней кромки суперплюмов идет зарождение узких каналов термомических плюмов, передающих в верхнюю мантию тепло, без значимого перемещения вещества, поэтому, в нижней мантии отсутствует восходящая ветвь конвекции.

С другой стороны, сейсмотомография показала [4], что многие положительные аномалии скорости в зонах субдукции на глубинах *переходной*

зоны мантии (ПЗМ – 400–700 км) имеют латеральное простирание в сотни–первые тысячи километров. Субдуцирующая литосфера выполаживается, формируя стагнент-блоки. Также существуют субдуцирующие блоки (под Южной Америкой, Индонезией и южной окраиной бассейна Фиджи), проходящие субвертикально в нижнюю мантию. Наличие стагнент-блоков большой протяженности ставит вопрос об источнике сил, определяющих механизм их формирования. Стагнент-блоки не позволяют рассматривать субдуцирующие литосферные плиты как простую нисходящую ветвь термогравитационной конвекции. Конечно, погружающиеся плиты представляют собой фактор, приводящий к охлаждению, но прежде всего верхней мантии. Лишь после длительной фазы задержки и латерального смещения в ПЗМ стагнент-блок опускается в нижнюю мантию, также охлаждая ее.

Альтернативный механизм тектоники литосферных плит. В работах [7, 8] было предложено возвратиться назад к идеям А. Вегенера и искать силовой фактор воздействия на литосферные плиты, связанный с гравитационным полем Земли. Для этого предлагается использовать явление субрегиональной (масштаб усреднения 200–300 км) и региональной (масштаб усреднения 500–1000 км) негидростатичности Земли. Такой подход стал возможен относительно недавно, после уточнения высот поверхности Земли по данным спутниковой геодезии (GPS-наблюдения) и создания уточненного референс эллипсоида WGS-84.

Предлагается оценивать малую горизонтальную (в топоцентрической системе координат) компоненту массовых сил исходя из расхождения уровневой поверхности потенциала силы тяжести и поверхности Земли, усредненных в субрегиональном и региональном масштабах. Основой такой интерпретации негидростатичности Земли является гипотеза о выполнении условия гидростатичности только на глубинах переходного слоя верхней мантии. Мощность литосферы предполагается квазипостоянной в пределах отдельных плит и определяется глубиной термической кровли астеносферы – 1300 град. В литосфере передача тепла может осуществляться только кондуктивным типом, а ее породы имеют достаточно высокий предел текучести (3–5 МПа). Мощность литосферы имеет достаточно высокую степень инертности и даже при относительно высоких скоростях латеральных ее перемещений долго сохраняет свое предыдущее состояние и форму. Высотное положение ее поверхности, усредненное в региональном масштабе (500 км), отвечает не столько глубинной неоднородности самой литосферы и всей верхней мантии, сколько скорости изменения ее географического положения.

В рамках всех этих положений угловое несогласие между отвесной линией и нормалью к усредненной поверхности литосферы переносится

на ее срединную линию. Величина горизонтальных массовых сил, рассчитываемых в рамках этой гипотезы, имеет порядок $k 10^{-4}$ Г/см³. Для 20 секундного отклонения k близко 2.9 (при средней плотности литосферы 3 Г/см³) и линейно возрастает при увеличении угла. Столь низкий уровень массовых сил при этом создает на больших горизонтальных расстояниях вполне значимые горизонтальные напряжения сжатия (2.9 бар на каждые 100 километров дистанции).

Выводы. Верхняя мантия на глубинах переходной мантийной зоны (ПМЗ) близка к температуре плавления, и поэтому ее следует рассматривать как слой, кровля которого наиболее приближена к форме уровневой поверхности потенциала силы тяжести, проходящей на этой глубине. Вдоль кровли ПМЗ реализуется основная часть скольжения литосферных плит. Адиабатический градиент температуры в верхней мантии поддерживается мелкомасштабной тепловой конвекцией, которая не способна объяснить движения литосферных плит размерами в несколько тысяч километров.

В нижней мантии разница между ее температурой и температурой плавления достаточно велика (больше, чем в верхней мантии в несколько раз) и поэтому ее вещество обладает остаточным пределом текучести. В нижней мантии не происходит ТМК в классической ее форме с формированием восходящей горячей ветви. Остывание нижней мантии идет за счет кондуктивного переноса и за счет поступления в нее порций холодных литосферных блоков. Проникая относительно быстро на большие глубины и накапливаясь там (кладбища слэбов), эти блоки охлаждают мантию по глубине относительно равномерно, не позволяя сформировать наадиабатический градиент температуры. Слой Д'' концентрирует в себе наиболее горячее вещество нижней мантии, но оно из-за повышенной плотности не формирует восходящей ветви конвекции, а лишь участвует в создании малых плюмов, прорывающихся к литосфере.

Движения литосферных плит определяются явлениями планетарного характера и запаздыванием изменения формы кровли и подошвы нижней мантии по отношению к скорости суточного вращения Земли.

Работа поддержана РФФИ 17-05-01193а, 16-05-01115а и Госзданием ИФЗ РАН.

Литература

1. *Boschi L., Dziewonski A.M.* High- and low-resolution images of the Earth's mantle: Implications of different approaches to tomographic modeling // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. N B11. P. 25567–25594.

2. *Elsasser W.M.* Convection and stress propagation in the upper mantle / Ed. by Runcorn S.K. The application of modern physics to the Earth and planetary interiors. New York: Wiley, 1969. P. 223–246.

3. *Murakami M., Hirose K., Kawamura K., Sata K., Ohishi Y.* Postperovskite phase transition in MgSiO_3 // *Science*. 2004. Vol. 304. P. 855–858.

4. Processes and consequences of deep subduction / Ed. by D.C. Rubie, R.D. van der Hilst Elsevier Science, 2001. 298 p.

5. *Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // *Nature*. 1966. Vol. 211. P. 676–681.

6. *Zhao D.* Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. Vol. 146. P. 3–34.

7. *Ребецкий Ю.Л.* Оценка влияния суточного вращения Земли на напряженное состояние континентальной коры // *ДАН*. 2016. Т. 469. № 2. С. 230–234.

8. *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. С. 691–704.

9. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.* На пути к постплейт тектонике // *Вестник РАН*. 2015. Т. 85, № 7. С. 605–615.

**Е.А.Рогожин¹, В.К. Милюков², А.П. Миронов²,
А.В. Горбатилов¹, А.Н. Овсяченко¹**

Характеристики современных горизонтальных движений в зонах заметных землетрясений начала 21-го века в центральном секторе Большого Кавказа по данным GPS-наблюдений и их связь с глубинным строением земной коры

В Осетинском регионе Большого Кавказа ГАИШ МГУ совместно с рядом организаций РАН создали спутниково-геодезическую сеть, состоящую из 27 пунктов для проведения периодически повторных GPS-измерений, а также станцию непрерывных GPS-наблюдений [1, 4]. Оценка скоростей горизонтальных движений вдоль геодезического профиля, пересекающего все основные геологические структуры Большого Кав-

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

² Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга МГУ им. М.В. Ломоносова (ГАИШ МГУ), Москва, Россия.

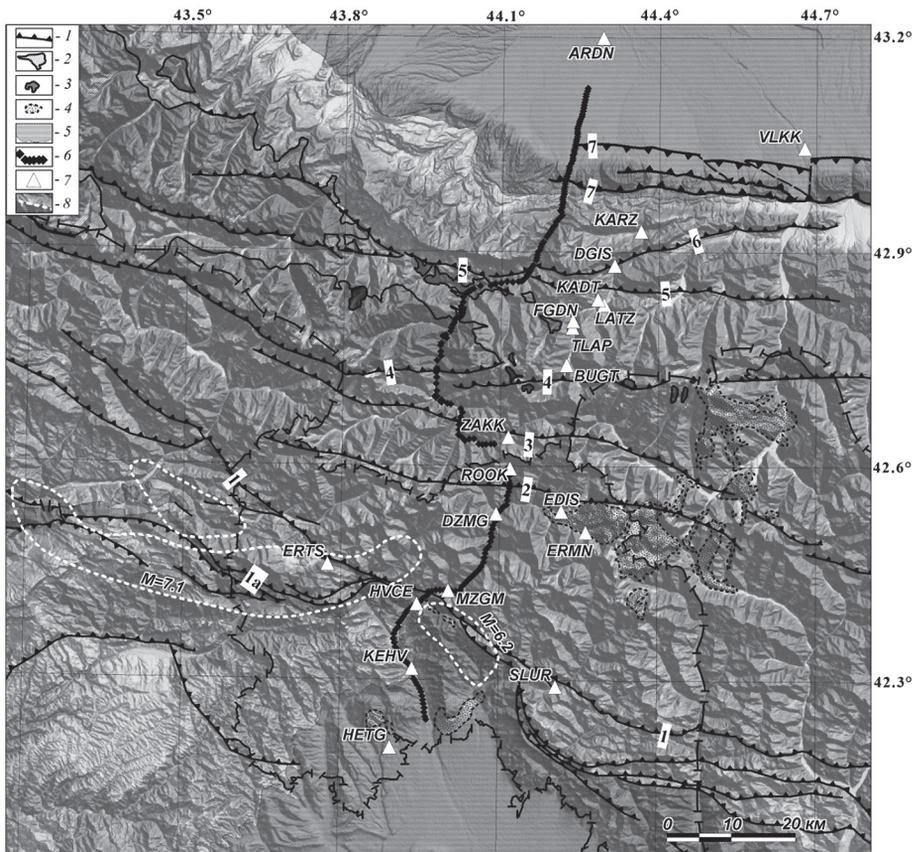


Рис. 1. Тектоническая схема района Осетинской геодезической сети [1, 4]. Кружками вынесены эпицентры землетрясений за 2010–2016 гг. по данным сейсмологической сети Северо-Осетинского филиала Единой геофизической службы РАН (<http://www.ceme.gsras.ru>).

1 – основные взбросо-надвижки; 2 – выступы кристаллического фундамента; 3 – плиоцен-четвертичные интрузии; 4 – плиоцен-четвертичные вулканиты; 5 – олигоцен-плиоценовые осадки Осетинской впадины Предкавказского прогиба, Рача-Лечхумского прогиба и Закавказской межгорной впадины; 6 – пикеты профиля микросейсмического зондирования (ММЗ) [2]; 7 – пункты и станции Осетинской геодезической сети; 8 – контуры полей сгущения афтершоков Рачинского ($M = 7.1$) и Джавского ($M = 6.2$) землетрясений.

Цифрами обозначены названия основных разломов: 1 – Кахетино-Лечхумский (Орхевский, Уцерский), 1а – южная ветвь Кахетино-Лечхумского (Почхревский); 2 – Гебско-Лагодехский; 3 – Главный Кавказский (Тибский); 4 – Адайком-Казбекский; 5 – Пуйский; 6 – Балтинский; 7 – Владикавказский

каза, выполнена впервые. Для интерпретации результатов использована тектоническая схема, составленная по данным разномасштабного геологического картирования и собственных полевых наблюдений [3]. Профиль расположен в области максимального сужения всех тектонических зон Большого Кавказа. Основные подвижные тектонические границы нахо-

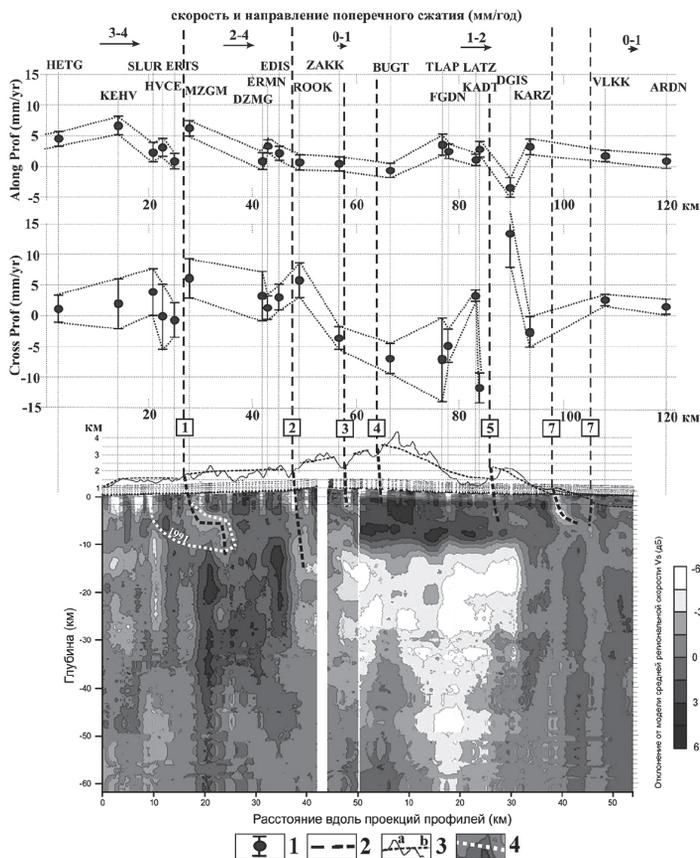


Рис. 2. Структурно-геоморфологический и геофизический профили, совмещенные с продольными (Along Prof) и поперечными (Cross Prof) проекциями горизонтальных скоростей смещений пунктов и станций Осетинской геодезической сети относительно неподвижной Евразии на профиль с азимутом 15.88°.

1 – пункты и аббревиатуры названий станций Осетинской геодезической сети; 2 – основные разломы (цифровые обозначения на рис. 1); 3 – рельеф вдоль геолого-геофизического профиля (а) и позднплиоцен-зоплейстоценовый геоморфологический уровень (б); 4 – проекция контуров поля сгущения афтершоков Рачинского и Джавского землетрясений на геолого-геофизический профиль

дят прямое и яркое отражение в современном рельефе и деформациях позднеплиоцен-эоплейстоценового геоморфологического уровня (рис. 1, 2).

Проекции горизонтальных скоростей смещений были экстраполированы на совмещенный структурно-геоморфологический и геофизический профиль вдоль долин рек Бол. Лиахва и Ардон (рис. 2). Геофизические исследования были выполнены методом микросейсмического зондирования (ММЗ) [3], который позволяет выявлять конфигурацию как субвертикальных, так и субгоризонтальных скоростных границ на глубину до 60 км. Геологические объекты со сравнительно высокими сейсмическими скоростями проявляются в микросейсмическом поле как зоны с пониженными амплитудами, и наоборот. Низкоскоростное тело, обнаруженное под самой приподнятой частью Большого Кавказа, четко коррелирует с областью максимального воздымания на позднеорогенном этапе и может быть сопоставлено с относительно легким, низкодобротным объемом земной коры, подстилающим на глубине область молодого вулканизма – Кельское плато.

На южном склоне Большого Кавказа, в зоне Кахетино-Лечхумского разлома происходит резкое изменение значений как продольных, так и поперечных проекций горизонтальных скоростей смещений. Высокие скорости горизонтального сжатия вдоль профиля (3–4 мм/год) отражают сближение Дзирульского массива и кристаллического ядра Большого Кавказа по зоне Кахетино-Лечхумского разлома. На самой приподнятой части Большого Кавказа скорости поперечного сжатия заметно сокращаются до 0–1 мм/год. Эта область к северу от Гебско-Лагодехского разлома отвечает на глубине низкодобротному, более легкому объему земной коры, оказывающему распирающее действие на все горное сооружение. На северном крыле мегантиклинория вновь наблюдается небольшое увеличение средних скоростей горизонтальных движений (1–2 мм/год) вплоть до зоны Владикавказского разлома. К северу от этой разломной зоны скорость поперечного сжатия уменьшается до 0–1 мм/год.

Важно отметить, что максимальное уменьшение поперечного сжатия зафиксировано в области наивысшего подъема к земной поверхности низкодобротного объема земной коры.

Наблюдается некоторая корреляция скоростей смещений, зарегистрированных вдоль и поперек геодезического профиля. К югу от зоны Кахетино-Лечхумского разлома, где поперечные к Кавказскому горноскладчатому сооружению движения поверхности имеют наибольшие значения, скорости поперечных смещений составляют 1–5 мм/год. Севернее, в наиболее приподнятой части мегантиклинория, где скорости современных смещений в ССВ направлении существенно сокращаются, скорости

поперечных движений, напротив, нарастают (5–15 мм/год). А к северу от зоны Владикавказского разлома поперечные относительно профиля скорости сокращаются до 1–3 мм/год.

Наличие значимых поперечных смещений поверхности обуславливает сдвиговую составляющую по крупнейшим разломам кавказского простираения. Так, при Джавском землетрясении (15.06.1991) с $M = 6.2$ по сейсмологическим (механизм очага) и геолого-геоморфологическим данным на этом участке сейсмогенерирующий Кахетино-Лечхумский разлом представляет собой левосторонний взбросо-сдвиг.

После сильнейшего Рачинского землетрясения 1991 г. с $M = 7.0$ в эпицентральной области была размещена временная локальная сеть из пяти станций GPS, которая вела регистрацию горизонтальных движений поверхности на южном склоне Большого Кавказа и на Закавказской плите на протяжении четырех лет [2]. Выяснилось, что в этот период Дзирульский срединный массив и Окрибо-Сачхерская зона Закавказской плиты смещались к северу со скоростью 4.2 ± 0.9 мм/год, а сразу к северу от Кахетино-Лечхумского разлома фиксировались смещения тектонических зон южного склона югу и юго-юго-западу со скоростями 6.8 ± 1.2 мм/год. Следовательно, в очаговой зоне землетрясения регистрировалось сокращение земной поверхности со скоростью около 1 см/год. При этом северное, кавказское крыло разлома характеризовалось существенно большей скоростью горизонтальных движений.

Как видно из приведенных данных, скорость смещений в последние годы снизилась почти вдвое, быстрые движения южного крыла мегантиклинория в южных румбах исчезли. Вероятно, это связано с тем, что сейсмическая активизация, связанная с Рачинским 1991 г. и Онийским 2009 г. землетрясениями, закончилась. В то же время, резкое снижение скоростей в зоне Кахетино-Лечхумского разлома по сути дела отвечает тенденции, зафиксированной после Рачинского землетрясения. При этом прогнозируемое ранее исследователями существенное снижение скорости горизонтальных движений по окончании афтершокового процесса полностью подтвердилось [2].

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 18-05-00641.

Литература

1. Милюков В.К., Миронов А.П., Стеблов Г.М., Шевченко В.И., Кусраев А.Г., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М. Современные горизонтальные движения основных элементов тектонической структуры Осетинской части Большого Кавказа по GPS-измерениям // Физика Земли. 2015. № 4. С. 68–80.

2. Прилепин М.Т., Баласаян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сквородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р., Рейлингер Р. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GSP технологии // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–75.

3. Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.

4. Milyukov V.K., Mironov A.P., Ovsyuchenko A.N., Rogozhin E.A., Gorbatilov A.V., Drobyshev V.N., Khubaev Kh.M., Nikolaev A.V. Velocities of Present-Day Horizontal Movements in the Central Sector of the Greater Caucasus according to GPS Observations and Their Relation to Tectonics and the Deep Structure of the Earth's Crust // Doklady Earth Sciences. 2018. Vol. 481. Pt. 1. P. 879–882.

А.В. Родионова¹, В.Н. Войтенко

Геологическое строение и структурный контроль проявлений Малтанского рудного поля (Верхне-Индигорский район, республика Саха (Якутия))

В 2014 году, в ходе работ по изучению условий локализации золото-рудной минерализации северо-западной части Тарынского рудно-россыпного узла были получены новые геолого-структурные данные, на основании которых представилась возможность уточнить предшествующие модели строения Малтанского рудного поля. Что является особенно актуальным в последнее время в связи с тем, что на данный момент в изучаемом регионе истощены запасы россыпного золота, а действующих объектов всего три: Бадран, Сарылах и Дрожное. Основная цель работы заключалась в выявлении рудоконтролирующих структурных факторов золото-кварцевого и золото-сурьмяного оруденения на Малтанском рудном поле. Усовершенствованная геолого-структурная модель может сыграть свою роль при поиске аналогичных объектов не только в пределах Малтанского рудного поля, но и в пределах Адыча-Тарынской разломной зоны.

Согласно современным представлениям Малтанского рудного поля расположена в пределах структур зоны сочленения Колымо-Омолонского

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; st040687@student.spbu.ru, v.voitenko@spbu.ru

микроконтинента и Верхоянской континентальной окраины. Адыча-Тарынская разломная зона является главным тектоническим элементом строения этой зоны сочленения. Он протягивается в северо-западном направлении более чем на 300 км и состоит из отдельных ветвей, между которыми заключены тектонические зоны, выделяемые в качестве самостоятельных геологических структур.

Вдоль Адыча-Тарынской разломной зоны расположены рудно-россыпные узлы, встречающиеся с частотой 27–30 км (Жданнинское, Базовское, Талалахское, Сарылахское и Тарынское). Ранее проведенные исследования выявили сложное складчато-надвиговое или взбросо-сдвиговое строение этих узлов [1–7]. Малтанское рудное поле локализовано на северо-западном окончании Тарынского рудно-россыпного узла Адыча-Тарынской разломной зоны, в клиновидном блоке терригенных пород поздне триасового возраста, ограниченном двумя разрывными ветвями, трассирующимися речными долинами Большого и Малого Тарынов.

Структура Малтанского рудного поля выявлена по результатам линейментного анализа ортофотопланов лицензионной площади, крупномасштабных геологических карт и схем предшественников, геологических маршрутов и структурного анализа ориентировки слоистости, кливажа сланцеватости, кливажа разлома, осевой плоскости, трещин отдельности, жильно-прожилковых и дайковых тел. Структурный анализ проводился на основе обработки пространственно привязанных данных об ориентировке слоистости (150 замера), кливажа, жильно-прожилковых тел и даек (359 замеров). По структурным данным был выполнен геометрический анализ, выделены структурные домены, уточнены ориентировки средних плоскостей кливажа разных генераций, жильно-прожилковых тел, даек и вычислены шарниры складок для каждого домена исследуемой площади. Геометрический анализ структуры рудного поля был проведен в программах OpenStereo.

В пределах лицензионной площади Малтанского рудного поля выделяются четыре крупных структурных домена: Аппа, Малтан, Долинный и Центральный. Домен Аппа расположен северо-востоке рассматриваемого участка и представляет собой участок моноклиналичного строения с общим падением слоистости в северо-восточных румбах. Три структурных домена: Малтан, Долинный и Центральный расположены в центральной и южной частях Малтанского рудного поля и представляют собой Z-образно изогнутые в плане конические складки с круто погружающимися шарнирами (от 34° до 64°) в восточных румбах. В целом, два центральных домена Малтан и Долинный можно считать фрагментами крупной (шириной около 5 км) зоны смятия запад-северо-западного прогибания.

По результатам проведенного исследования в структуре рудного поля удалось выявить следующие особенности доменного (в структурном смысле) строения:

- Домен Аппа выделяется своей периферической структурно-тектонической позицией – северо-восточный моноклинального залегания домен, возможно, представляющий круто падающий в восточных румбах (около 44°) надвиг-покров, с межслоевыми разрывными нарушениями и субвертикальными сдвигами северо-восточного простирания.

- Домен Малтан и Долинный представляют собой широкую зону смятия (около 3.5 км) с коническими складками, шарниры которых погружаются в домене Малтан на восток под крутым углом от 34° до 59° , а в домене Долинный шарниры с углами погружения до 64° погружаются на северо-восток. Субвертикальные сдвиги, в отличие от домена Аппа, приобретают здесь преобладающее северо-западное направление.

- Домен Центральный также представлен коническими складками с круто погружающимися до 60° на восток, как и в домене Малтан, шарнирами, ширина домена около 2 км.

Анализ пространственного расположения проявлений золото-кварцевого и золото-сурьмяного типа относительно складчатых и разрывных структур показал, что все проявления всегда распространены между параллельными дайковыми роями и различия в расположении золото-кварцевого и золото-сурьмяного типов проявлений. Так, жильно-брекчиевые проявления золото-сурьмяного типа приурочены к северо-восточным границам структурных доменов и к примыкающим к ним замкам конических складок, а прожилково-вкрапленные проявления золото-кварцевого типа приурочены к кулисообразно расположенным флексурам, обратного падения к ориентировке рудовмещающих пачек песчаников и алевролитов. Выявленные особенности структурного контроля по всему Малтанскому рудному полю предполагают вероятность локализации рудных тел как на площади наиболее закрытого структурного домена – Долинного, так и на других рудно-россыпных узлах Адыча-Тарынской разрывной зоны, и соответствующей постановки геологоразведочных работ.

Литература

1. Аристов В.В., Бабарина И.И., Григорьева А.В., Алексеев В.Ю., Прокофьев В.Ю., Узюнкоян А.А., Заболотская О.В., Титов С.Г. Золото-кварцевые месторождения Жданинского рудно-россыпного узла (Восточная Якутия). Структурный контроль и условия образования // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 559–594.

2. *Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н.* Анализ палеонапряжений по ориентировке трещин растяжения построением круговых диаграмм Мора (на примере жильно-прожилковых тел месторождения Базовское, Восточная Якутия) // *Материалы Четвертой молодежной тектонофизической школы-семинара.* М. 2015. Т. 1. С. 42–51.

3. *Войтенко В.Н., Хлебалин И.Ю., Сенотрусов В.А.* Применение стрейн-анализа для оценки анизотропии процессов растворения под давлением в региональных зонах сдвига // *Геотектоника.* 2016. № 1. С. 62–80.

4. *Оксман В.С., Суздалова Н.И., Краев А.А.* Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхне-Индигирского района. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. 204 с.

5. *Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф.* О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // *Геотектоника.* 1988, № 4. С. 90–102.

6. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

7. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Полуфунтикова Л.И.* Структуры, минералогия и флюидный режим формирования руд полигенного Мало-Тарынского золоторудного поля (Северо-Восток России) // *Тихоокеанская геология.* 2015. Т. 34. № 4. С. 39–52.

М.В. Родкин^{1,2}, С.А. Пунанова², Т.А. Рукавишникова¹

Свидетельства в пользу модели реализации массированного нефтидогенеза по схеме проточного неравновесного химического реактора

Все большее число специалистов склоняется к комплексности процесса нефтидогенеза, обусловленному взаимодействием как глубинных, так и приповерхностных факторов. Наличие таких факторов находит свое отражение в микроэлементном (МЭ) и в изотопном составе нефтей и природных газов. Что касается МЭ, то, как показано в [1], состав МЭ имеет полигенный характер, причем большая их часть унаследована от рассеянного органического вещества (РОВ). Другие МЭ привнесены в нефть из вмещающих горных пород и пластовых вод; при этом часть МЭ отчетливо

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

² Институт проблем нефти и газа РАН, ИПНГ РАН, Москва, Россия; punanova@mail.ru

указывают на наличие глубинного источника, по крайней мере, на уровне нижней коры [2 и др.]. Однако эти выводы носили качественный характер и не позволяли количественно сравнивать относительный вклад различных факторов. Ниже, в продолжение цикла работ [3, 4], мы количественно сравниваем величину вклада разных источников в составе МЭ нефтей. Такая работа стала возможной благодаря резкому росту объема аналитических данных по содержанию МЭ в нефтях и в других каустобиолитах и в горных породах, что было достигнуто благодаря использованию метода масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Отметим и то важное обстоятельство, что значения концентрации разных МЭ в нефтях и других каустобиолитах (углях и сланцах), в верхней, средней и нижней континентальной коре и в живом веществе различаются на несколько порядков. В этом случае оправданно использовать логарифмическую, а не линейную шкалу для сравнения концентраций различных МЭ. Информативность такого подхода была продемонстрирована в [3], он же применяется ниже.

Нами были проанализированы корреляции между логарифмами концентрации МЭ в различных каустобиолитах и породах (нефтях, углях, глине, горючих и черных сланцах), в термальных водах, в верхней, средней и нижней континентальной коре и в ОВ. В последнем случае использовались данные по среднему составу верхней, средней и нижней коры и по среднему составу водных и наземных растений и животных (источники данных даны в [3, 4]). Результаты указывают на гораздо более сильную корреляцию между составом МЭ глин, углей, горючих сланцев (все вещества верхнекорового происхождения) с химическим составом верхней континентальной коры. Напротив, средний МЭ состав нефти имеет тенденцию теснее коррелировать с химическим составом нижней континентальной коры (при значительной также связи с составом органического вещества). Тот же результат получается при более детальном сопоставлении среднего состава нефтей Днепровско-Донецкого, Тимано-Печорского, Волго-Уральского и Восточно-Сибирского нефтегазоносных бассейнов (НГБ) и отдельно для проб Ромашкинского и Шаимского месторождений нефти [3, 4]. При этом коэффициенты корреляции, получаемые для МЭ состава нефти, оказываются существенно меньше, чем для глин, углей и сланцев, что видимо указывает на большую сложность и полигенность процессов образования нефти, в частности, её МЭ состава.

Несколько иные результаты были получены в [4] для нефтей Западно-Камчатского НГБ и для гидротерм и нефтепроявлений кальдеры вулкана Узона (источники данных даны в [4]). Во всех этих случаях максимальная корреляция МЭ состава нефтей и вод имела место не с нижней, а с верхней или средней корой. Мы интерпретируем это как свидетельство того, что МЭ состав нефтей в значительной мере формируется на основе МЭ

состава восходящего потока молодых слабоминерализованных флюидов. Эти флюиды формируются в зонах надвигов (в частном случае, в зонах субдукции, и с меньшей интенсивностью в областях быстрого площадного погружения) в результате развития реакций дегидратации. В обычных НГБ и в разогретых толщах Камчатки эти процессы протекают на разных глубинах.

Отсюда наиболее благоприятными районами для массивного нефтегенеза будут зоны надвигов, где происходит концентрирование исходно рассеянного по площади и по глубине вещества РОВ, и где возникает концентрированный же поток восходящих молодых слабоминерализованных вод, максимально способных к растворению и выносу УВ. Такая ситуация отвечает модели нефтегенеза по схеме проточного неравновесного химического реактора [5, 6]. Решающую роль при этом играет рециклинг вещества и энергии через зоны глубинных надвигов, в частности, через зоны субдукции.

Данные анализа концентрации МЭ подкрепляются изотопными данными. В этой области наиболее часто используются соотношения между изотопным отношением гелия $^3\text{He}/^4\text{He}$ и отношением концентраций $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$ [7, 8 и др.]. Первое из этих соотношений традиционно характеризует степень активности мантии, а соотношение $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$ характеризует отношение концентраций метана и преимущественно мантийной компоненты ${}^3\text{He}$. На основании таких соотношений обычно [7 и др.] делается вывод о пренебрежимо малой доле глубинного метана в составе месторождений УВ. Данный вывод, однако, базируется на модели смешения типичных мантийных газов срединно-океанических хребтов и биогенного метана, и потому далеко не безупречен (см., например, [8]). Действительно, при этом не учитывается возможный рециклинг осадочных толщ и вещества РОВ через зоны субдукции и иные зоны надвигов. Кроме того, анализ соотношений ${}^3\text{He}/^4\text{He}$ и $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$ исходно чреват получением зависимости типа $y = 1/x$ (что реально и имеет место) ввиду присутствия в правой и левой части соотношения сильно (на порядки величины) варьирующих значений концентрации ${}^3\text{He}$.

В смысле демонстрации на основе изотопных данных существования в составе метана глубинной компоненты более прозрачны результаты сопоставления изотопных соотношений гелия ${}^3\text{He}/^4\text{He}$ и изотопного состава метана $\delta^{13}\text{C}$ [6]. Довольно слабая, но единообразная корреляция между этими характеристиками однозначно указывает на связь изотопного состава метана достаточно молодых УВ месторождений с уровнем активности мантийной компоненты, характеризуемой изменениями изотопного отношения гелия. Величина этой корреляции уменьшается с увеличением возраста соответствующих месторождений УВ (корреляция максимальна

($r = 0.53$) для провинции Зеленых Туфов Японии) и исчезает для древних месторождений.

Связь месторождений УВ с зонами надвигов подкрепляется и геофизическими данными о сейсмическом строении районов УВ месторождений. Специфика глубинного сейсмического строения зон крупных месторождений УВ описана в монографии [9] и проанализирована в [6]. Для 48 пересеченных сейсмическими геотраверсами зон массивированного нефтегазообразования были единообразно систематизированы присущие им особенности глубинного строения. Наиболее типичными чертами строения крупных УВ месторождений оказались следующие: наличие зоны понижения V_s по горизонтали – в 34 случаях; зоны понижения V_p/V_s по горизонтали – 32 случая; зоны понижения V_p/V_s по вертикали – 31 случай; наличие относительно резких скоростных контактов – 30 случаев; наличие зоны повышения V_p/V_s по горизонтали – 30 случаев; зоны повышения V_p/V_s по вертикали – 28 случаев; наличие наклонных сейсмических границ – 20 случаев. К наиболее повторяющимся признакам относится наличие скоростных неоднородностей скоростей сейсмических V_p и V_s волн в земной коре и наличие контактов различных по значениям отношения V_p/V_s блоков земной коры и литосферы. Реже выявляется (надежно выявлена в 20 случаях из 48) приуроченность районов нефтегазообразования к зонам развития в коре мощных наклонных сейсмических разделов. Здесь следует, однако, иметь в виду, что при пересечении такой наклонной структуры трассой сейсмического профиля она будет надежно выделена только при достаточно удачном (субперпендикулярном) пересечении наклонной границы геотраверсом.

Другие особенности глубинного строения для зон расположения крупных УВ месторождений существенно менее характерны. Так вполне ожидаемая для зон активного осадконакопления связь с подъемом границы M выявлена только в 15 случаях.

Вышесказанное свидетельствует в пользу приуроченности крупнейших месторождений нефти и газа к активным тектоническим структурам с выраженными аномалиями сейсмического строения, к областям развития наклонных внутрикоровых и сквозькоровых границ. Представляется естественным сопоставить такие структуры с зонами надвигов и интерпретировать результаты в рамках модели проточного неравновесного химического реактора.

Естественным следствием предложенной модели является эффект современного пополнения УВ месторождений в тех случаях, когда соответствующая зона надвига продолжает активно функционировать. Примеры такого восполнения запасов УВ месторождений приведены в работах В.П.Гаврилова, Р.Х.Муслимова, И.Н.Плотниковой и др. Деталь-

ные сейсмические разрезы области Ромашкинского суперместорождения, указывающие на существование зоны надвига приведены в работах В.А.Трофимова и др.

Литература

1. Пунанова С.А. О полигенной природе источника микроэлементов нефтей // Геохимия. 2004. № 8. С. 893–907.

2. Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.З. Геохимические особенности нефти различных регионов и возможный источник металлов в ней // ДАН. 2008. Т. 422. № 1. 88–92.

3. Родкин М.В., Рундквист Д.В., Пунанова С.А. Об относительной роли нижнекоровых верхнекоровых процессов в формировании микроэлементного состава нефтей // Геохимия. 2016. № 11. С. 1025–1031.

4. Пунанова С.А., Родкин М.В. Соотношение биогенных и глубинных процессов по данным анализа микроэлементного состава нефтей. Экспозиция // Нефть газ. 2018. № 6(66). С. 16–20.

5. Родкин М.В. Рециклинг углерода в зонах субдукции и роль процессов рециклинга в образовании месторождений УВ в преддуговых и задуговых бассейнах // Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС, 2002. С. 221–253.

6. Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – модель и сопоставление с эмпирическими данными // Геология нефти и газа. 2015. № 3. С. 63–68.

7. Лаврушин В.И. Подземные флюиды большого Кавказа и его обрамления. М.: ГЕОС, 2012. 348 с.

8. Валяев Б.М., Дрёмин И.С. Природа процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции: углеводородные флюиды и первичный гелий // Электрон. науч. журн. «Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика», 2014. Вып. 2 (10). 25 с. www.oilgasjournal.ru

9. Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазоносности по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН, 2000. 194 с.

**А.Е. Романько¹, Н.А. Имамвердиев², В.Ю. Прокофьев³,
И.В. Викентьев³, А.Т. Савичев¹, М. Хейдари⁴,
Б. Рашиди⁵**

Некоторые новые и прежние материалы по кайнозойскому магматизму и тектонике отдельных структур Восточного Ирана и Малого Кавказа; региональные проблемы

Представляются некоторые новые и обобщающие материалы по кайнозойскому магматизму, тектонике и рудоносности (порфировой и др.) Малого Кавказа и В. Ирана и др. Они касаются режима магматизма и др., корреляции с тектоникой, металлогении региона и пр. Отметим некоторые выводы вкратце:

1. Мантийная компонента ответственна за магматизм и тектонику изучаемого региона, как минимум с 15 млн. лет – раскрытия рифта Красного моря и движения Аравийской плиты на северо-восток (СВ) [1–3,7]. Эффектно геоморфологическое выражение тектоники. Мантийная компонента магматизма объясняется деламинацией или отрывом литосферного корня, что фиксируется и томографией. Африканский суперплюм, влияющий на тектонику региона, видимо, провоцирует указанную деламинацию. Всплески активности суперплюма, как и крупных магматических провинций (КМП – LIPs), видимо, геологически почти моментальны – менее 1 млн лет. Существование указанного суперплюма не вызывает возражений ввиду высокоразрешающей сейсмической томографии, по Булли и др., 2010 и пр. Получены первые данные по расплавленным включениям В. Ирана, согласующиеся с аномальным магматическим режимом. Конституруется субмеридиональная, фактически общегеологическая зональность региона (материалы по запасам УВ требуют дальнейших исследований).

2. Остановимся на деталях различной субмеридианальной зональности региона, обусловленной СВ движением Аравии, а именно:

– имеется магматическая и тектоническая зональность Ирана, с ЮЗ на СВ. Металлогеническая зональность тоже коррелирует с магматизмом и тектоникой;

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; a-romanko@ya.ru, savichev@ginras.ru

² Бакинский государственный университет (БГУ), Азербайджан; inazim17@yahoo.com

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия; vpr@igem.ru, viken@igem.ru

⁴ Гео-консультационная компания Парс Кани, Тегеран, Иран; mheidari@gmail.com

⁵ Гео-компания Сатрап Ресурсиз, Перт, Австралия; bahman.rashidi@hotmail.com

– субмеридиональная зональность запасов УВ Каспия с максимумом на юге (мы сторонники традиционных, биогенных углеводов, имея ввиду и новую/старую жаркую дискуссию) описывалась В.Е. Хаиным и др., 2003 (но требуются дополнительные исследования). Южнее Ю. Каспия, в 600 км – вкрест простирания структуры – УВ Персидского залива в немыслимом, уникальном стратиграфическом интервале пермь–неоген с удачными коллекторами (формально – ближе всего к центру Африканского суперплюма, но буквальных доказательств влияния последнего нет). Эта углеводородная зональность может быть связана с уменьшением теплового эффекта суперплюма к северу. Приуроченность УВ к разломам давно почти общепринята, а здесь она коррелирует с известным субмеридиональным линеamentом, включающим Каспий;

– грязевые вулканы тяготеют к югу Каспия, а соляные купола – к северу Каспия, явно отрицательно коррелируя друг с другом (используются также данные В.Н. Холодова и др., 2013, В.Ю. Лаврушина, 2013 и др.). Есть данные о преобладании именно нефти, помимо прочих УВ, на юге Каспия, в отличие от севера Каспия. Имеется и широтная УВ-зональность (меньшего порядка?): нефть – газ с запада Каспия на восток, в Туркмению, видимая по Апшеронскому порогу, в Каспии. Повсеместная УВ-зональность разных месторождений/залежей бывшего СССР подтверждает известный тезис о молодости месторождений УВ – кайнозой, по Р.Б. Сейфуль-Мулюкову, А.И. Тимурзиеву и др. (или просто формы месторождений из-за их высокой подвижности, возобновляемости УВ через 30 лет и т.д.);

– эффектная именно субмеридиональная зональность по изотопии стронция грязевых вулканов и вод Каспия (по В.Ю. Лаврушину, 2013)

– флора Каспия, как минимум отчасти, также подчиняется этой закономерности (необходимо дальнейшее подтверждение).

Удовлетворительное соответствие разнородных материалов региона [1–5] явно коррелирует с его аномальной эндогенной активностью в миоцене–квартере, как минимум. Это находит подтверждение, в частности, в аномальном горообразовании (двукратный, как минимум, рост горных сооружений региона в это время, включая и соседний Памир, согласно В.Г. Трифонову [3]).

Авторы весьма признательны Е.Ф. Романько†, А. Хушманзаде, М.А.А. Ноголь Садагу† (руководителям первых наших полевых работ на востоке Ирана); М.А. Гончарову† и Н.А. Божко, а также В.В. Славинскому, В.А. Быкадорову, М.П. Антипову, Ю.А. Воложу, В.Г. Трифонову, М.В. Родкину и Д.А. Астафьеву, А.М. Кузину, А.В. Гирнису, В.В. Ярмолуку, С.Н. Бубнову и мн. др. за критику и важные, конструктивные обсуждения и пр. в разное время.

Литература

1. Имамвердиев Н.А., Баба-заде В.М., Романько А.Е., Абдуллаева Ш.Ф., Гасангулиева М.Я., Бабаева Г.Д., Велиев А.А. Формирование позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // Геотектоника. 2017. N 5. С. 1–11.
2. Короновский Н.В., Зайцев В.А., Панина Л.В. Современная геодинамика Скифской плиты по данным тектонофизического моделирования // Тектоника и геодинамика складчатых поясов фанерозоя. Материалы 43 Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 372–376.
3. Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с. (Тр. ГИН; Вып. 641).
4. Хаин В.Е., Гончаров М.А. // Вестник МГУ. Сер. геол. 2006. N 3. С. 21–35.
5. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатилов О.А. // ДАН. 1990. Т. 312. № 1. С. 187–191.
7. Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V., Vikentiev I., Savichev A., Heidari M., Rashidi B. Sistan and Baluchestan Province, East Iran, Middle East: Some new data on Alpine magmatism and tectonics, melt and fluid inclusions; some data on metallogeny, hydrocarbons (HC, OIL) in the region, and constraints. IJSET. Vol. 3. Is. 6. 2016. P. 119–135.

**Т.В. Романюк¹, Н.Б. Кузнецов^{1,2,3}, В.Н. Пучков⁴,
Н.Д.Сергеева⁵, В.И. Паверман⁶, В.М. Горожанин^{5,7},
Е.Н. Горожанина⁵**

Уточнение возраста и стратиграфической позиции осадочных образований Багрушинских гор (Южный Урал) по результатам U/Pb датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов

На западе южной части эпипалеозойского Уральского покровно-складчатого пояса расположен обширный выход докембрия – Башкирский

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Российский Национальный Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁴ Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия

⁵ Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа, Россия

⁶ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁷ Башкирский государственный университет, Уфа, Россия

мегаантиклинорий (БМА) [5]. В западной части БМА (далее мы будем именовать эту часть региона – Башкирское поднятие (БП)) распространены толщи верхнего докембрия, сводные разрезы которых приняты за стратотипическую последовательность рифея: бурзянская, юрматинская и каратауская серии [4, 11].

На севере БП, в западных окрестностях г. Кусы – в Багрушинских горах, в междуречье рек Большой и Малый Багруш и далее на юго-запад по хр. Калган-Салган, распространены верхнедокембрийские терригенные и карбонатные образования. Их стратиграфическая принадлежность неоднозначна. Так, на кондиционных среднемасштабных геологических картах, составленных М.И. Гаранем в 50-х и 60-х годах XX в. они отнесены к авзянской свите верхов юрматинской серии среднего рифея; на современных среднемасштабных геологических картах, составленных Б.Н. Ауловым с соавторами и В.М. Мосейчуком и А.В. Тевелевым с соавторами, эти образования отнесены к саткинской свите средней части бурзянской серии нижнего рифея; на карте миллионного масштаба третьего поколения, составленной Ю.Г. Князевым с соавторами, они отнесены к зильмердакской свите низов каратауской серии верхнего рифея.

На севере Багрушинских гор эти стратифицированные образования вмещают жило- и дайкообразные тела калиевых риолитовых порфиров багрушинского комплекса (БК) [6 и ссылки там]. Ранее их, на основании K/Ar датировок, рассматривали как позднекембрийско-раннеордовикские, что не противоречило отнесению вмещающих их слоистых образований к разным стратиграфическим уровням рифея. Недавно полученные U/Pb (SHRIMP) датировки цирконов из кремнекислых магматических пород БК показали возраст 1349 ± 3 млн лет [6]). Эти датировки дают верхний возрастной предел терригенно-карбонатных образований, распространенных в Багрушинских горах, а также в междуречье рек Большой и Малый Багруш. То есть стратифицированные образования, вмещающие магматиты БК, могут быть сопоставлены с низами среднего рифея или более древними стратиграфическими уровнями нижнего рифея. При этом в работе [6] не исключается возможность того, что вмещающие магматиты БК стратифицированные образования могут быть отнесены к бакальской свите верхов бурзянской серии нижнего рифея.

Из песчаников, участвующих в сложении вмещающих магматиты БК стратифицированных образований, было проведено U/Pb-изотопное датирование детритовых цирконов (dZr) с целью определения возрастного интервала кристаллических комплексов, участвовавших в строении источников сноса, продуктами эрозии которых сложены эти терригенные породы, а также возможного уточнения возрастных границ формирования рассматриваемых стратифицированных образований на основе сопо-

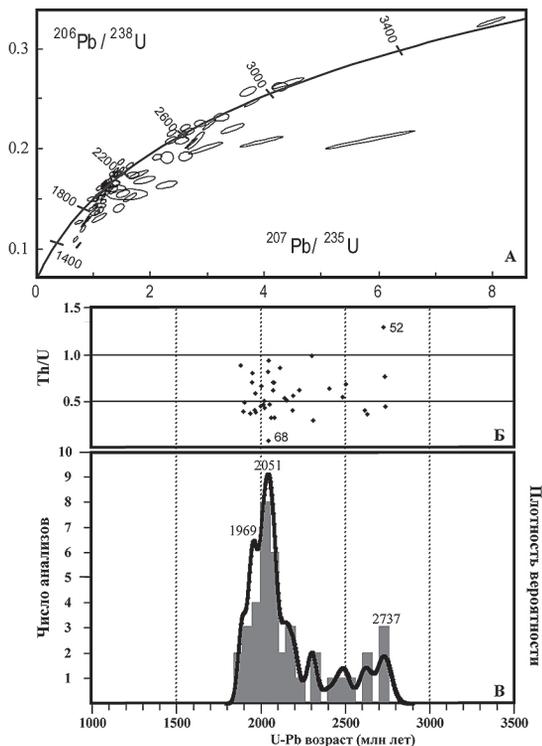


Рис. 1. Результаты U-Pb изотопного изучения dZr в пробе D-128: диаграмма с конкордией (А), Th/U отношения (Б) и гистограмма и КПВ (В) для «кондиционных» анализов

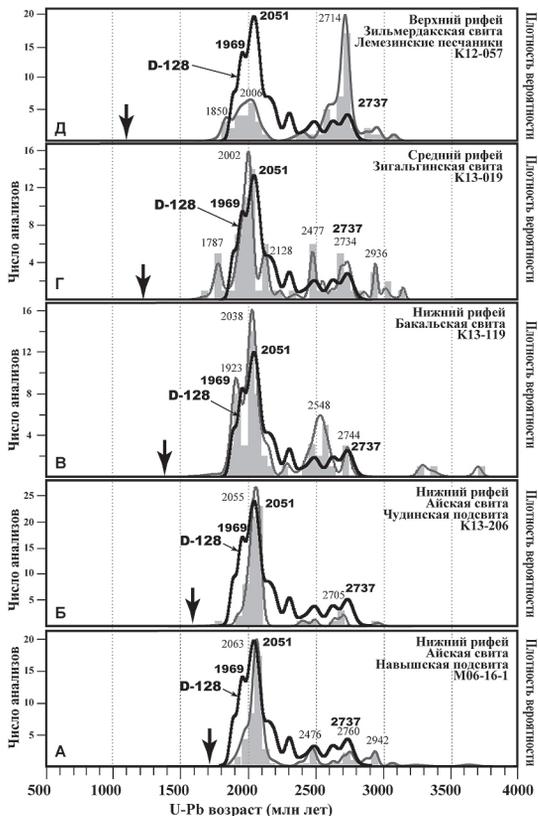
ставления полученных датировок dZr с датировками dZr из обломочных пород изученных ранее типовых разр правом берегу р. Малый Багруш, юго-западнее г. Куса (в окрестностях точки езов рифея. Проба D-128 отобрана на с координатами $55^{\circ}19'48''$ с.ш., $059^{\circ}21'43''$ в.д.). Здесь фрагментарно обнажены серые мелкозернистые кварцитовидные песчаники с ярко выраженной плитчатой отдельностью. Выделение dZr проведено в ИГ УФИЦ, а их датирование – в НОЦ геохронологии Казанского федерального университета, технические детали процесса и аппаратуры, а также первичной обработки аналитических данных в [9].

Всего выполнено $N = 107$ анализов (рис. 1А). Однако 61% из них сильно дискордантные и/или с большой аналитической ошибкой. Только $n = 39$ оказались «кондиционными» (т.е. $-5\% < D < 10\%$ и $1s$ определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста точнее 50 млн лет). Это означает, что породы, из которых отобрана проба D-128, почти наверняка подвергались термальному и/или метаморфическому воздействию. Минимальный возраст – 1881 ± 21 млн лет ($D = -4\%$), следующая по возрасту датировка – 1897 ± 19 млн лет. Максимальный возраст 2735 ± 38 млн лет ($D = 3\%$). Только два изотопных анализа показали отношение Th/U вне «нормаль-

ного» интервала (0.1÷1) (рис. 1Б). Для dZr № 68 получено низкое значение $Th/U = 0.07$ (повышенное содержание $U = 818$ г/т), что является признаком возможного метаморфического происхождения или переработки. Остальные цирконы согласно критерию Th/U наиболее вероятно – магматогенные. Для dZr №52 зафиксировано несколько повышенное значение $Th/U = 1.29$, что может свидетельствовать о его происхождении из мафических пород. Для построения кривой плотности вероятности (КПВ) и гистограммы (рис. 1В) учитывались только «кондиционные» анализы. На КПВ получены три пика, поддержанные не менее чем 3 датировками. Пики 1969, 2051 млн лет доминирующие, а пик 2737 млн лет – второстепенный.

К настоящему времени представительные спектры возрастов dZr получены уже для песчаников из 5 стратиграфических уровней рифея БП (рис. 2). Сопоставление результатов изучения цирконов из пробы D-128 с этими данными показало следующее.

Рис. 2. Сопоставление КПВ для пробы D-128 с гистограммами и КПВ, характеризующими распределения возрастов dZr в рифейских толщах БП: навышской (А) [2] и чудинской (Б) [7] подсвит айской свиты, бакальской (В) [8], зигальгинской (Г) [1] и зильмердакской (Д) [10] свит



1. Спектр возрастов dZr из пробы D-128 существенно отличается от спектра возрастов dZr из лемезинских песчаников (проба K12-057 [10]). В лемезинских песчаниках доминируют архейские dZr (сигнал локального источника), в то время как в пробе D-128 архейские dZr формируют второстепенную популяцию при доминировании палеопротерозойских dZr . Кроме того, на возможность отнесения рассматриваемой толщи к зильмердакской серии накладывает существенные ограничения на возраст (1349 ± 3 млн лет [6]) прорывающих их магматитов БК, соответствующий началу среднего рифея. По этой же причине рассматриваемые стратифицированные образования нельзя сопоставлять с авзянской свитой верхов среднего рифея.

2. Отнесение терригенных образований, вмещающих в Баргушинских горах и в междуречье рек Бол. и Мал Баргуш магматиты БК, к саткинской свите маловероятно в виду того, что разрез этой свиты сложен почти исключительно карбонатными породами.

3. Спектр возрастов dZr из пробы D-128 в целом похож на спектры возрастов цирконов из зигальгинской свиты (проба K13-019 [1]) самых низов среднего рифея, нижнерифейских бакальской (проба K13-119 [8]) и айской (пробы K13-206 [7] и M06-16-1 [2]) свит. В этих толщах доминируют палеопротерозойские цирконы при минимальных количествах архейских зерен. Однако набор палеопротерозойских цирконов в айской свите (базальные уровни нижнего рифея) существенно отличается от набора палеопротерозойских цирконов в зигальгинской свите из базальных уровней среднего рифея и бакальской свите из верхов нижнего рифея. А именно, в айской свите представлены лишь единичные цирконы с возрастными моложе 2 млрд лет, в то время как в зигальгинской и бакальской свитах цирконы с возрастными 1.85–2.0 млрд лет представлены статистически значимо и проявлены на КПВ второстепенными пиками. По этому критерию, проба D-128 отличается от пробы K13-206 и M06-16-1.

4. Обнаружить какие-либо статистически значимые особенности, которые бы позволили выявить большую схожесть пробы D-128 с пробой K13-019 или K13-119, не удалось.

Вывод. Возраст изученной толщи, вмещающей магматиты БК, наиболее вероятно – конец раннего рифея или самое начало среднего рифея. Таким образом, изученную толщу, исходя из обсуждаемых LA-ICP MS анализов dZr , следует сопоставлять либо с бакальской свитой верхов нижнего рифея, либо с зигальгинской свитой низов среднего рифея. Однако первое значительно более вероятно, исходя из общегеологических соображений. Отнесение пород, вмещающих риодациты с возрастом 1349 ± 3 млн лет [6] к зильмердакской свите оставило бы довольно маленький временной интервал для машакского времени (немногим более 30 млн лет для тол-

щи мощностью до 3 км), которому в изученном районе отвечает перерыв в осадконакоплении. Кроме того, нигде в сохранившихся разрезах машакской свиты БМА кислые вулканиты не выходят выше пределов нижнего машака. Багрушинские вулканиты находятся непосредственно на простирании структур, вмещающих Бердяушский плутон; последний же явно древнее подошвы зильмердакской свиты.

Исследования проведены в рамках тем государственных заданий ИФЗ РАН, ГИН РАН (0135-2016-0009) и ИГ УНЦ РАН (0252-2014-0002). Материалы по геологии Урала и ВЕП собраны в рамках проекта 14.Z50.31.0017 МОН РФ. Публикация подготовлена за счет РФФИ (№16-05-00259).

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 песчаников зигальгинской свиты (средний рифей, Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 475. № 6. С. 659–664.
2. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
3. Лучинин И.Л. Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 21. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1973. С. 76–81.
4. Общая стратиграфическая шкала. Постановление МСК и его постоянных комиссий. Вып. 33 / Отв.ред. Соколов Б.С., Жамойда А.И. СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 51 с.
5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Шокальский С.П. Цирконы, возраст и геологическое положение риодацитовых порфиров багрушинского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 75–80.
7. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 101–138.
8. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов из нижнерифейской бакальской свиты (Башкирское поднятие, Южный урал): ограничения на положение крупной магматической провинции в Колумбии (ДАН, в печати).
9. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Локальный источник обломочного материала для пород айской свиты (основание разреза стратотипа нижнего ри-

фея, Башкирское поднятие, Южный Урал) по результатам U/Pb датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов // ДАН (в печати).

10. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Ронкин Ю.Л., Крупинин М.Т., Горожанин В.М., Горожанин Е.Н., Серегина Е.С. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // ДАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.

11. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / Отв. ред. Келлер Б.М., Чумаков Н.М. М.: Наука, 1983.

**Т.В. Романюк^{1,4}, Н.Б. Кузнецов^{1,2,3,4}, Е.А. Белоусова⁴,
А.В. Маслов⁵, В.М. Горожанин^{6,7}, Е.Н. Горожанин⁶**

Ограничения на положение крупной магматической провинции в Колумбии по результатам U/Pb датирования детритовых цирконов из нижнерифейской бакальской и среднерифейской зигальгинской свит (Башкирское поднятие, Южный Урал)

На западе Южного Урала расположен Башкирский мегантиклинорий (БМА) – обширный выступ докембрийских пород, традиционно интерпретируемый как реликт позднедокембрийской пассивной окраины ПротоБалтики/Балтики – докембрийского остова Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [7], или внутриконтинентального рифтогенного бассейна, трансформировавшегося в начале палеозоя в пассивную окраину Балтики. БМА разделен Зюраткульским разломом (ЗР) на две части. К западу от ЗР развиты практически неметаморфизованные верхнедокембрийские образования [7]. Их нижняя часть – бурзянская (нижний рифей), юрматинская (средний рифей) и каратауская (верхний рифей) серии – принята за типовой разрез рифея [7, 11, 15], а верхняя представлена терригенными отложениями ашинской серии верхнего венда [7] или верхнего венда – кембрия [3]. К востоку от ЗР распространены неравномерно метаморфизованные

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Российский Национальный Университет Нефти и Газа имени И.М. Губкина, Москва, Россия

⁴ Университет Маквори / центр CCFS/GEMOK, Сидней, Австралия

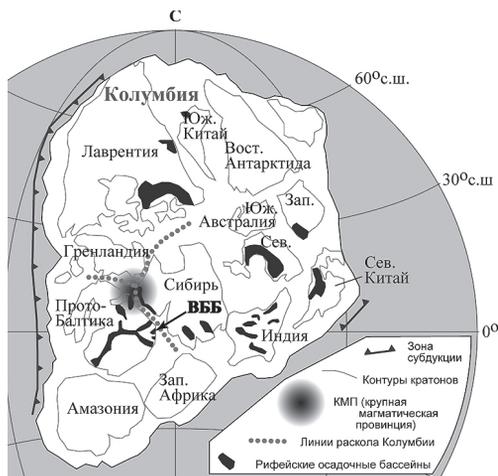
⁵ Институт Геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, Екатеринбург, Россия

⁶ Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа, Россия

⁷ Башкирский государственный университет, Уфа, Россия

Рис. 1. Одна из реконструкций суперконтинента Колумбия на временной рубеж 1.59 млрд лет (нижний рифей). Дополнительно показано примерное положение Восточно-Башкирского бассейна (ВББ).

Основа рисунка по [16] с упрощениями; положение КМП, а также линии раскола Колумбии, по [14]



и испытавшие предордовикские дислокации [1, 7] позднедокембрийские образования. В низах среднего рифея здесь широко представлены вулканы (машакская, шатакская, кувашская свиты) [7, 11, 15].

Различия докембрийских образований западной и восточной частей БМА позволили в работе [5] впервые высказать предположение о составной природе названной структуры. При этом рифейские комплексы западной части БМА – Башкирского поднятия (БП) трактовались как реликты позднедокембрийской пассивной окраины ПротоБалтики/Балтики [4], а разновозрастные им образования восточной части БМА – Таганайско-Белорецкой тектонической единицы (ТБТЕ) – как реликты блока коры, чужеродного по отношению к сопредельной части ПротоБалтики/Балтики.

Ранние стадии развития осадочного бассейна, реликты которого представлены в современной структуре БП (далее мы именуем его Восточно-Башкирским – ВББ), отвечают заключительным стадиям существования палеопротерозойского суперконтинента Колумбия. В соответствии с наиболее обоснованными на сегодняшний день моделями [14], ВББ располагался в его внутренней части (рис. 1). Его заложение примерно совпадает с начальными стадиями распада Колумбии (1.75÷1.70 млрд лет назад). На ВЕП в это же время происходит заложение авлакогенов, пространственно наследующих раннепротерозойские коллизионные орогены [12]. Продолжение распада Колумбии привело к вычленению из нее ПротоБалтики и заложению Варангер-Тимано-Уральской пассивной окраины. Таким образом, ВББ в конце раннего – начале среднего рифея из внутриконтинентального, по всей видимости, превратился в бассейн на пассивной континентальной окраине.

Возрасты рифейских кристаллических комплексов Западного Урала (потенциальных источников dZr)

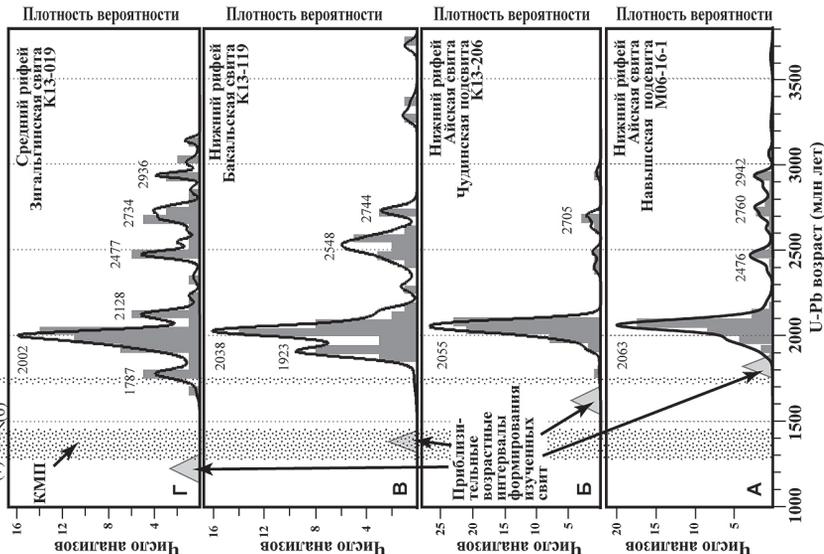


Рис. 2. Гистограммы и кривые плотности вероятности, характеризующие распределения возрастов цирконов из рифейских толщ БП: навышской (А) [4] и чудинской (Б) [8] подгрупп айсая свиты, бакальской [9] (В) и зигальгинской (Г) [6] свит.

В верхней части рисунка черными точками с номерами показаны возрасты формирования ниже- и среднерифейских кристаллических комплексов Западного Урала – потенциальных источников цирконов: (1) – вулканиты навышской подгруппы айсая свиты 1752 ± 18 млн лет [2]; (2) – сарановский габро-гипербазитовый интрузивный комплекс (запад Среднего и Северного Урала), ~ 1750 млн лет; (3) – интрузивные породы массивов кузинско-копанского и рябиновского комплексов: габро Копанского массива 1385 ± 25 млн лет, граниты Рябиновского 1386 ± 40 млн лет и Губенского 1330 ± 16 и 1330 ± 27 млн лет массивов; (4) – вулканиты машакской свиты и ее возрастных аналогов – шатакской/кувашской свиты ~ 1385 млн лет; (5) – интрузивные породы Бердяушского массива 1395 ± 20 , 1373 ± 21 , 1372 ± 12 , 1368.4 ± 6.2 и 1369 ± 13 млн лет; (6) и (7) – граниты Ахмеровского массива 1413 ± 45 млн лет (I-генерация) и 1381 ± 23 млн лет (II-генерация), все по [7]

К настоящему времени представительные спектры возрастов dZr получены для 4 стратиграфических уровней нижнего и среднего рифея БП (рис. 2). Так как все dZr имеют возраст древнее 1.8 млрд лет, то их источниками были кристаллические комплексы архейских протократонов и раннепалеопротерозойских орогенов. Продуктов разрушения более молодых кристаллических пород в указанных рифейских толщах не выявлено.

Возраст (не моложе раннего рифея), а также особенности Hf-изотопии и распределение элементов-примесей в dZr из двух стратиграфических уровней нижнерифейской айской свиты хорошо объяснимы в рамках модели формирования ее базальных горизонтов (навышская подсвета, проба М06-16-1) в Навышском грабене, а несколько более молодых отложений (чудинская подсвета, проба К13-206) на начальных стадиях развития Камско-Бельского авлакогена [8]. Полное отсутствие dZr с возрастaми моложе 1.4 млрд лет в бакальской (проба К13-119) и зигальгинской (К13-109) свитах накладывает серьезные ограничения на палеотектоническую интерпретацию БМА в конце раннего – начале среднего рифея.

Действительно, на современном Западном Урале в его южном и среднем сегментах присутствуют магматические комплексы с возрастaми 1.4–1.25 млрд лет (сводку возрастов см. в верхней части рис. 2), изотопно-геохимические особенности которых позволяют рассматривать эти магматические комплексы как продукты крупной магматической провинции (КМП), сопровождавшей распад Колумбии [9]. Если предположить, что указанная КМП располагалась в Колумбии на восточной периферии ее ПротоБалтийской части, в положении, примерно соответствующем современному Среднему и Южному сегментам Западного Урала, а среднерифейские магматиты в названных сегментах – это продукты магматизма КМП, то полное отсутствие dZr в одновременных и более поздних по отношению к КМП бакальской и зигальгинской свитах, труднообъяснимо. Хотя бы единичные dZr непременно должны были попадать в осадочные толщи ВББ, формирующиеся синхронно с КМП, и затем за счет рециклирования в более молодые отложения. Например, единичные цирконы с раннерифейскими возрастaми зафиксированы как в айской, так и в зигальгинской свитах.

Отсутствие среднерифейских dZr , надежно зафиксированное на двух стратиграфических уровнях БП, исключает соседство западной (БП) и восточной (ТБТЕ) частей БМА в самом конце раннего – начале среднего рифея и является аргументом, поддерживающим составную природу современного БМА. Развивая представления, впервые высказанные в работе [5], мы полагаем, что БП и ТБТЕ изначально и как минимум до начала среднего рифея (время формирования зигальгинской свиты) располагались на значительном удалении друг от друга.

В работе [14] среднерифейская КМП в пределах Колумбии реконструируется гораздо севернее ВББ (рис. 1). В таком случае dZr , которые должны были генерироваться в этой КМП, не могли, скорее всего, попасть в рифейские осадочные толщи ВББ. Следовательно, можно предполагать, что уже после раскола Колумбии и формирования Варангер-Тимано-Уральской окраины ПротоБалтики, удаленный от ВББ блок коры, подвергшийся непосредственному воздействию магматизма КМП (будущая ТБТЕ), мог быть перемещен на юг по ЗР (который представлял собой правый сдвиг) и причленен к окраине ПротоБалтики в положение, близкое к современному.

Лабораторные исследования выполнены в Australian Research Council (ARC) Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (CCFS) and GEMOC с использованием оборудования, поддерживаемого DEST Systemic Infrastructure Grants, ARC LIEF, NCRIS/AuScope, промышленного партнера университета Маквори (Сидней), и поддержки гранта ARC FT110100685 (Белоусова Е.А.). Публикация № 1221 ARC Centre of Excellence for Core to Crust Fluid Systems (<http://www.ccfs.mq.edu.au>) и № 1264 GEMOC Key Centre (<http://www.gemoc.mq.edu.au>). Финансовая поддержка: сбор каменного материала и его подготовка к исследованиям – РФФ (проект № 14-27-00058); обработка анализов – грант РФФИ № 16-05-00259, синтез материалов по Западному Уралу – Минобрнауки РФ (договор № 14.Z50.31.0017 ИФЗ РАН и 5.2907.2017/4.6 РГУНиГ (НИУ) им. И.М. Губкина). Статья подготовлена в соответствии с планами фундаментальных исследований ГИН РАН (тема 0135-2016-0009), ИФЗ РАН, ИГГ УрО РАН и ИГ УФИЦ РАН.

Литература

1. Голционко Б.Г., Артемова О.А. Позднедокембрийские и палеозойские деформации восточной части Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. № 6. С. 3–10.
2. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н. Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // ДАН. 2013. Т. 448. № 4. С. 437–442.
3. Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В. Первые находки скелетных фоссилий в куккараукской свите ашинской серии Южного Урала и их значение для определения начала протоуральско-тиманской коллизии // ДАН. 2011. Т. 440. № 3. С. 378–383.
4. Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А., Романюк Т.В., Крупенин М.Т., Горожанин В.М., Горожанина Е. Н., Серегина Е.С., Цельмович В.А. Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея // ДАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.
5. Кузнецов Н.Б. Комплексы протоуралид-тиманид и позднедокембрийско-раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-

Европейской платформы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ИФЗ РАН, 2009. 49 с.

6. 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. Т. 475. № 6. С. 659–664.

7. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

8. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айсской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018. № 1. С. 1–37.

9. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Первые результаты U-Pb Датирования детритовых цирконов из нижнерифейской бакальской свиты (Башкирское поднятие, Южный Урал): ограничения на положение крупной магматической провинции в Колумбии // ДАН (в печати)

10. Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. РЗЭ- и Lu-Hf-систематика циркона гранитов рапакиви и ассоциирующих пород суперконтинента Нуна (Колумбия) // ДАН. 2015. Т. 461. № 2. С. 214–219.

11. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

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

13. Evans D.A.D., Mitchell R.N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. 2011. Vol. 39. P. 443–446.

14. Evans D.A.D., Li Z.-X., Murphy J.B. Four-dimensional context of Earth's supercontinents / Li Z.-X., Evans D.A.D., Murphy J.B. (eds.). Supercontinent Cycles through Earth History // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2016. Vol. 424. P. 1–14.

15. Maslov A.V. Riphean and Vendian sedimentary sequences of the Timanides and Uralides, the eastern periphery of the East European Craton / Gee D.G., Pease V. (eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geol. Soc. London. Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 19–35.

16. Zhang Sh., Li Z.-X., Evans D.A.D., Wu H., Li H., Dong J. Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. Vol. 353–354. P. 145–155.

**Каменноугольные окраинно-континентальные
рифтогенные комплексы Южного Урала
(мафит-ультрамафитовый комплекс параллельных даек,
редкометалльные риолиты)**

В западных зонах Южного Урала распространены гипабиссальные интрузивные и эффузивные комплексы, возраст которых ранее по косвенным данным принимался, как раннепалеозойский. Полученные данные свидетельствуют в пользу их каменноугольного возраста.

На западе аллохтона Магнитогорской зоны, в его северной части девонские островодужные комплексы стратиграфически залегают на ордовикских и силурийских кремнисто-базальтовых комплексах и серпентинитовом меланже. Меланж и ордовикская поляковская свита к северу от с. Поляковка прорваны роями даек и пакетами «дайка в дайке», которые сложены породами основного и ультраосновного состава.

Возраст кремнисто-базальтовой поляковской свиты по конодонтам охватывает диапазон от нижнего ордовика (фло) по ашгилл включительно [6]. Ранее дайковый и кремнисто-базальтовый комплексы объединялись в офиолитовую ассоциацию, а дайковый комплекс рассматривался, как индикатор спрединга [5, 6, 9].

В дайковом комплексе (предложено название краснохтинский) преобладают дайки габбро-долеритов, амфиболовых габбро, горнблендитов, пикритов, спессартитов. Дайки конформны структуре кремнисто-базальтового комплекса и меланжа. Пакеты, состоящие из нескольких однозакальных даек в средней части прорваны двузакальными дайками. Мощность даек 0.1–2.0 м.

Породы основного состава соответствуют базальтам, пикробазальтам, базанитам, тефритам. Содержания TiO_2 колеблются в диапазоне 0.5–2%. Ультрамафитовые дайки по составу отвечают пикритам, меймечитам и комагитам. Часть пород представлена высококальциевыми разностями ($CaO/Al_2O_3 > 1$). Для амфиболовых габбро и горнблендитов типичны высокие до 1600 г/т содержания Sr. Спайдер-диаграммы демонстрируют

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; avguazan51@mail.ru

² Институт геологии и геохимии УрО РАН (ИГГ УрО РАН), Екатеринбург, Россия

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

яркий Ta-Nb минимум. На дискриминационных диаграммах Th–Zr/117–Nb/16 фигуративные точки располагаются, в основном, в поле островодужных базальтов. Диаграмма Th/Yb–Nb/Yb (Pearce, 2008) показывает значительный вклад коровой контаминации.

По магматическому амфиболу из горнблендитов $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст комплекса равен 357 ± 8 млн лет.

В аллохтонах Сакмарской зоны локально распространены калиевые риолиты, имеющие Nb–Zr–редкоземельную геохимическую специализацию [4]. В структуре тектонически сближены вендские и палеозойские комплексы, характеризующие разные геодинамические обстановки. Комплексы нижних аллохтонов сформированы в структуре континентальной окраины, а комплексы верхних аллохтонов, среди которых преобладают офиолиты, – во внутриокеанических обстановках [7]. Тела калиевых риолитов находятся в структуре нижних аллохтонов.

Видимый разрез нижних аллохтонов начинается с вендских комплексов, сформированных на активной континентальной окраине. Разрез наращивается палеозойскими вулканогенными и осадочными комплексами в диапазоне от среднего ордовика по фамен включительно. Комплексы смяты в складки разных генераций. Редкометальные риолиты распространены к северо-западу от Хабаровинского офиолитового аллохтона. Они участвуют в строении толщи (белошапкинской), которая несогласно залегает на палеозойских комплексах. В видимом основании разреза присутствуют игнимбриты, мелкообломочные кристаллокластические туфы, выше которых залегают флюидалные риолиты и дациты. Толща слагает фрагменты оборванных разломами линейных складок с залеганиями на крыльях $45\text{--}60^\circ$. Самые молодые подстилающие отложения представлены девонской кремнистой толщей с нижнеэмскими конодонтами. Белошапкинская толща прорывается дайками пироксен-порфиновых долеритов, афировых долеритов, и амфиболовых габбро. Амфиболовые габбро по составу имеют сходство с амфиболовыми габбро и горнблендитами краснохтинского комплекса.

В риолитах фенокристаллы представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и альбитом. Неравномерно рассеяны кристаллы ортита, редкие крупные (до 100 мкм) и частые мелкие (1 мкм) кристаллы циркона. Кучные скопления образует ильменит. Отмечаются редкие мелкие (около 1 мкм) пластинки редкометального (с P3Э и Nb) железо-титанового карбоната. Калиевые полевые шпаты образуют гломеропорфиновые сростки. Отмечаются ксенолиты гранитов с гипидиоморфнозернистой и гранофировой структурами. В фельзитовой основной массе развит агрегат мелкочешуйчатого биотита и хлорита. По петрохимической классификации породы белошапкинского комплекса отвечают риолитам и дацитам. Отношение

K_2O/Na_2O в них в основном не превышает 2. Содержания Zr составляют 1060–1520 г/т, Nb – 205–250 г/т. Сумма редких земель варьирует от 703 до 1087 г/т. По соотношению Zr, Ga, Al риолиты соответствуют гранитам А-типа. На дискриминационных диаграммах Пирса фигуративные точки составов пород комплекса расположены в поле внутриплитных гранитов. На спайдер-диаграммах наблюдаются обогащение редкими элементами по всему спектру.

$^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст основной массы риолитов 303 ± 2 млн лет, а вкрапленников полевых шпатов 306 ± 3 и 337 ± 3 млн лет.

Краснохтинский и белошапкинский комплексы, согласно полученным данным о возрасте, отражают каменноугольную эволюцию магматизма. В карбоне продолжала развиваться, живущая с позднего девона, активная континентальная окраина Балтики. В ее структуре широко проявлен раннекаменноугольный рифтогенный магматизм с формированием базальт-риолитовых толщ, коагматичных габбро-гранитных интрузий и базитовых даек. Гранитоидный магматизм также широко представлен в позднем палеозое [3, 11]. Краснохтинский комплекс коррелируется с комплексом параллельных долеритовых даек Прииргизья (Зауральская мегазона), где он связан с континентальными рифтогенными каменноугольными вулканогенными толщами [1]. Мафитовые и мафит-ультрамафитовые каменноугольные дайковые комплексы широко распространены в Магнитогорской синформе [8]. На севере Западно-Магнитогорской зоны в непосредственной близости с краснохтинским дайковым комплексом находятся интрузии балбукского ранне-среднекаменноугольного комплекса, представленного монцодиоритами, сиенитами и лейкогранитами.

Некоторые гипабиссальные интрузивные и эффузивные комплексы Южного Урала, представленные, в основном породами кислого состава, как и белошапкинский комплекс, имеют редкометальную геохимическую специализацию. Это кисинетский комплекс Восточно-Уральского поднятия, малочекинский комплекс в Восточно-Магнитогорской зоне. Возраст этих комплексов разными авторами оценивается, как каменноугольный или триасовый [8, 10]. Наибольшим сходством с белошапкинским комплексом по составу обладает каменноугольный кордонокаменский комплекс, распространенный на Среднем Урале в Уфалейском антиклинории [2]. Комплекс представлен субвулканическими и жерловыми телами, сложенными трахириолитами с переходами в покровные фации с игнимбридами и туфами. Коагматичным считается хомутовский комплекс граносиенитов и щелочных гранитов.

Белошапкинский комплекс по составу коррелируется с олигоценным комплексом редкометальных риолитов Sierra Blanca в Техасе, который сформирован на активной континентальной окраине Северо-Американской плиты [12].

Можно предполагать, что формирование краснохтинского и белошапкинского комплекса в карбоне характеризует внутриплитный (рифтогенный) магматизм, в тыловой части активной континентальной окраины. Формирование белошапкинского комплекса предшествовало связанному с коллизией шарьированию офиолитовых аллохтонов.

Работа выполнена в рамках темы № 0135-2016-0009 ГИН РАН и поддержана грантом РФФИ № 14-27-00058, грантом РФФИ № 16-05-00508.

Литература

1. *Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф.* Рифтогенез предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 387–391.

2. *Малютин С.А., Градовский И.Ф., Успенская Е.А.* Трахириодацит-граносиенитовая и комендит-трахириолит-щелочно-гранитная ассоциация Центрально-Уральского поднятия и их рудоносность (Средний Урал) // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 5. С. 22–31.

3. *Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.* Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 369–373.

4. *Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б.* Ультракалийевые липариты в обрамлении Харбарнинского массива // Ежегодник 1985. ИГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1986. С. 44–45.

5. *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 Мугодзар // Геотектоника. 2012. № 2. С. 65–96.

6. *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.

7. *Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю.* Ордовикские вулканогенные и плутонические комплексы Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Геотектоника. 2016. № 6. С. 23–51.

8. *Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Осипова Т.А., Рахимов И.Р.* Каменноугольно-пермский магматизм и связанное с ним оруденение (Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны Южного Урала) // Литосфера. № 5. 2016. С. 35–57.

9. *Семенов И.В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. 362 с.

10. *Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В.* Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4, геол. 2009. № 2. С. 29–38.

11. *Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

12. Price J.G., Jeffrey R.N., Henry C.D., Pinkston T.L., Tweedy S.W., Koppelaar D.W. Rare-Metal enriched peraluminous rhyolites in a continental arc, Sierra Blanca area, Trans-Pecos Texas; Chemical modification by vapor-phase crystallization // Ore bearing granitic systems; petrogenesis and mineralizing processes / Ed. H.J. Stein, J.L. Hannah // Geol. Soc. Amer. 1990. Spec. Paper. Vol. 246. P. 103–120.

Ю.М. Ряполова¹

Модели формирования позднечетвертичных травертинов восточной части Горного Алтая и их связь с активными разломами

На территории восточной части Горного Алтая выявлено два района развития травертинов, приуроченных к сети кайнозойских разломов и их оперений. Три поля находятся в пределах Бийского грабена в северо-восточной части Горного Алтая, разломные ограничения которого не проявляют признаков активности в позднеплейстоцен-голоценовое время. Травертины Юго-Восточного Алтая (11 полей) структурно связаны с разломами Курайской зоны и Южно-Чуйским разломом. Активность этих разломов подтверждается инструментальными сейсмологическими наблюдениями, приуроченностью к ним эпицентральных зон сильных голоценовых землетрясений [1–5].

Преимущественно новообразованные карбонаты кальция инкрустируют поверхности и цементируют обломки пород в материале позднеплейстоцен-голоценовых коллювиальных, аллювиальных и ледниковых отложений, превращая их в конгломераты и брекчии [6–8]. Для каждого из районов характерны специфичные карбонатные образования. Для Северо-Восточного Алтая таковыми являются пористые агрегаты с псевдоморфозами по растительным остаткам и гроздевидные образования, для Юго-Восточного Алтая – тектонические брекчии с травертиновым цементом.

Проведенные исследования изотопного состава углерода и кислорода карбонатов показали, что травертины Юго-Восточного Алтая ($\delta^{13}\text{C} = -2.2 \div +1.6\text{‰}$ PDB) занимают промежуточное положение между термогенными и метеогенными по классификации [9], что указывает на сме-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия; ulka1991@mail.ru

шанный источник CO₂, задействованный в карбонатообразовании [7, 10]. Напротив, травертины долины р. Бии характеризуются облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -10.2 \div -12.2\text{‰ PDB}$), что позволяет уверенно отнести их к группе метеогенных [11]. Изотопный состав кислорода не проявляет каких-либо существенных различий между травертинами Северо-Восточного ($\delta^{18}\text{O} = -14.4 \div -15.6\text{‰, PDB}$) и Юго-Восточного Алтая ($\delta^{18}\text{O} = -11.8 \div -14.8\text{‰, PDB}$).

Такие вариации изотопного состава травертинов из двух районов Горного Алтая позволяют говорить о разных моделях их формирования. Наличие метеогенного CO₂ в травертинах северо-востока указывает на то, что атмосферные воды, из которых отлагались карбонаты, насыщались углекислотой в процессе миграции через карбонатизированные лессовидные отложения пятой надпойменной террасы р. Бия. На юго-востоке утяжеленный изотопный состав углерода можно объяснить длительным контактом захороненных атмосферных вод с карбонатными коллекторами, сложенными верхнеэоценовыми-палеозойскими морскими известняками. Долгий контакт вод с карбонатными коллекторами осуществлялся за счет их блокировки многолетней мерзлотой. Развитию трещиноватости в массивах и усилению восходящего флюидопотока к поверхности вод из глубинных коллекторов способствовали сейсмогенные подвижки в зонах активных разломов [3, 4, 8].

Таким образом, карбонатные травертины Восточного Алтая, их изотопные характеристики углерода могут использоваться как критерий активности разломов, а их возраст может отражать возраст сейсмогенных подвижек по разломам.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-35-00280 мол_а.

Литература

1. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В. Сильнейшие землетрясения на юге Горного Алтая в голоцене // Физика Земли. 2008. № 6. С. 31–51.
2. Деев Е.В. Зоны концентрации древних и исторических землетрясений Горного Алтая // Физика Земли. 2018. № 6.
3. Деев Е.В., Турова И.В., Ряполова Ю.М., Корженков А.М., Неведрова Н.Н., Сокол Э.В., Дублянский Ю.В., Кох С.Н., Майдан Н.Т., Позднякова Н.И., Шапаренко И.О. Структура, палеоземлетрясения и травертины зоны сочленения Курайского хребта с Чуйской и Курайской впадинами (юго-восточный Алтай) // Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий

XXI века на территории России // Материалы XXI Научно-практической Щукинской конференции с международным участием: Тез. докл. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2018. С. 113–116.

4. Деев Е.В., Ряполова Ю.М., Сокол Э.В., Турова И.В., Дублянский Ю.В., Кох С.Н., Русанов Г.Г., Позднякова Н.И. Четвертичные травертины Горного Алтая: связь с неотектоникой и палеосейсмичностью // Воздействие внешних полей на сейсмический режим и мониторинг их проявлений: Международная Юбилейная научная конференция. г. Бишкек, 3–7 июля 2018 г. Тез. докл. Бишкек: Изд-во НС РАН, 2018. С. 176.

5. Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L. Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of palaeoseismological and archaeoseismological studies // International Geology Review. 2017. Vol. 59. Is. 3. P. 293–310.

6. Русанов Г.Г., Деев Е.В., Ряполова Ю.М., Зольников И.Д. Палеогидротермальная активность разломов Горного Алтая по результатам датирования травертинов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 4 (16). С. 53–64.

7. Деев Е.В., Сокол Э.В., Ряполова Ю.М., Кох С.Н., Русанов Г.Г. Четвертичные травертины Курайской зоны разломов (Горный Алтай) // ДАН. 2017. Т. 473. № 1. С. 54–59.

8. Kokh S.N., Sokol E.V., Deev E.V., Ryapolova Y.M., Rusanov G.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A. Post-Late Glacial Travertine Deposits from the Kurai Fault Zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) // Sedimentary Geology. 2017. DOI: 1016/j.sedgeo.2017.04.003.

9. Pentecost A. Travertine. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 446 p.

10. Кох С.Н., Сокол Э.В., Деев Е.В., Ряполова Ю.М. Индикаторные характеристики континентальных карбонатов на примере палеотравертинов Горного Алтая // Металлогения древних и современных океанов: Тез. докл. Миасс: Изд-во ИМин УрО РАН, 2016. Т. 22. С. 243–247.

11. Ряполова Ю.М. Травертины восточной части Горного Алтая // Материалы LIV Международной научной студенческой конференции «Студент и научно-технический прогресс»: Геология: Тез. докл. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2016. С. 22.

Структура консолидированной коры континентальной окраины моря Лаптевых по результатам совместного моделирования сейсмических, гравитационных и магнитных данных

Структура земной коры континентальной окраины моря Лаптевых изучалась путем численного моделирования на основе решения прямых и обратных задач гравиразведки и магниторазведки в трехмерной постановке. Численные расчеты выполнялись в программах Grav3D [13] и Geosoft Oasis Montaj. Методика моделирования позволила учесть сейсмические данные МОВ ОГТ в качестве априорных ограничений геометрии границ и свойств слоев, а также многопараметровую петрофизическую информацию о реологических, плотностных и магнитных свойствах земной коры.

В процессе 3D сеймоплотностного моделирования установлены диагностические особенности главных структурных элементов земной коры региона, выделенные на основе совместного анализа новейших сейсмических материалов и гравимагнитных данных. По результатам составлена схема структурно-вещественных подразделений консолидированной коры (рис. 1).

Центральное положение в структуре фундамента континентальной окраины моря Лаптевых занимает область развития позднемезозойских офиолитовых комплексов, маркирующих Южно-Аннуйскую сутуру, которой посвящен ряд опубликованных работ [6, 8, 9, 11]. Формирование Южно-Аннуйской сутуры связывается с закрытием Южно-Аннуйского бассейна и коллизией микроплиты Арктическая Аляска-Чукотка с активной окраиной Сибирской платформы в позднеюрское-раннемеловое время [6, 7].

С северо-востока к сутурной зоне причленена южная окраина эпикаледонской микроплиты Арктическая Аляска-Чукотка, которая вместе с чехлом интенсивно дислоцирована в ходе позднеюрского-раннемелового орогенеза и превращена в Новосибирско-Чукотско-Бруксовскую складчатую область. С юго-запада к коллизионной системе примыкает деформированная восточная окраина Сибирской платформы, выделяемая в качестве Верхояно-Колымской позднеюрской-раннемеловой складчатой

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия; savinvasily@rambler.ru

² Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; apiskarev@gmail.com

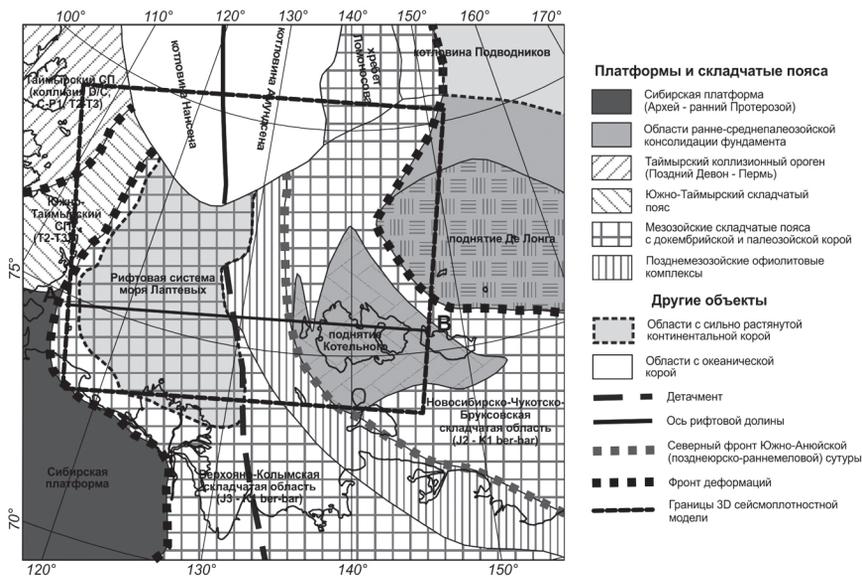


Рис. 1. Схема структурно-вещественных подразделений консолидированной коры континентальной окраины моря Лаптевых

области [7]. Выполненные построения согласуются с мнением многих исследователей [1, 2, 10, 12] о том, что позднекембрийские складчатые системы продолжаются с суши в область шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского и являются здесь фундаментом позднемелового-кайнозойского чехла.

На основании анализа имеющейся геолого-геофизической информации в пределах большей части исследуемого региона земная кора аппроксимирована тремя слоями (рис. 2). В составе земной коры выделены слои: гранулитобазитовый, соответствующий нижней коре (плотность 2.91 г/см^3), гранитно-метаморфический, составляющий верхнюю кору (плотность изменяется от 2.52 до 2.68 г/см^3) и осадочный (с плотностью 2.10 – 2.40 г/см^3). В районе Новосибирских островов развит блок континентальной коры, в строении фундамента которого обособляется отдельный (четвертый) слой с плотностью 2.75 г/см^3 . С опорой на сейсмические данные осадочный слой подразделяется на ряд толщ, ограниченных региональными сейсмическими горизонтами.

Глубинный разрез земной коры континентальной окраины моря Лаптевых (рис. 2) позволяет выделить в структуре фундамента два блока, принципиально отличающихся друг от друга. Граница между этими

блоками проходит между пикетами 300–600 км. К западу от границы консолидированная кора имеет двухслойное строение. Верхняя кора с плотностью 2.62 г/см^3 редуцирована по мощности до 5–10 км. К востоку от границы консолидированная кора включает три слоя. В пределах гранитно-метаморфической коры выделен верхний слой с плотностью 2.68 г/см^3 , отождествляемый комплексам пород, обнажающимся на поверхности, и нижний слой с плотностью 2.75 г/см^3 , в котором на глубинах 8–16 км заключены источники магнитных аномалий. Подобное отличие в структурно-вещественном составе коры свидетельствует о принадлежности рассматриваемых блоков к различным тектоническим элементам. Западный блок отнесен к Верхояно-Колымской складчатой области, а восточный блок – к Новосибирско-Чукотско-Бруксовской.

Граничная (межблоковая) зона располагается на продолжении пояса офиолитовых комплексов, зафиксированных на прилегающей суше. Она имеет структуру, которая может быть интерпретирована в качестве аккре-

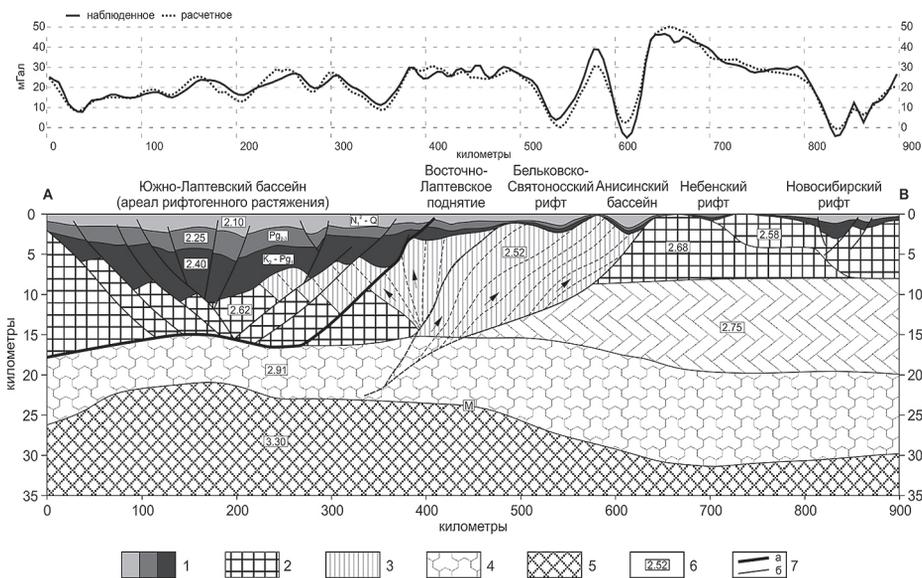


Рис. 2. Глубинный разрез земной коры континентальной окраины моря Лаптевых по результатам 3D сейсмоплотностного моделирования (профиль АВ на рис. 1).

1 – осадочные толщи, 2 – верхняя кора, дифференцированная по плотности блоков, 3 – аккреционный ороген, 4 – нижняя кора, 5 – верхняя мантия, 6 – плотности слоев и блоков (г/см^3), 7 – детачмент (а) и структурообразующие разломы (б)

ционного орогена, включающего сутуру, зоны надвигов и ретро-надвигов. Плотность верхнего слоя консолидированной коры по результатам моделирования составляет 2.52 г/см^3 , что характерно для деформированных терригенных толщ [5]. Предположение о наличии в восточной части моря Лаптевых акваториального продолжения Южно-Аннуйской сутуры высказывалось немецкими исследователями по результатам интерпретации сейсмических данных МОВ ОГТ, на которых ими были выделены надвиги в фундаменте [11]. С учетом структуры осадочного чехла предполагаемое время консолидации фундамента в пределах межблоковой зоны – не позднее раннего мела, что согласуется с представлениями о времени закрытия Южно-Аннуйского бассейна [7] и геодинамическими моделями эволюции арктического региона [3, 4].

Особенностью геодинамической позиции исследуемого региона в кайнозое является его положение вблизи дивергентной границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Заложение Евразийского бассейна вдоль границы плит привело к формированию широкого ареала рифтогенного растяжения на шельфе моря Лаптевых и к значительному утонению гранитно-метаморфического слоя земной коры, которое наблюдается в западной части разреза земной коры (рис. 2).

Литература

1. *Виноградов В.А., Гусев Е.А., Рекант П.В., Пяткова М.Н.* Особенности формирования осадочного чехла Таймырско-Аляскинской области Арктики (с позиции структурных связей в системе шельф-океан) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11. № 1. С. 1–26.

2. *Заварзина Г.А., Шкарубо С.И.* Тектоника западной части шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. Т. 7. № 3. С. 1–18.

3. *Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А.* Реконструкции перемещений плит в арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.

4. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шитлов Э.В.* Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.

5. *Пискарев А.Л.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 134 с.

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

7. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления. М.: Наука, 2009. 227 с.

8. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. Vol. 11. N. 5. P. 1–34.

9. Brandes Ch., Piepjohn K., Franke D., Sobolev N., Gaedicke Ch. The Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the New Siberian Islands, NE Russia // Geol. Mag. 2015. Vol. 152. № 3. P. 480–491.

10. Drachev S.S. Fold belts and sedimentary basins of the Eurasian Arctic // Arktos. 2016. V. 2. № 21. P. 1–30.

11. Franke D., Reichert Ch.J., Damm V., Piepjohn K. The South Anyui suture, Northeast Arctic Russia, revealed by offshore seismic data // Norwegian Journal of Geology. 2008. Vol. 188. № 4. P. 189–200.

12. Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8. № 1. P. 11–43.

13. Tchernychev M.Yu., Makris J. Fast calculations of gravity and magnetic anomalies based on 2D and 3D grid approach // Abstract of the 66th SEG Meeting. Denver, 1996. P. 1136–1138.

Ю.С. Савчук¹, А.В. Волков

Геодинамические обстановки формирования крупных и суперкрупных орогенных месторождений золота

Орогенные месторождения золота распространены на всех континентах и имеют различный возраст, но основные гиганты располагаются в Азии, в фанерозойских Южно-Тянь-Шанском, Патомском и Верхояно-Колымском складчатых поясах. Наблюдаются вариации структурных об-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; yurasavchuk@yandex.ru

становок, а морфология рудных образований различается, от крутопадающих плитообразных тел, до наклонных и пологих складчатых залежей. Эти складчатые пояса, возникли в результате субдукционно-коллизионных процессов, при закрытии малых океанических бассейнов – окраинных, задуговых морей. Основной их объем сложен преимущественно углеродистыми терригенными окраинно-континентальными отложениями, испытавшими динамотермальную метаморфическую переработку на уровне зеленых сланцев и нарушенных серией первично пологих шарьяжных структур и крутопадающих разломов. Уникальные и крупнейшие месторождения золота локализируются в основании аккреционных призм, а значительные вариации структурных форм объясняются геодинамической историей региона.

Месторождения **Мурунтау** и **Кокпатаг** расположены в домезозойском складчатом основании Южного Тянь-Шаня, являющегося герцинской аккреционной призмой, возникшей при коллизии Казахстано-Киргизского и Алай-Таримского микроконтинентов. В слагающих его структурно-вещественных комплексах зафиксированы следы существования двух малых океанических бассейнов: Кызылкумской ветви Палеоазиатского океана и Туркестанского палеобассейна. Процессы субдукции, отмечаемые в конце силурийского времени на южной окраине Кызылкумского палеобассейна, сопровождалась образованием Тасказган-Бесапанской аккреционной призмы. Эта призма в девоне слагала шельфовую окраину Алай-Таримского микроконтинента, явившуюся основанием герцинского Южного Тянь-Шаня, образованного при закрытии Туркестанского палеобассейна. Южно-Тяньшанская аккреционная призма представляет собой многопокровное сооружение, с различным составом тектонических пластин, разделенных зонами шарьяжей. Выделено несколько аллохтонных комплексов, с возрастом отложений от нижнего палеозоя (иногда рифея) до карбона и сложенных: метаморфическими сланцами, офиолитами, островодужными вулканитами, шельфовыми и окраинно-континентальными разрезами. Герцинские аллохтонные комплексы прорываются нижнепермскими интрузивными массивами. На заключительной, коллизионно-транспрессионной стадии пакет пластин деформировался в крупные открытые складки, и тогда же были заложены системы восток-юго-восточных и северо-восточных взбросо-сдвигов, контролирующих размещение дайковых поясов.

Месторождение **Сухой Лог** приурочено к границе Сибирской платформы, которая в Северном Прибайкалье располагается внутри Патомской дуги. В силурийское время турбидитовые осадочные комплексы испытали сложную складчатость и была сформирована покровно-складчатая структура, при аккреции Баргузинского микроконтинента и Сибирского

палеоконтинента и закрытии задугового бассейна Байкало-Витимского палеоокеана.

Месторождения **Наталка и Павлик** располагаются в Верхояно-Колымской орогенной области, представленной западновергентным коллажем террейнов, сложенных черносланцевыми турбидитовыми толщами верхней перми, триаса и нижней юры; средне-верхнеюрскими флишевыми отложениями и по Дарпирскому надвигу перекрываемые составным Колымо-Омолонским супертеррейном.

Внутренняя структура аккреционных призм, в том числе контролирующая размещение золотого оруденения, образована элементами, возникшими на субдукционной и коллизионно-транспрессионной стадиях развития, что позволяет выделять здесь соответственно 2 основных типа месторождений.

В качестве примера месторождений золота **субдукционного типа** – Кокпатаг, Мурунтау, Сухой Лог, для которых характерна специфичность рудоконтроля, главную роль в котором принимают пологие шарьяжно-кливажные структуры. Так, месторождение **Кокпатаг** расположено в тектоническом окне в пологой шарьяжной зоне, разделяющей близкие по составу аллохтонные комплексы в основании герцинской аккреционной призмы Кызылкума. Собственно месторождение размещается в поднадвиговом меланже. Рудные залежи представляют собой пласто- и линзообразные тела с раздувами и пережимами как по простиранию, так и по падению, разделенные прослоями и участками пустых пород и рассеченные многочисленными безрудными дайками.

Месторождение **Мурунтау** располагается в каледонской Тасказган-Бесапанской аккреционной призме, основной структурой которой является Главный шарьяж между двумя аллохтонными пластинами, к зоне которого приурочено тектоническое тело «Мурунтауской линзы». Мощность Главного шарьяжа доходит здесь до 1 километра и, кроме общей тектонизации зоны, он распадается на несколько швов, т.н. вязких разрывов (10–30 метров мощностью), расчленяющих рудовмещающую толщу «Мурунтауской линзы». Первичное положение поверхности шарьяжа реставрируется как пологое, но вторичные изгибы определяют пластово-седловидную, сложно-складчатую форму Главной рудоносной залежи Мурунтау.

Месторождение **Сухой Лог** располагается в центральной части Мамско-Бодайбинского синклиория покровно-чешуйчатого строения. Главной структурой является Сухоложская, сильно сжатая асимметричная антиклиналь, к осевой зоне которой приурочена тектоническая зона смятия, полого падающая на северо-восток под углами 20–30°. Пластоо-

бразная рудная залежь контурами совпадает с тектонической зоной смятия и также полого погружается к северо- востоку.

Субдукционный тип орогенных месторождений золота имеет четкие временные рамки в пределах тектонического процесса формирования аккреционной призмы, оруденение предваряет гранитоидный магматизм, а более поздними являются дайки пестрого состава, контролируется определенными шарьяжными структурами и подчиняется элементам их пространственного положения.

Для **коллизионно-транспрессионного типа месторождений** характерны: серии параллельных нарушений, сравнительно большая мощность (десятки – первые сотни метров) и значительная протяженность (до десятков километров и более) тектонизированной зоны, значительная сдвиговая компонента, при общем вертикальном характере перемещения с крутыми углами наклона. Тектоническая зона выражена рассланцованными и брекчированными образованиями, либо углеродистыми милонитами, с зажатými разновеликими блоками менее тектонизированных пород. Вдоль разломов порой развиты дайки пестрого состава, характерные для ранних этапов развития сдвиговых нарушений. В следующие этапы зафиксировано отложение кварцево- жильно-прожилковой и сульфидно-вкрапленной (пирит, арсенопирит) минерализации, свидетельствующей о высокой гидротермальной активности в этих швах.

В пределах Южно-Тянь-Шанской аккреционной призмы эти взбросо-сдвиги контролируют ряд золоторудных месторождений, среди которых наиболее известны: **Даугыз, Амантай**, приуроченные к поперечной северо-восточной структуре; а также **Зармитан**, располагающийся в экзо-и эндоконтакте гранитоидного интрузива, при пересечении его восток-восточной (продольная) зоной смятия.

На площади Верхояно-Колымской складчатой системы расположен ряд рудно-россыпных узлов (РРУ), приуроченных к областям влияния региональных сдвигов северо-западного и близмеридионального простирания. Выделяется Тенькинский глубинный разлом, который контролирует Омчакский РРУ с месторождениями Наталкинское, Омчак и Павлик. Основными элементами структуры на месторождении **Павлик** служат запад-северо-западные взбросо-надвиги и взбросо-сдвиги. Серия этих нарушений образует тектонический пакет, в котором выделяются верхний взбросо-надвиг и нижний взбросо-сдвиг, между которыми заключен мощный, интенсивно тектонизированный блок пород. Здесь проявлены сколовые трещины различных направлений, вмещающие прожилково-вкрапленную и жильную минерализацию и, редко, интенсивно измененные дайки.

Таким образом, для субдукционного типа рудоконтроль осуществляется зонами шарьяжей, вязкими разрывами, зонами смятия, клива-

жирования; характерны пластово-седловидные, наклонные залежи, состоящие из многоярусных серий, сближенных метасоматически-прожилково-вкрапленных и жильных рудных зон золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной рудных формаций. Для коллизионно-транспрессионного типа рудоконтролирующими являются магистральные сдвиговые нарушения и оперяющие их круто- и пологопадающие разломы, объемные трещинные структуры между ними; характерны системы сближенных крутопадающих рудных жил и зон, корытообразные залежи метасоматически-прожилково-вкрапленных руд золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной формаций.

На каждом объекте, при разведочных работах выделяются **рудные столбы** разных размеров. На месторождении Мурунтау рудные залежи не имеют резких границ и представляют единое оруденелое тело – Главную рудоносную залежь Мурунтау. Она фактически образует полого погружающийся к востоку и северо-востоку гигантский уплощенный рудный столб. Генерализовано распределение рудной минерализации подчинено двум направлениям: по восстанию зоны шарьяжа и вдоль нее. Выделяются второстепенные рудные столбы, их длинные оси ориентированы по кливажу параллельно шарнирам изоклинальных складок, короткие перпендикулярно. Как правило, эти рудные столбы локализуются в местах пересечения рудовмещающими вязкими разрывами и зонами смятия, пластов благоприятных пород. Первое (основное) направление может указывать на ориентировку и положение главного пути миграции рудоносных гидротерм, а второе направление соответствует второстепенным каналам, положение которых обусловлено пересечением синшарьяжных структур с благоприятными литологическими горизонтами. На объектах коллизионно-транспрессионного типа также устанавливаются рудные столбы, так на месторождении Павлик статистической обработкой данных опробования выделены области максимальных значений интенсивности оруденения (суммированные м*г/т по скважинам), сопоставленные с трассами палеофлюидопотоков.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 48 «Месторождения стратегических и высокотехнологичных металлов Российской Федерации: закономерности размещения, условия формирования, инновационные технологии прогноза и освоения».

**А.В. Самсонов¹, А.В. Степанова², Е.Б. Сальникова³,
А.А. Арзамасцев³, Р.В. Веселовский^{4,5}, Ю.О. Ларионова¹,
А.Н. Ларионов⁶, С.В. Егорова², К.Г. Ерофеева¹,
М.В. Стифеева³**

Неоархейский плюм «Печенгского типа» в северной Фенноскандии: дайки 2680 млн лет в Мурманском кратоне

В палеопротерозойской истории архейских блоков восточной Фенноскандии распознаются несколько дискретных эпизодов мафического магматизма в интервале времени от 2505 до 1770 млн лет. Самым ярким по разнообразию пород и масштабным по распространению является эпизод 1980 млн лет. Мафические вулканиты, дайки и силлы этого возраста известны на территории Карельской и Кольской провинций, и представлены ассоциацией двух контрастных геохимических типов: базит-ультрабазитов толеитовой серии и ферропикритов [1–3]. Наиболее полно эта ассоциация представлена в Кольской провинции в Печенгской структуре, где впервые были описаны ферропикриты [1], и в дайковых роях ее обрамления [4]. Сходство ферропикрит-базальтовой ассоциации Печенгской структуры с ассоциациями фанерозойских LIP рассматривалось как аргумент в пользу начала действия геодинамических режимов «фанерозойского типа» в мантии в середине палеопротерозоя [5].

При проведении исследований к востоку от Печенгской структуры, в Мурманской провинции, нами обнаружены крупные рои даек ферропикритов и толеитовых базальтов с сохранными магматическими минеральными ассоциациями, которые по комплексу характеристик близки к палеопротерозойской ферропикрит-базальтовой ассоциации Печенги, но

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

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия; stepanov@krc.karelia.ru, zumlic@mail.ru

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; katesalnikova@yandex.ru, arz1998@yahoo.com, stifeeva-maria@ya.ru

⁴ МГУ имени В.М. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; goman.veselovskiy@ya.ru

⁵ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

⁶ ЦИИ Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; Larionov@vsegei.ru

имеют неархейский возраст. Результаты изучения этих даек и их значение для расшифровки тектоники Фенноскандии в конце архея будут обсуждаться в нашем докладе.

Мурманская провинция – небольшой фрагмент архейской коры на северо-востоке Фенноскандии, который минимально затронут палеопротерозойской тектонической переработкой и рассматривается как архейский кратон [6]. Граниты и диориты санукитоидной серии, вмещающие дайки ферропикритов и толеитов и фиксирующие завершение процессов формирования неархейской континентальной коры этой части Фенноскандии, датированы возрастами в интервале от 2742 до 2724 млн лет.

Дайки ферропикритов с ССВ 10–15° простиранием и мощностью от 0.5 до 20 м зафиксированы в коренных обнажениях побережья Баренцева моря от м. Лицкий на западе до г. Савиха на востоке на интервале около 70 км. Крупные тела прямолинейны с хорошо выраженными закаленными эндоконтактами, для мелких тел характерны ксенолиты, «мосты» вмещающих пород, апофизы. Часть даек имеет зональное строение – их краевые части сложены однородными массивными породами, а центральные наполнены частично резорбированными ксенолитами вмещающих гранитоидов. В наиболее мощной (20 м) и сохранный дайке в районе м. Лицкий зона закалки представлена оливинowymi порфиритами, ее внутренние части слагают среднезернистые массивные керсутитсодержащие оливиновые габбронориты. Остальные дайки имеют близкий состав, но сильно амфиболизированы. U-Pb (ID-TIMS) конкордантный возраст 2680±2 млн лет по бадделейту из наиболее сохранный дайки в районе м. Лицкий надежно определяет возраст внедрения ферропикритовых даек.

По геохимическим и изотопным характеристикам дайки ферропикритов близки к «классическим» ферропикритам Печенгской структуры. Они имеют высокие содержания MgO, Fe₂O₃, TiO₂, Cr и Ni и невысокие Cr/Ni отношения, а также сильно фракционированные спектры легких и тяжелых РЗЭ. Отличительные особенности архейских ферропикритов – более высокие концентрации SiO₂ (до 50 вес.%), Al₂O₃ (до 10 вес.%), деплетированность Nb, а также заметные вариации первичного изотопного состава Nd (ϵ_{NdT} от +0.6 до +1.5).

Дайки базитов толеитовой серии мощностью от 1 до 30 м зафиксированы на побережье Баренцева моря на интервале 150 км от пос. Дальние Зеленцы на западе до г. Савиха на востоке. Простирания даек варьируют от 315–325° в районе Дальних Зеленцов до 10–15° в районе г. Савиха. Для даек толеитов характерно наличие крупных (до 12 см) вкрапленников плагиоклаза, количество которых значительно варьирует по простиранию тел, отражая процессы поступления расплавов в дайки. Мелкозернистая основная масса отвечает по структуре и составу Crх-Pl долериту, со-

хранившему реликты первичных минералов. U-Pb (ID-TIMS) возраст 2692 ± 10 млн лет по бадделеиту из дайки в районе пос. Дальние Зеленцы в пределах погрешности перекрывается с возрастом даек ферропикритов.

Геохимические и изотопные характеристики этих даек отвечают толеитовым базальтам и контрастно отличаются от ферропикритов. Они имеют более низкие содержания MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Cr и Ni, более высокие и сильно варьирующие содержания SiO_2 и Al_2O_3 , слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ, резкие отрицательные Nb аномалии, близкие к нулю величины $\epsilon_{Nd}T$ от -0.5 до $+0.4$.

Полученные данные позволяют сделать основные выводы.

1. Дайки ферропикрит-толеитовой ассоциации в Мурманском кратоне имеют близкий возраст 2680–2690 млн лет и, вероятно, были связаны с единым эпизодом мантийного магматизма. Такие же возрасты имеют магматические комплексы Кейвской структуры [7], которые, вероятно, также связаны с этим эпизодом эндогенной активности.

2. По составу неархейские дайки ферропикритов и толеитов Мурманского кратона аналогичны палеопротерозойской ферропикрит-базальтовой ассоциации Печенгской структуры в Кольской провинции. Наблюдаемая геохимическая и изотопная специфика неархейских даек, включая повышенные концентрации SiO_2 , Al_2O_3 , резкие отрицательные Nb аномалии и невысокие, с заметными вариациями, величины $\epsilon_{Nd}T$, вероятно, связана с контаминацией мантийных магм материалом коры. Значительный вклад контаминанты, составлявший по масс-балансовым расчетам до 15 вес.%, мог обеспечиваться за счет внедрения мафических даек с возрастом 2680 млн лет в еще не остывшую неархейскую кору Мурманского кратона, формирование которой завершилось около 2720 млн лет назад.

3. Контрастные геохимические различия неархейских ферропикритов и долеритов не могут быть объяснены за счет процессов дифференциации или контаминации общего исходного расплава, и предполагают разные условия плавления и разный состав источника их материнских магм. Образование ферропикритовых магм связывается с высокими степенями плавления мантийного источника, обогащенного FeO и TiO_2 , при высоких давлениях (около 50 кбар) в области устойчивости граната [8, 9]. Присутствие керсутита в ферропикритовых дайках указывает на участие воды в петрогенезисе их материнских магм. В отличие от ферропикритов, неархейские толеиты представляют менее глубинные расплавы, образованные из перидотитового источника в равновесии с безгранатовым реститом, и также контаминированные коровым материалом. Образование этих контрастных по петрогенезису, но близких по возрасту магм, по-видимому,

происходило в разных частях и/или на разных стадиях эволюции единого мантийного плюма.

4. Среди обсуждаемых механизмов формирования обогащенного мантийного источника ферропикритовых магм [8–10], наиболее вероятной для нашего случая представляется модель взаимодействия глубинного плюма с захороненной океанической литосферой [9, 11], учитывая полученные в последние годы данные о ведущей роли субдукционных обстановок в формировании неоархейских тоналит-зеленокаменных поясов Фенноскандии [12].

5. Изученные неоархейские дайки имеют аналоги не только среди палеопротерозойских, но и среди фанерозойских LIP. Это дополняет представления о сходстве процессов динамики плюмов и условий мантийной магмогенерации в истории Земли начиная с 2.7 млрд лет [13].

Исследование поддержано Российским научным фондом, грант 16-17-10260.

Литература

1. *Hanski E.J., Smolkin V.F.* Pechenga ferropicrites and other early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield // *Precam. Res.* 1989. Vol. 45. P. 63–82.

2. *Hanski E.J., Smolkin V.F.* Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // *Lithos.* 1995. Vol. 34. P. 107–125.

3. *Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al.* Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // *Contrib. Miner. Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 134–153.

4. *Арзамасцев А.А., Степанова А.В., Самсонов А.В. и др.* Базитовый магматизм северо-восточной части Фенноскандии (2.06–1.86 млрд лет): геохимия вулканитов и корреляция с дайковыми комплексами // *Стратигр. Геолог. корр.* 2019. (в печати)

5. *Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // *Петрология.* 1997. Т. 5. С. 503–522.

6. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere. // *Geol. Soc. London. Mem.* 2006. Vol. 32. P. 579–598.

7. *Ветрин В.Р., Родионов Н.В.* Геология и геохронология неоархейского анархического магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // *Петрология.* 2009. Т. 17. С. 578–600.

8. *Goldstein S.B., Francis D.* The petrogenesis and mantle source of Archaean ferropicrites from the western Superior Province, Ontario, Canada // *J. Petrol.* 2008. Vol. 49. P. 1729–1753.

9. Zhang J.B., Liu Y.S., Ling W.L. et al. Pressure-dependent compatibility of iron in garnet: Insights into the origin of ferropicritic melt // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2017. Vol. 197. P. 356–377.
10. Herzberg C., Asimow P.D., Ionov D.A. et al. Nickel and helium evidence for melt above the core–mantle boundary // *Nature*. 2013. Vol. 493. P. 393–397.
11. Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P. Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 200. Vol. 174. P. 355–374.
12. Hölttä P., Heilimo E., Huhma H. et al. The Archaean Karelia and Belomorian Provinces, Fennoscandian Shield / Dilek Y., Furnes H. (eds.). *Evolution of Archean crust and early life, Modern approaches in Solid Earth sciences*. Springer Science, 2014. P. 55–102.
13. Gibson S.A. Major element heterogeneity in Archean to Recent mantle plume starting-heads // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 195. P. 59–74.

**А.В. Самсонов¹, С.В. Богданова², В.А. Спиридонов³,
А.В. Постников⁴, А.Н. Ларионов⁵, О.И. Застрожнова⁵,
А.Н. Кузьмин⁵**

Главные этапы формирования архейской коры Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: геохронологические и изотопно-геохимические данные

Восточно-Европейский кратон (ВЕК) – гигантский (более 6 млн км²) блок раннедокембрийской литосферы. В его строении выделяются три крупных литосферных сегмента, Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия [1], которые имели каждый независимую геологическую историю на протяжении архея и большей части палеопротерозоя до объединения в конце палеопротерозоя [2]. Фенноскандия и Сарматия, выведенные на поверхность на Фенноскандинавском и Украинском щитах и на Воронежском кристаллическом массиве, детально изучены и вовлечены в мировую базу знаний по раннедокембрийской геологии. Значительно меньше данных

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

² Department of Geology, Lund University, Lund, Sweden

³ ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИгеосистем», Москва, Россия; spiridonov@yandex.ru

⁴ Кафедра литологии, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁵ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; Larionov@vsegei.ru, olga_zastrozhnova@vsegei.ru, alexey_kuzmin@vsegei.ru

имеется для Волго-Уральского сегмента, который полностью перекрыт осадочным чехлом и доступен для изучения лишь по керну глубоких скважин. В нашем докладе на основании полученных ранее и новых результатов геохронологических и изотопно-геохимических исследований kernового материала будет представлена детализация строения и истории формирования двух крупных архейских мегаблоков Волго-Уральского сегмента – Средневожского и Токмовского. Разработанные для этой территории карта и легенда к ней [3, 4] были существенно уточнены в последние десятилетия благодаря усилиям международного коллектива ученых [2, 5–7] и дополнены геохронологическими и изотопными данными в ходе проведения работ по составлению Государственной геологической карты Российской Федерации, масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение), серия Центрально-Европейская, листы O38, N38, N39 и M39.

Средневожский мегаблок (СВБ) занимает обширную территорию на юго-востоке Волго-Уралии, и выделяется в магнитном и гравитационном полях линейно-складчатой структурой СВ простираения, осложненной СЗ разломами [2]. Здесь выделяется несколько комплексов архейских пород (от древних к молодым).

1) Палеоархейские (3.27–3.24 млрд лет, U-Pb по циркону) монцититы Ташлиярского комплекса, мигматизированные в 2.71 млрд лет, вскрыты в СВ части СВБ [5]. Модельные T_{DM}^{Hf} возрасты цирконов из этих пород ($T_{DM}^{crustal}$ от 3.5 до 3.8 млрд лет, ϵHf от +2.5 до –3.7) и T_{DM}^{Nd} (порода = 3.7 млрд лет) указывают на долгую коровую предысторию источника их расплавов [5]. «Рамой» Ташлиярских монцититов, возможно, служили парагнейсы, обнаруженные в ЮВ части СВБ. Эти мигматизированные парагнейсы имеют палеоархейский Sm-Nd модельный возраст (T_{DM}^{Nd} = 3.5 млрд лет) и содержат гетерогенную по внутреннему строению и возрасту популяцию циркона. Древний циркон с возрастaми от 3.6 до 3.4 млрд лет представлен ядрами в полигенных зернах и является, вероятно, кластогенным материалом из разновозрастных источников сноса. Более молодой циркон, с возрастaми 3.24 и 3.03 млрд лет образует как самостоятельные кристаллы, так и оболочки на более древних зернах, и, по-видимому, фиксирует этапы метаморфической переработки этих пород.

2) Мезоархейские (3.15–3.13 млрд лет, U-Pb по циркону) эндербиты и чарнокиты Колыванского комплекса широко развиты в ЮВ части СВБ [8]. Присутствие в цирконах ядер с возрастом ~3.3 млрд лет, а также Lu-Hf (циркон) ($T_{DM}^{crustal}$ от 3.4 до 3.9 млрд лет, ϵHf от –3 до –9) и Sm-Nd (порода) модельные возрастa (T_{DM}^{Nd} = 3.4–3.5 млрд лет) этих гранитоидов указывают на преобладание в их источнике эо-палеоархейского корового материала.

3) Неоархейские (2.73–2.70 млрд лет, U-Pb по циркону) эндербиты, чарнокиты и ТТГ гранитоиды титовского, нурлатского и бакалинского комплексов локализованы преимущественно в краевой западной части СВБ вдоль зоны его сочленения с Токмовским мегаблоком. Здесь проявлена интенсивная бластомилонитизация пород в условиях гранулитовой фации. Образование этих гранитоидов было связано с плавлением палео- и мезоархейских коровых источников с возрастными от 3.0 до 3.4 млрд лет, что обосновывается результатами исследований Sm-Nd изотопной системы в породах и Lu-Hf изотопной системы в цирконе бакалинских гранитоидов [5].

4) Неоархейские (<2.70 млрд лет) парагнейсы большечеремшанской серии распространены в пределах всего СВБ. В северной части СВБ они формируют пояса северо-восточного простирания протяженностью до нескольких сотен километров при ширине до десятков километров. Установленные в метаосадках вариации Sm-Nd модельных возрастов T_{DM}^{Nd} породы от 3.7 до 2,7 млрд лет и U-Pb возрастов кластогенного циркона от 3.8 до 2.7 млрд лет указывает на возрастную гетерогенность источников, которые поставляли терригенный материал при формировании большечеремшанской серии [7].

Близко со временем накопления осадков большечеремшанской серии назад происходило внедрение габбро-анортозит-монцититовых интрузий Туймазинского комплекса около 2.66 млрд лет (U-Pb циркон), которые трассируют линейные зоны растяжения и деформаций СВ простирания и завершают формирование общей надвигово-складчатой структуры неоархейских комплексов СВБ.

Токмовский мегаблок (ТКБ), расположенный в западной части Волго-Уральского сегмента, по геофизическим данным и результатам изучения немногочисленных глубоких скважин имеет «купольно-килевую» геолого-геофизическую структуру, характерную для архейских гранит-зеленокаменных областей. История формирования пород относительно простая. Для преобладающих в составе мегаблока огнейсованных и метаморфизованных ТТГ гранитоидов циркон магматической генерации имеет сравнительно узкий интервал U-Pb возрастов от 2.86 до 2.72 млн лет, есть единичные находки ядер с возрастными 3.0–3.3 млрд лет, каймы обрастания метаморфического циркона дают возрасты от 2.72 до 2.63 млрд лет. Эти данные по циркону, а также сравнительно «молодые» Sm-Nd модельные возрасты гранитоидов (T_{DM}^{Nd} от 3.0 до 2,7 млрд лет) показывают, что основной объем кислой коры ТКБ был сформирован в мезо- и неоархее за счет поступления ювенильных расплавов, вероятно, при плавлении базитовых источников. Характерно также присутствие крупных тел метагаббро-эндербитового состава с возрастом магматизма 2.81 млрд лет и метаморфизма 2.73 млрд лет. Многочисленные зеленокаменные пояса

и мафические интрузии плохо разбурены и предполагаются по геофизическим данным. Однако, метакоматииты и метаосадочно-вулканогенные породы, а также сопутствующие им метагабброиды известны в разрезах ряда скважин на северо-востоке мегаблока.

Сутура Средневожского и Токмовского мегаблоков проходит по Елабужской тектонической зоне сдвигов и надвигов и, возможно, была сформирована при коллизии этих двух континентальных масс. Коллизия около 2.73–2.70 млрд лет назад сопровождалась плавлением палеомезоархейской коры Средневожского мегаблока и неоархейской коры Токмовского мегаблока, что обеспечило массовую генерацию гранитоидов этого возраста. Распад Волго-Уральского коллизионного орогена в Средневожском мегаблоке привел к рифтогенезу, седиментации большечеремшанской серии и внедрению постколлизионных габбро-анортозит-монцититовых интрузий Туймазинского комплекса.

В заключение необходимо добавить, что структура архейской коры Волго-Уралии подверглась интенсивным деформациям и повторному метаморфизму в палеопротерозое как минимум дважды. Сначала в период 2.1–1.95 млрд лет при формировании Волго-Донского коллизионного орогена в юго-западном обрамлении архейского ядра Волго-Уралии [6, 7, 9], а затем 2.00–1.95 млрд лет при формировании его северо-западной Осницко-Микашевичско-Московской активной окраины [10, 11]. Предположительно, что наблюдаемая линейная, надвигово-складчатая структура коры Средневожского мегаблока, столь ярко выраженная в сейсмическом профиле Татсейс [12], была образована именно в этот этап его тектонической истории. Это подтверждено U-Pb возрастными метаморфическими цирконами и Ag-Ag датировками высокотемпературного амфибола.

Литература

1. Bogdanova S.V. The three-segment hypothesis for the East European Craton // Terra Nova. 1993. Vol. 5 (Suppl 1). P. 313–314.
2. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EUROPE. East European Craton // Reference module in Earth systems and environmental sciences. 2016. P. 1–18.
3. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты а раннем докембрии (на примере Волго-Уральского сегмента). М.: Наука, 1986. 223 с.
4. Богданова С.В., Лапинская Т.А. Стратиграфия нижнедокембрийских образований Волго-Уральской области // Стратиграфия СССР. Нижний докембрий. Европейская часть. Кн. 2. М.: Наука, 1989. С. 89–107.
5. Bogdanova S.V., De Waele B., Bibikova E.V. et al. Volgo-Uralia: the first U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotopic evidence of preserved Paleoproterozoic crust // Amer. J. Science. 2010. Vol. 310. P. 1345–1383.
6. Бибикина Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика

ка супракрустальных пород и гранитоидов // Стратигр. Геол. корр. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

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

8. Bogdanova S., Belousova E., DeWaele B. et al. One more Early Archean protocontinent survived Paleoproterozoic reworking: zircon records from charnockitoids in Volgo-Uralia // Gondwana Res. in preparation

9. Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др. Палеопротерозойские граниты А- и S-типа востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014. Т. 22. С. 235–264.

10. Богданова С.В., Бибилова Е.В., Постников А.В., Таран Л.Н. Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // ДАН. 2004. Т. 395. С. 376–380.

11. Samsonov A.V., Bogdanova S.V., Postnikov A.V. et al. Paleoproterozoic Osnitsk–Mikashевичи-Moscow Igneous Belt (OMMB): new geochronology and petrology data for the Russian segment and tectonic implication // Abstract for the 33rd Nordic Geological Winter Meeting. Denmark. 2018. P. 54–55.

12. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотравесе Татсейс2003Б, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3–20.

Ю.Г. Сафонов¹

Тектонические и геодинамические аспекты металлогении золота и урана

Тектонические и геодинамические аспекты металлогении золота и урана затрагиваются во многих работах последних десятилетий, в основном, в рамках обоснования плейт-тектонической концепции и её развития. К настоящему времени, исчезла острота противопоставлений последней с геосинклинальной-платформенной, но сохраняются общие тенденции развития с последней. К ним относятся представления о естественном подразделении металлогении на общую, историческую, специальную (по

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; safonov@igem.ru

конкретным элементам-металлам), обоснованном в работах В.И. Смирнова, А.Д. Щеглова и других. При этом были выделены и отдельные перспективные направления металлогенических исследований: линейное, плюмовое и обозначено стереогенетическое содержание различных металлогенических направлений. Представленная на рисунке (рисунке) и в таблице информация отражает в самых общих чертах соотношение целевых металлогенических исследований, в наиболее распространенной версии плейт-тектонической концепции применительно к золоту и урану. Наиболее заметной особенностью схемы является игнорирование разломов и плюмов, без которых понимание геолого-тектонических обстановок металлогенического развития остается неполным.

Соотношения тектонических обстановок и проявлений магматизма при гидротермальном рудообразовании разнообразны для различных геодинамических условий. Они рассматриваются для различных типов месторождений золота, выделенных на прилагаемой схеме. Следует лишь отметить, что «древние кратоны» здесь показаны как безрудные, тогда как именно в них были сформированы первые и значительные рудные концентрации, особенно, для золота. На схеме показан бассейн Витватерсранд, время формирования которого 3–2.7 Ga. Накопленное золото



Рисунок. Схематический литосферный разрез по Гровсу и др. (E.G.v.100), показывающий условия образования различных типов золотых месторождений. VHMS – массивные сульфиды в вулканических толщах. 1 – аккреционный клин; 2 – гранитоиды; 3 – астеносфера; 4 – континентальная кора (ювенильная); 5 – океаническая кора; 6 – древний кратон; 7 – субкрупная литосфера; 8 – разломы растяжения; 9 – разломы; 10 – деформированные шельфовые толщи

в котором сравнивается со всем, накопленным в месторождениях более позднего времени.

Таблица. Геолого-тектонические обстановки и металлогеническая специализация золото-ураноносных террейнов.

№	Геолого-тектонические обстановки		Основные металлогенические эпохи	Металлогеническая специализация
1	Интракратонные впадины-бассейны		Ar_3-PR_1	Au, U, \pm МПГ
2	Зеленокаменные пояса		Ar_2-PR_2	Au, МПГ, Cu, Pb, Zn, Ag
3	Рифтогенные складчатые пояса – области, зоны протоктивизации		PR_2-PR_3	U, Au, МПГ, Pb, Zn, Ag, Cu
4	Орогенные области – складчатые пояса, внутриплитные бассейны		Pz–Mz	Au, W, Sn, TR, Sb, Hg, Cu, Pb, Zn, U
5	Области внутриплитной тектономагматической активизации	рифтогенной	Pz–Mz–(Cz)	Au, U, Sb, Hg, Pb
		плюмовой		МПГ, Au, U, Sb, W, Cu, Mo
6	Вулканические пояса континентальных окраин		Mz–Cz	Cu, Au, Ag, U, Pb, Zn
7	Вулканические пояса островных дуг		Cz	Au, Ag, Cu, Pb, Zn

Как известно, время распада древних континентов, как и возникновение – существование докембрийских зеленокаменных поясов оценивается по-разному. Соответственно, источник палеороссыпей – «золотоносных рифов» бассейна Витватерсранд остается неопределенным в существующей основной «палеороссыпной» генетической модели. Это главная неопределенность в исторической металлогении золота и, соответственно, в понимании геодинамических и тектонических условий их первичных концентраций. Соответственно остается неопределенной вероятность регенерации золоторудных концентраций и «рассеивания» в последующих тектономагматических циклах развития земной коры, в частности в приобретении металлогенической специализации разнородных террейнов. Урановые концентрации в золотоносных и автономных рифах бассейна Витватерсранд не столь значительны по сравнению с известными более

поздними месторождениями. Среди них наиболее известны месторождения зон несогласия (~1.8 млрд лет), а также уникальное Олимпик Дэм (Австралия, 1.6 млрд лет). В первых запасы U_3O_8 измеряются в $p \cdot 10^{-3}$, а в последнем – 1 млн 200 тыс. т, как и в бассейне Витватерсранд, где уран в большей части рассеян, и рудные тела содержат его малые концентрации. Но проблема «первичного» урана, его источников, как и для золота, остается.

Проблема сонахождения концентраций золота и урана в земной коре, в различных геолого-тектонических обстановках остается актуальной. Автором она обсуждалась с академиками Н.П. Лавёровым и Д.В. Рундквистом при рассмотрении итогов работ по Программе крупных-сверхкрупных месторождений. При этом специальное внимание было уделено проблеме радиогенного тепла как дополнительного источника тепловой энергии в процессах образования-преобразования земной коры, в частности, в формировании разномасштабных рудогенерирующих систем различного ранга. Вышеуказанные объекты крупных-сверхкрупных Au-U концентраций, возможно, были связаны с такими системами.

Месторождения бассейна Витватерсранд и Олимпик Дэм представляют собой крайние объекты в значительном диапазоне структурно-гидродинамических обстановок формирования эндогенных рудных концентраций золота и урана – от водного бассейна с привнесенными эндогенными рудоносными флюидами до проникновения последних в зону интенсивно трещиноватых-брекчированных гранитов с проявлением синминерализованного брекчирования. В этом ряду, как и среди орогенных и плутоногенных месторождений золота и других металлов, локализация рудообразующих минералов контролируется разломами, зонами трещиноватости, породами определенного состава, как и петрофизическими свойствами. Локальные тектонические обстановки образования золота, урана являются объектами постоянных исследований и нами в данной работе не рассматриваются. Но в широком диапазоне геолого-тектонических обстановок, которые разделяются в масштабной иерархии последних от глобальных-региональных до крупномасштабных, свойственных рудным районам, явно недостаточное внимание уделяется тектоническим блокам. Это относится к металлогеническим таксонам всего указанного диапазона, но особенно остро ощущается при металлогеническом районировании провинций, геотектонических зон со сложной историей развития. К таковым относится, например, Северное Забайкалье, где сочленяются разновозрастные комплексы пород различной геодинамической природы и с различной металлогенической специализацией. Здесь остро сказывается недостаточность знания о глубинном строении провинции, в которой проявляются черты этажно-ярусного строения

коры, разновозрастные магматические комплексы, имеющие различное происхождение (коровые анатектические, палингенные, мантийные) при сложной сети разломов различных систем. От расшифровки истории блокового развития территории зависит оценка потенциала рудоносности тектонических блоков среднемасштабной категории.

Здесь одним из перспективных направлений исследований по рассматриваемым аспектам может стать выявление признаков проявления масштабных латеральных потоков металлоносных флюидов, возникавших, как показано в ряде работ Е.В. Артюшкова для областей молодого магматизма, при развитии позднепалеозойского плюмового магматизма.

А.А. Сенцов¹

Современная геодинамика и зоны возможных очагов землетрясений территории Фенноскандинавского щита, установленные с помощью компьютерного моделирования

Изучение сейсмичности Фенноскандинавского щита является актуальной и интересной задачей, о значимости которой свидетельствует большое количество отечественных и зарубежных публикаций. Различные схемы сейсмоактивных зон российской части Балтийского щита приведены в работах [2, 3, 5, 6, 12]. В зарубежной литературе также употребляется термин «зоны возможных очагов землетрясений (seismic generation zones)». Последние обычно выделяются на границах литосферных плит, однако вопрос о характере распределения зон ВОЗ на территории Скандинавских стран остается не до конца решенным.

Входными данными для исследования служили следующие материалы: радарное и изображение рельефа типа ASTER, с разрешением 500×500 м; тектоническая карта центральной Европы 1998 г.; сводный сейсмический каталог, собранный на основе баз Американской геологической службы [9], данные каталога Хельсинского университета [11], единой геофизической службы РАН [10]. При построении компьютерной модели использовалась цифровая модель рельефа, сетка активных разрывных нарушений [2, 15], физико-механические параметры среды (коэффициенты Пуассо-

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

на и внутреннего трения), а также выделенные «слабые» зоны методом структурно-геоморфологического дешифрирования.

Структурно-геоморфологическое дешифрирование предполагает выделение по эрозионной сети рельефа «слабых» зон [4]. В данном исследовании была построена карта блоковой делимости территории, в масштабе 1 : 2 500 000. Наиболее протяженные из «слабых» зон, вместе с активными разрывными нарушениями и сейсмолинеаментами, были использованы в качестве сетки разрывов на этапе компьютерного моделирования.

Компьютерное геодинамическое моделирование выполнено с помощью программы «RMS 2013». Методика работ заключается в том, что по высотным отметкам рельефа была построена поверхность в формате «Grid», на которую нанесена упомянутая ранее сетка разрывов.

В данной работе было сделано предположение о том, что в разных частях Фенноскандинавского щита проявляются разные типы напряженного состояния, поэтому рассматриваемая территория разделена на 5 участков. Границы участков выделены по изменению пространственного рисунка эпицентров землетрясений. Для каждого участка были заданы различные ориентировки внешних главных нормальных осей напряжения: азимуты простираций осей сжатия и растяжения варьируют от 00 до 1650 с шагом в 150. Оценка достоверности построенных моделей проводилась путем сопоставления рассчитанных параметров с реальными геолого-геоморфологическими данными: вероятность формирования новых разрывов малой протяженности – с плотностью эпицентров землетрясений. Возможность сопоставления этих параметров связана с тем, что расчетные алгоритмы, используемые при моделировании, применяются при прогнозе сейсмических событий [13]. При проведении моделирования используется ряд допущений о геометрии линеаментов (которые считаются непересекающимися), величинах напряжений, принятых достаточными для возникновения новых разломов. Более подробно принятые допущения рассмотрены в [8] и [1].

Таким образом, применение компьютерного моделирования позволило сделать предположения о типах напряженного состояния, проявляющихся на территории Фенноскандинавского щита и выделить участки, отличающиеся высокими значениями вероятности формирования новых разрывов, взятыми по модулю (рис. 1): 1) на территории Venusland реализуется сдвиг, с субгоризонтальной ориентированной осью сжатия в 285° , коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,37»; 2) в области Fjordland основным является сдвиговое поле напряжения, с субгоризонтальной ориентированной осью сжатия в 315° , коэффициент Пирсона между вероят-

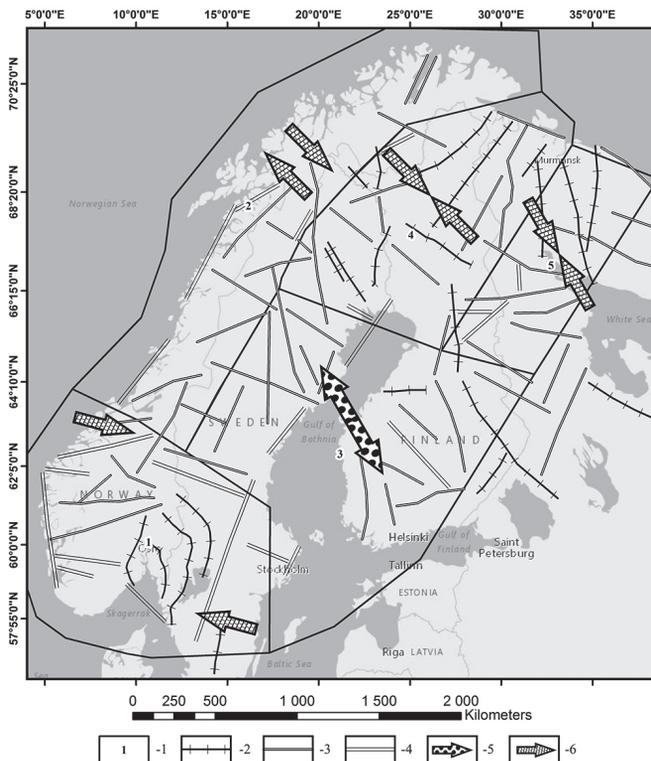


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая деление Фенноскандинавского щита на блоки, отличающиеся типом напряженного состояния: 1 – номера блоков: 1 – Venusland, 2 – Fjordland, 3 – InSammer, 4 – Porttipahdan, 5 – Jarvidol; 2–4 – разрывные нарушения, используемые при моделировании: 2 – геологические, 3 – геоморфологические, 4 – сейсмолинеаменты; 5 – ось растяжения, 6 – ось сжатия

ностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «-0,47»; 3) в области блока InSammer происходит растяжение, с ориентировкой субгоризонтальной оси растяжения в 330° . коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «-0,5»; 4) на территории Porttipahdan реализуется обстановка сжатия, с субгоризонтальной ориентировкой оси сжатия в 315° , а коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,43»; 5) в районе Jarvidol преобладает обстановка сжатия, с ориентировкой одноименной субгоризонтальной оси в 330° (рис. 3). Такие представления хорошо согласуются с ранее опубликованными материала-

ми [14]. Стоит отметить, что более восточная часть не была включена в модель, т.к. ранее опубликованные в работах [1, 16] материалы указывают на то, что она развивается в обстановке северо-западного сжатия на современном этапе.

Приведенные далее зоны ВОЗ были выделены путем корреляции эпицентров землетрясений с областями формирования разрывов малой протяженности (рис. 2, табл. 1). При этом выделенная Финнско-Российская зона частично совпадает с ранее изученной Куусамо-Порьегубской ВОЗ, Беломорская – с континентальной частью Кандалакшской ВОЗ, Апатитовая – частично совпадает с Хибинско-Ловозерской ВОЗ, Ботниче-

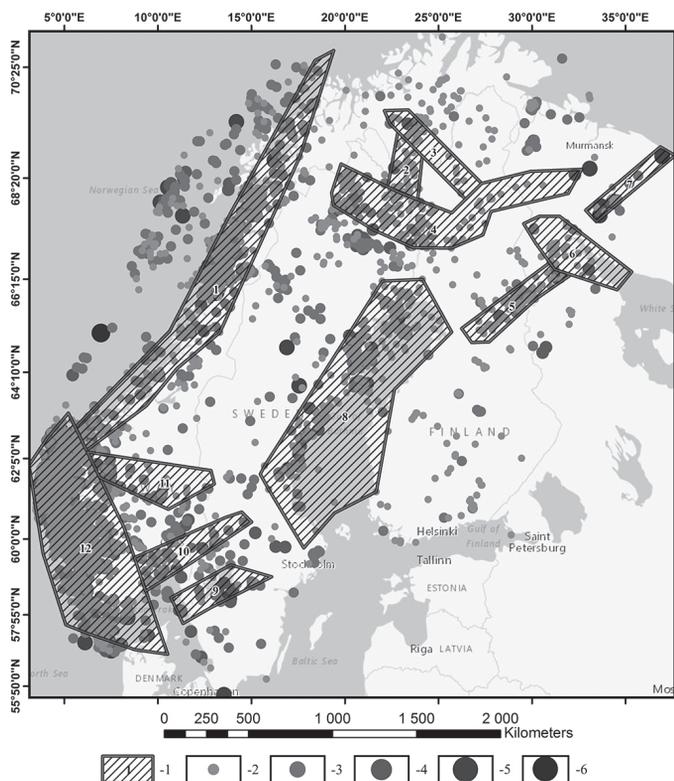


Рис. 2. Карта зон ВОЗ территории Фенноскандии: 1 – номера зон ВОЗ, соответствующие указанным в таблице, 2 – землетрясения с $M \leq 2$, 3 – землетрясения с $2.1 \leq M \leq 3$, 4 – землетрясения с $3.1 \leq M \leq 4$, 5 – землетрясения с $4.1 \leq M \leq 5$, 6 – землетрясения с $M \geq 5.1$

ская, Финско-Российская и Шведско-Российская подтверждают Ботний-Финнмаркскую ВОЗ [2].

Таблица. Краткое описание выделенных зон ВОЗ

№ п/п	Название	Линейные размеры (в км)	Максимальные магнитуды землетрясений
1	Норвежская	2670 200	5.4
2	Финско-Шведско-Норвежская	300 200	3.3
3	Финско-Норвежская	700 135	3.7
4	Шведско-Российская	1540 200	3.6
5	Финско-Российская	670 130	3.5
6	Беломорская	650 380	3.2
7	Апатитовая	600 100	4.7
8	Ботническая	1750 500	4.1
9	Венернская	480 170	4.8
10	Осло	715 160	3.8
11	Центрально-Норвежская	700 200	3.9
12	Бергенская	1350 500	5.2

Автор выражает благодарность шведско-русской группе InSammer за возможность использования названия в данной работе.

Литература

1. Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Девяткина А.С. Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юго-восток Балтийского щита) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 791–807.
2. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловчинко, Ю.К. Щукина. КН.1 Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 381 с.
3. Евзеров В.Я., Виноградов А.Н., Николаева С.Б. Геодинамика Беломорской котловины в голоцене // Вестник Кольского научного центра РАН. 2014. № 2. С. 51–58.

4. *Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: Издательство МГУ, 1999. 379 с.
5. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Землетрясения доисторического периода в системе совершенствования оценок сейсмической опасности (Восточно-Европейская платформа и ее обрамление) // VII Общеросс. конфер. «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в РФ». 15–16 XII 2011 г. М., 2011. С. 224–227.
6. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри, 2015. С. 243–251.
7. *Панасенко Г.Д.* Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 184 с.
8. Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)», 2012. Режим доступа: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnyeposobiya-2
9. Сейсмический каталог Американской геологической службы. Режим доступа <https://earthquake.usgs.gov/>
10. Сейсмический каталог единой геофизической службы РАН Режим доступа: <http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl>
11. Сейсмический каталог Хельсинского университета. Режим доступа: <http://www.seismo.helsinki.fi/english>
12. *Юдахин Ф.Н.* Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.
13. *King G.C.P., Cocco M.* 2001. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences / Dmowska R, Saltzman B. (eds.). // Advances in geophysics. 2001. Vol. 44. P. 1–38.
14. *Kierulf H.P., Steffen H., Simpson M.J.R., Lidberg M., Wu P., Wang H.* A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. Vol. 119. P. 6613–6629.
15. *Olesen O., Bungum H., Dehls J., Lindholm C., Pascal C. Roberts D.* Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway – mechanisms and implications / Olsen L., Fredin O., Olesen O. (eds.) // Quaternary Geology of Norway. Geological Survey of Norway Special Publication. 2013. Vol. 13. P. 145–174.
16. *Slunga R.S.* The Baltic Shield earthquakes // Tectonophysics. 1991. Vol. 189. № 1–4. P. 323–331.

Сравнение процессов формирования двух сопряженных пар пассивных континентальных окраин Ньюфаундленда–Иберии и Австралии–Антарктиды

Разделение Австралии и Антарктиды началось примерно 83 млн лет назад с началом ультрамедленного и неравномерного спрединга океанического дна. В юго-восточной части Индоокеанского хребта спредингу предшествовал достаточно длительный и, по всей вероятности, очень неравномерный континентальный рифтогенез, который продолжался около 70–80 млн лет. Срединг в Ньюфаундлендско-Иберийском сегменте Атлантического океана начался в готериве (около 130 млн лет назад), а окончательное разделение произошло в начале апта (около 125 млн лет назад). Средингу предшествовали два эпизода рифтогенеза: в позднем триасе – ранней юре и в поздней юре – раннему мелу. Схожесть геодинамических обстановок, в которых сформировались континентальные окраины Ньюфаундленда–Иберии и Австралии–Антарктиды, навела на мысль провести их сравнительное сопоставление.

Обе пары пассивных континентальных окраин характеризуются крайне угнетенным магматизмом, который сопровождал их развитие на переходе от рифтинга к спредингу. Иными словами, как континентальный рифтинг, так и последующий океанический спрединг проходили в условиях раскола холодной литосферы. Об этом же свидетельствует и наличие поднятия мантийной кровли, наблюдаемых на сейсмических разрезах вдоль границ континент–океан для всех четырех окраин. При этом, в приповерхностных условиях эксгумированная мантия серпентинизированна, на что указывают относительно низкие скорости и плотность.

Также, в обоих случаях рифтогенез закладывался пассивным, а не активным способом. Причиной растяжения литосферы на рассматриваемых участках, являлись масштабные геодинамические процессы, протекавшие в соседних областях, а не восходящие тепловые потоки непосредственно под рифтовой системой. Причиной раскрытия юго-восточной части Индийского океана влияние находящегося к западу мощного плюма Кергелен, которое в максимальной мере проявилось между 120 и 110 млн лет назад [2]. В свою очередь, примерно в это же время и в Тихом океане

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; wanda@list.ru, german_1@mail.ru

² ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

происходила мощная вспышка плюмового магматизма, совпавшая с меловой эпохой спокойного магнитного поля 120–80 млн лет назад, которая привела к реорганизации движения плит в пределах Пацифики [3]. Формирование же Ньюфаундлендско-Иберийского сегмента явилось следствием раскрытия Центральной Атлантики, сопровождавшегося активным вулканизмом в начале и середины юры.

На рисунке представлена модель, основанная на нашей интерпретации механизмов формирования и последующей эволюции сопряженных пар континентальных окраин Австралии–Антарктиды и Ньюфаундленда–Иберии. В построении модели были учтены опубликованные сейсмические разрезы [1, 4, 7, 8], данные магнитометрии [10], а также результаты физического моделирования растяжения холодной литосферы и аккреции океанической коры на ранних этапах спрединга [11].

Мы считаем важным обратить внимание, что на момент начала растяжения австрало-антарктическая литосфера была значительно древнее, а потому и значительно «холоднее», чем литосфера Ньюфаундленда–Иберии. С началом растяжения утонение литосферы Ньюфаундленда–Иберии должно было быть локализовано в краевых прогибах каледонских складчатых поясов, образовавшихся в результате закрытия палеоокеана Япетус. Что касается относительно однородной литосферы Австралии–Антарктиды, то она испытывала равномерное утонение, охватывающее



Рисунок. Формирование и эволюция сопряженных пар пассивных континентальных окраин Ньюфаундленда–Иберии и Австралии–Антарктиды

большие территории. В обоих случаях рифтовые трещины формировались в пределах холодной литосферы. В таких условиях оказался возможным сценарий эксгумации верхней мантии, не сопровождавшийся ее плавлением. При переходе от рифтинга к спредингу в Атлантике каледонский горный массив стал терять латеральную опору на востоке, что привело формированию структур банки Флемиш и Ньюфаундленда за счет их гравиационного сползания.

Согласно данным физического моделирования [11] на ранних этапах аккреции океанической коры спрединг может носить асимметричный характер и сопровождаться перескоками своей оси. Такой сценарий очень вероятен для Австралии–Антарктиды и мог бы объяснить несоответствие сопряженных границ континент–океан [5, 6, 9]. Возникновение асимметричного характера спрединга может быть связано с асимметричной формой астеносферного клина, который подходит снизу к оси спрединга. Мы предполагаем, что мощность литосферы на сопряженных континентальных окраинах должна различаться. Это утверждение основано на том, что литосфера за счет остывания нижележащей астеносферы наращивает свою мощность с течением геологического времени. В ходе длительного и холодного рифтогенеза, который предполагается для Австралии–Антарктиды, наращивание мощности литосферы будет сильнее для нижележащей плиты. Чем больше разница мощности литосферы у сопряженных континентальных окраин, тем заметнее асимметрия астеносферного клина и океанического спрединга. Что касается литосферы Ньюфаундленда–Иберии, то рифтинг здесь был достаточно быстрым, а потому судить об асимметричности астеносферного клина и, соответственно, спрединга в данном случае затруднительно. По мере удаления континентальных окраин от центра раскрытия океана, спрединг приобрел стабильный симметричный характер.

Литература

1. *Boillot G., Froitzheim N.* Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions / Wilson R.L.C., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N. Non-volcanic rifting and continental margins: a comparison of evidence from land and sea // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2001. Vol. 187. P. 9–30.
2. *Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A., Gladczenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A.* Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma // *J. Petrology.* 2002. Vol. 43. № 7. P. 1121–1139.
3. *Larson R.L.* Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 547–550.
4. *Manatschal G., Froitzheim N., Rubenach M., Turin B.* The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain / Wilson R.L.C., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N. Non-volcanic rifting and conti-

mental margins: a comparison of evidence from land and sea // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2001. Vol. 187. P. 405–428.

5. *Powell C.M.A., Roots S., Veevers J.* Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean // Tectonophysics. 1988. Vol. 155. P. 261–283.

6. *Royer J.Y., Sandwell D.T.* Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: Constraints from Geosat altimetry // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 13755–13782.

7. *Sayers J., Symonds P., Direen N.G., Bernardel G.* Nature of the continent-ocean transition on the nonvolcanic rifted margin of the central Great Australian Bight / Wilson R.L.C., Whitmarsh R.B., Taylor B., Froitzheim N. Non-volcanic rifting and continental margins: a comparison of evidence from land and sea // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2001. Vol. 187. P. 51–77.

8. *Stagg et al.* Geological framework of the continental margin in the region of the Australian Antarctic Territory. Geoscience Australia Record 2004/05.

9. *Williams S.E., Whittaker J.M., Müller R.D.* Full-fit, palinspastic reconstruction of the conjugate Australian-Antarctic margins // Tectonics. 2011. Vol. 30. P. TC6012.

10. *Tikku A.A., Cande S.C.* On the fit of Broken Ridge and Kerguelen Plateau // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 180. P. 117–132.

11. *Дубинин Е.П., Лейченко Г.Л., Грохольский А.Л., Сергеева В.М., Агранов Г.Д.* Изучение особенностей структурообразования в ранний период разделения Австралии и Антарктиды на основе физического моделирования // Физика Земли. 2018 (в печати).

Л.А. Сим¹, А.С. Рахматуллина², А.В. Маринин¹

Неотектонические напряжения, разломная тектоника и нефтегазоносность Восточного Предкавказья

Территория исследования находится на южной окраине Скифской плиты. Наиболее крупными структурными элементами Центрального и Восточного Предкавказья являются Ставропольский свод, Западно-Ставропольская впадина, Прикумская система поднятий, Восточно-Ставропольская впадина и Ногайская ступень [7].

Палеозойский фундамент плиты осложнен крупными положительными тектоническими элементами: Ставропольским и Прикумским сводами (или одноименной системой поднятий). Между Ставропольским сводом

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

² РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М. Губкина, Москва, Россия; rakhmatullina.a@gubkin.ru

и северной моноклиналию Центрального Кавказа выделяется Восточно-Кубанская впадина (прогиб). Восточнее Ставропольского свода с севера на юг выделяются: зона Манычских прогибов, Прикумский свод, Ногайская ступень и Терско-Каспийский прогиб. Последний имеет черты и платформ, и складчатых областей. Структуры Терско-Каспийского прогиба в результате многократных активизаций тектонических процессов характеризуются сложным дифференцированным строением, перемещением блоков земной коры по разломам и надвигам с большими амплитудами. Все это привело к формированию крупных несогласий, резкому изменению мощностей и фаций отложений в осадочном чехле, выпадению из разрезов отдельных частей стратиграфических подразделений [1]. Осадочный чехол сложен ниже-среднеюрским, верхнеюрским, тоар-неокомским, мел-палеогеновым, неогеновым и плиоцен-антропогеновым структурно-тектоническими этажами. Большой интерес, проявленный к кайнозойским отложениям, связан с тем, что к ним приурочены богатейшие нефтяные и газовые месторождения; именно из кайнозойских отложений были получены первые промышленные притоки нефти в Кубани. Значительную роль на месторождениях нефти и газа в районе исследований играют трещинные коллекторы, что определило *цель исследований: изучение разломной тектоники и неотектонических напряжений района и сопоставление полученных результатов с нефтегазоносностью.*

Для выделения тектонических разломов были привлечены данные геофизических работ на территории и проинтерпретированы данные площадной сейсморазведки (рис. 1) [2], дополненные дешифрированием разломов по топокартам и космическим снимкам.

Для исследования влияния на развитие трещинных коллекторов в кайнозойских отложениях выделенные по геофизическим и геоморфологическим данным разломы использовались для реконструкции неотектонических напряжений района исследований с помощью структурно-геоморфологического (СГ) метода [3, 4]. Обоснование метода приведено в работе [5].

Метод позволяет подтверждать тектоническую природу отдешифрированных линеаментов, утверждать, что линеаменты–разломы имеют преобладающую сдвиговую компоненту перемещений по разломам в неотектонический этап, восстанавливать ориентации осей сжатия и растяжения в горизонтальной плоскости, определять направление сдвига (правый-левый) и геодинамическую обстановку формирования сдвига над разломом фундамента (дополнительное сжатие/растяжение, ориентированное перпендикулярно плоскости разлома). Результаты реконструкции неотектонических напряжений Восточного Предкавказья представлены на рис. 2. Метод неоднократно использовался при изучении новейшей

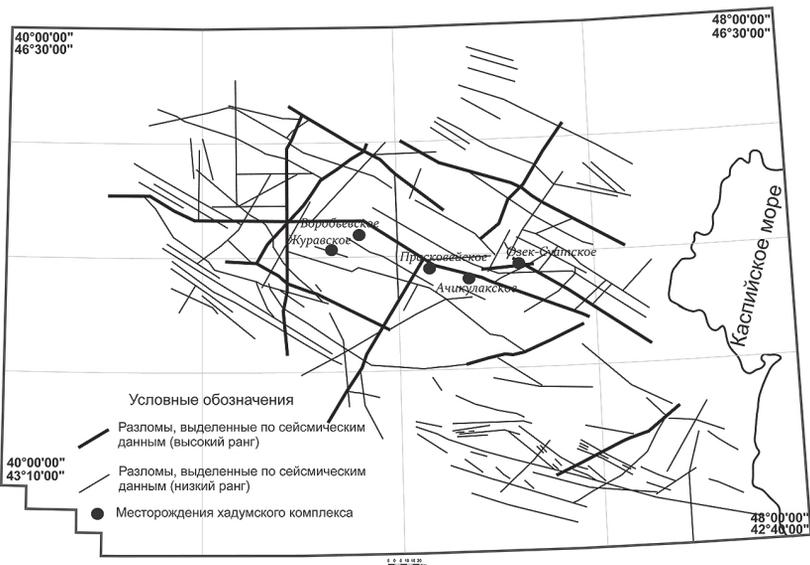


Рис. 1. Разломная тектоника Восточного Предкавказья по геофизическим данным, по [2]

геодинамики нефтегазоносных платформенных структур в пределах Тимано-Печорской, Западно-Сибирской плит и Восточно-Сибирской платформы.

В результате дешифрирования линеаментов – предполагаемых разломов выделены разломы и разломные зоны 1-го ранга, которые характеризуются на снимках широкой зоной (от 2.5 до 5 км) уплотненного развития мелких прямолинейных элементов рельефа. Эти зоны ограничены с обеих сторон отчетливо выраженными параллельными линеаментами, которые собственно и позволили их выделить. На изученной территории выделяются разломы 1-го ранга, доминирующая роль из которых принадлежит двум субширотным разломам древнего заложения; они выдержанно секут весь район с запада на восток, формируются или активизированы в поле напряжений с СВ ориентировкой оси сжатия и имеют левосдвиговую составляющую перемещений. Другим выдержанным разломом является структура СВ простираения (на СЗ района), активизированная при меридиональной (до СВ) ориентации оси сжатия; он является также левым сдвигом. Выделенный меридиональный разлом 1-го ранга на западе района сечет как разлом СВ простираения, так и субширотный.

Таким образом, поле напряжений 1-го ранга формируется преимущественно при северо-восточной ориентации оси сжатия и, по определению,

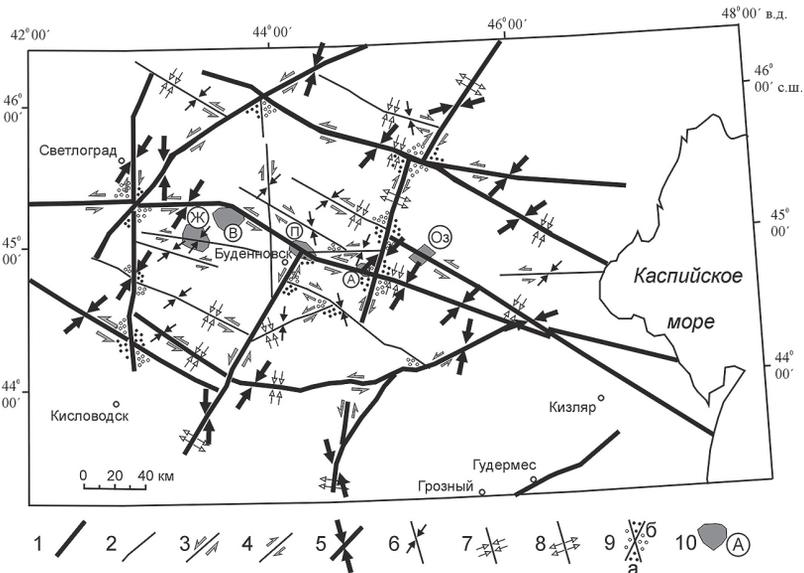


Рис. 2. Неотектонические напряжения Восточного Предкавказья (по: Сим, Маринин, 2016). 1, 2 – разломы: 1 – I-го, 2 – II-го ранга; 3, 4 – сдвиги, определенные структурно-геоморфологическим методом: 3 – левые, 4 – правые; 5, 6 – оси сжатия в горизонтальной плоскости: 5 – I-го, 6 – II-го ранга; 7, 8 – геодинамическая обстановка формирования сдвигов: 7 – сжатия, 8 – растяжения; 9 – сектора сжатия (а) и растяжения (б) на пересечении разнонаправленных сдвигов; 10 – контуры крупных месторождений. Буквы в кружках – названия месторождений: Ж – Журавское, В – Воробьевское, П – Прасковейское, А – Ачикулакское, Оз – Озек-Суатское

северо-западной ориентировке оси растяжения в горизонтальной плоскости. Неотектоническая северо-восточная ориентировка оси сжатия I-го ранга, вероятнее всего, унаследована от складчатого этапа развития Предкавказья, т.к. крупнейшие складчатые структуры этой части Кавказа имеют запад-северо-западное простирание.

По всем разломам восстановлены ориентировки осей сжатия, меняющиеся по простиранию от меридионального до северо-восточного. На местах пересечения разнонаправленных сдвигов формируются локальные сектора сжатия и растяжения [6]. При северо-восточном сжатии на пересечении диагональных сдвигов сектора, раскрытые на северо-восток и юго-запад, должны быть секторами сжатия, а раскрытые на северо-запад и юго-восток – секторами растяжения. Сложное сочетание разноориен-

тированных и разномасштабных сдвигов позволило выделить сектора локального сжатия и растяжения (рис. 2).

Сектора растяжения наиболее проницаемы и (при прочих равных геологических условиях) они более благоприятны для накопления углеводородов. Ранее в пределах Иркиннеево-Чадобецкого рифтогенного прогиба убедительно была показана взаимосвязь повышенного дебита газа в скважинах, пробуренных в секторах растяжения [6].

Среди уже разрабатываемых месторождений Восточного Предкавказья Озек-Суатское и Журавское находятся на крупных разломах, Прасковейское – на пересечении разломов, Воробьевское – на участке растяжения, образованном при переходе широтного разлома в разлом запад-северо-западного простирания (рис. 2). Большое по площади Прасковейское месторождение в целом попадает в сектор растяжения, хотя его юг-юго-западная часть приурочена к сектору сжатия. Скважины, пробуренные в этой части, преимущественно сухие. Нами рассмотрены на более детальных картах и космоснимках разломная тектоника, тектонические напряжения и нефтегазоносность (на месторождениях Прасковейское, Журавское и Озек-Суат). Геодинамическую обстановку Озек-Суатского месторождения достаточно сложно интерпретировать в масштабе проведенных нами исследований. При более детальных исследованиях показано, что оно расположено в районе пересечения густой сети разломов разного простирания и требует специального рассмотрения.

Работа выполнена при поддержке госзадания ИФЗ РАН.

Литература

1. Буш В.А. Глубинное строение фундамента Скифской плиты // Геотектоника. 2014. № 6. С. 39–54.

2. Рахматуллина А.С. Условия формирования и закономерности распространения коллекторов нефти и газа в отложениях хадумской и баталпашинской свит Восточного Предкавказья. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук, М.: 2018. 24 с.

3. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

4. Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. ВУЗов. геол. и разв. 1991. № 10. С. 3–22.

5. Сим Л.А. Полевые методы реконструкции тектонических напряжений // Современная тектонофизика. Методы и результаты. М-лы 1-й молодежной тектонофизической школы-семинара, 21-24 сент. 2009, ИФЗ РАН, Москва. М.: ИФЗ РАН, С. 277–287.

6. Сим Л.А., Постников А.В., Постникова О.В., Пошибаев В.В. Влияние новейшей геодинамики на газоносность Иркинеево-Чадобецкого рифтогенного прогиба // Экспозиция Нефть Газ. 2016. № 6 (52). С. 8–12.

7. Тектоника южного обрамления Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.Е. Хаина и В.И. Попкова. Краснодар: Кубанский гос. ун-т, 2009. 213 с.

В.А. Симонов^{1,3,4}, Ю.В. Карякин², А.В. Котляров^{1,4}

Условия генерации базальтовых магм архипелага Земля Франца-Иосифа

Базальтовые комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) привлекают внимание многочисленных исследователей [1–4, 9–13, 15]. В то же время значительное количество вопросов, связанных с физико-химическими условиями магматических систем, остаются открытыми и решить их с помощью традиционных методов весьма трудно. В этом отношении перспективными являются исследования расплавных включений в минералах, успешно используемые для определения параметров кристаллизации базальтовых пород из различных регионов Мира. Наиболее эффективным является комплексный подход, с изучением составов расплавных включений и содержащих их минералов, с помощью которого можно получить достоверную и детальную информацию о физико-химических условиях расплавов, формировавших базальтовые породы ЗФИ.

Основой минералогических и термобарогеохимических исследований послужили представительные коллекции базальтовых пород, собранные в период с 2006 г. по 2018 г. во время экспедиций на ЗФИ. Проведенное ранее изучение образцов, отобранных на архипелаге, позволило получить новые данные об изотопно-геохимических особенностях базальтов ЗФИ [2, 3, 13]. В частности, ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование на масс-спектрометре Noble Gas 5400 в ИГМ СО РАН, показало, что формирование базальтоидов ЗФИ происходило в период 197–121 млн лет (ранняя юра – ранний мел). В целом было установлено, что на ЗФИ выделяются три пика активной

¹ Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева. СО РАН, Новосибирск, Россия; simonov@igm.nsc.ru, kotlyarov@igm.nsc.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; yukar61@mail.ru

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

⁴ Казанский федеральный университет, Казань, Россия

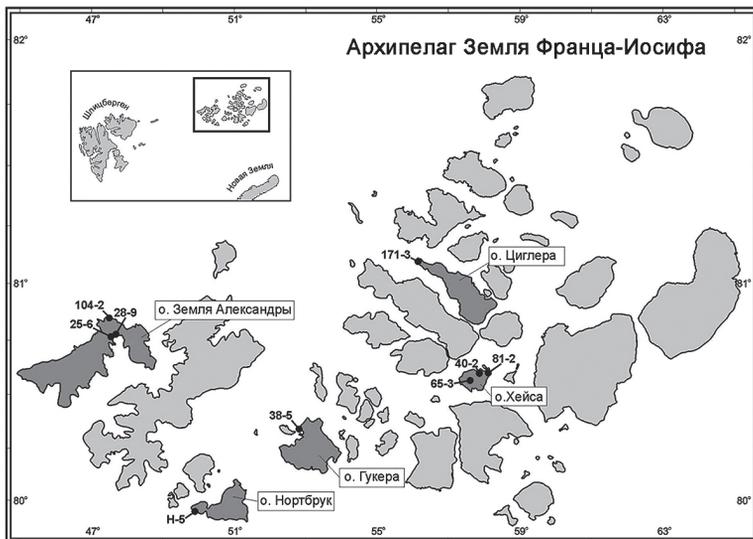


Рис. 1

вулканической деятельности: 192.2 ± 2.8 , 157.4 ± 3.5 и 131.5 ± 0.8 млн лет [13, с уточнениями].

Детальные исследования большого количества образцов базальтовых пород показали, что только в случае девяти из них, отобранных на пяти островах (рис. 1) и представляющих разновозрастные магматические системы и разные фациальные проявления (покровы, дайки, силлы) магматизма ЗФИ, удалось получить представительную информацию по расплавленным включениям и содержащим их минералам.

Расплавленные включения в минералах из базальтов ЗФИ исследовались в Лаборатории геодинамики и магматизма ИГМ СО РАН. Эксперименты с включениями проводились в микротермокамере с инертной средой [10] на основе имеющихся методик [7, 16]. Составы минералов и включений из базальтовых пород ЗФИ определены на микроанализаторе «Сamebaх-micro» в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Минералогические исследования показали эволюцию составов **плагиоклазов и клинопироксенов** ЗФИ во времени (согласно трем последовательным пикам магматической активности: $192.2 \pm 2.8 \rightarrow 157.4 \pm 3.5 \rightarrow 131.5 \pm 0.8$ млн лет) с увеличением соответственно диапазона анортитового компонента и значений магнезиальности при переходе от юрских к ранне-меловым комплексам. При этом данные по клинопироксенам свидетельствуют об изменении магматизма ЗФИ от толеитового к субщелочному.

Для определения **температурного режима** кристаллизации базальтовых комплексов ЗФИ перспективным оказалось совместное использование результатов экспериментов с включениями и расчетных данных по составам клинопироксенов. В итоге была установлена эволюция температур формирования покровов во времени с расширением диапазона температур кристаллизации пироксенов (от 990–1120 °С до 960–1215 °С) при переходе от юрских к раннемеловым комплексам, что хорошо согласуется с изменениями составов минералов.

Полученные данные по минералам подтверждаются результатами **исследования расплавных включений**, которые показывают изменение магматических систем во времени от толеитов к субщелочным. Составы включений прямо свидетельствуют о преобладании на раннеюрском этапе магматизма ЗФИ платобазальтовых расплавов, близких по содержанию основных компонентов (а также редких и редкоземельных элементов) к типичным базальтовым толеитовым магмам Сибирской платформы. Для наиболее молодых (раннемеловых) магм расплавные включения говорят об обогащенном субщелочном характере (рис. 2).

Представительные данные по **составам стекол прогретых и гомогенизированных расплавных включений** послужили основой для расчетов условий формирования мантийных источников для расплавов ЗФИ. Установлена эволюция от ранней юры до раннего мела (в последовательности пиков активизации магматизма: 192.2±2.8 → 157.4±3.5 → 131.5±0.8 млн лет) глубин и температур (70–110 км и возможно до 120 км, 1430–1580 °С → 60–110 км, 1390–1580 °С → 50–140 км, 1350–1690 °С)

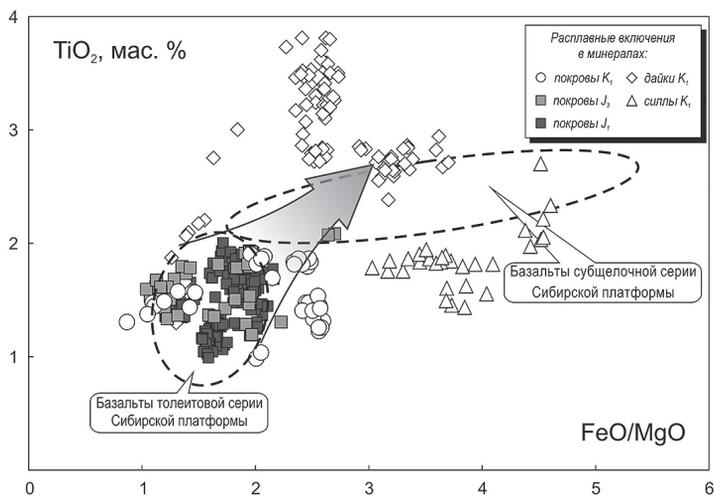


Рис. 2

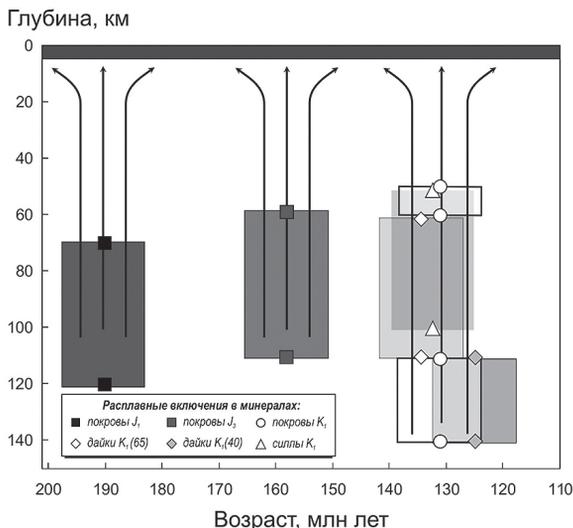


Рис. 3

плавления мантии с образованием источников для магматических систем ЗФИ (рис. 3). При этом установленные закономерные изменения параметров генерации магм ЗФИ во времени с расширением их диапазонов совпадают с эволюцией составов минералов в тех же временных интервалах. Подобное совпадение не может быть случайностью, а является доказательством реальности рассчитанных параметров глубинной генерации магм ЗФИ.

Расчетное моделирование на основе данных по расплавленным включениям показало несколько уровней образования исходных для ЗФИ расплавов (рис. 3). В целом, параметры древних (раннеюрских) мантийных источников (60–110 км, 1390–1580 °С) близки к данным для первичных расплавов Сибирской платформы [8], генерация которых напрямую связана с действием плюма. В то же время, максимальные характеристики молодых (раннемеловых) магматических систем (до 140 км, до 1690 °С) согласуются с информацией по Гавайским островам (эталонная система ОИВ), где температура плюма на глубине 130–170 км в осевой части составляет 1560–1600 °С [19]. Минимальные параметры образования магм ЗФИ (50–70 км, 1350–1430 °С) сравнимы с условиями генерации расплавов в срединно-океанических хребтах [5, 14]. Это кажущееся противоречивое сочетание различных геодинамических ситуаций объясняется подъемом зон магмогенерации ЗФИ в ходе развития тектонических структур под воздействием мантийного плюма.

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0014) и ГИН РАН (проект № 0135-2014-0006), при поддержке Арктической программы Президиума РАН, Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, договора № 14. Y26.31.0029, гранта РФФИ 18-05-70040.

Литература

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

2. Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. Т. 1. С. 293–301.

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

4. Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М. Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.

5. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 224 с.

6. Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 908–923.

7. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

8. Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

9. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 4. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 199–204.

10. *Столбов Н.М., Суворова Е.Б.* О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 276–280.
11. *Dibner V.D.* Geology of Franz Josef Land No. 146. Oslo: Norsk Polarinstittutt. Mtddelelser. 1998. 190 p.
12. *Grachev A.F.* A new view on the origin of magmatism of the Franz Josef Land // Izv. Phys. Solid Earth. 2001. №. 37. P. 744–756.
13. *Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V.* Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land Archipelago // Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny (Abstract volume). Irkutsk: Petrographica, 2011. P. 96–98.
14. *Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A.N., McCully B., Tighe S.A., Kingsley R.H., Lin J.* Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. N. B7. P. 10057–10076.
15. *Sklyarov E.V., Karyakin Yu.V., Karmanov N.S., Tolstykh N.D.* Platinum-group minerals in dolerites from Alexandra Land Island (Franz Josef Land Archipelago) // Russian Geology and Geophysics. 2016. Vol. 57. N. 5. P. 807–814.
16. *Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrol. 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.
17. *Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. Vol. 434. P. 590–597.

Д.А. Симонов¹, Г.В. Брянцева

Неотектонические реконструкции Керченского полуострова на основе морфоструктурного анализа

Связь новейшей тектоники и рельефа устанавливается различными методами структурной геоморфологии, однако в большинстве случаев структурно-геоморфологические карты и карты новейшей тектоники отражают амплитуду и направленность тектонических движений за весь

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, кафедра динамической геологии, Москва, Россия; dsim_0@mail.ru, bryan.bryan@yandex.ru

неотектонический этап, и выделить движения, относящиеся к различным стадиям формирования отдельных структур, бывает затруднительно. Амплитуда новейших поднятий менялась во времени, и скорость воздымания на отдельных участках была более интенсивной. Структурно-морфометрический метод, разработанный М.Ф. Философовым [3] позволяет не только выявлять развивающиеся тектонические структуры, но и рассматривать их развитие во времени.

Морфоструктурный анализ проводился на основе цифровой модели рельефа SRTM с разрешением 90 метров. В пределах Керченского полуострова нет развитой речной сети, т.е. она представлена либо пересыхающими водотоками, либо сухими балками. Поэтому эрозионная сеть, используемая для дальнейшего анализа, была построена по той же цифровой модели рельефа с использованием алгоритмов выявления направления стока в элементарных ячейках согласно так называемой модели восьми-направленного стока. Водотоки были классифицированы на порядки. При слиянии двух водотоков одного порядка их порядок повышается, а слияние двух водотоков разных порядков не приводит к его возрастанию [3]. В ходе анализа рассматривались все водотоки, водосборный бассейн которых составлял не менее 250–300 тыс. м². Таким водотокам присваивался первый порядок. Всего, при заданных параметрах выделения водотоков, в пределах Керченского полуострова было выделено пять порядков.

На основании имеющихся исходных данных был построен набор монобазисных и разностных поверхностей для водотоков всех пяти выделяемых порядков, а также остаточный рельеф, которые затем были проанализированы в комплексе с Государственной геологической картой СССР масштаба 1 : 200 000 (первая редакция) [1, 2] и составленной на ее основе карты эрозионной устойчивости. Проведенный анализ позволил выявить стадийность развития рельефа Керченского полуострова на новейшем этапе развития.

Наиболее древний рельеф Керченского полуострова отражается в монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков пятого порядка. Развитие рельефа полуострова началось с образования почти изометричного поднятия в его центральной части, истинные размеры и возраст которого достоверно определить сложно, однако косвенным подтверждением его формы и размеров, а также возраста, может служить распространение, скорее всего по его краю, верхнеплиоценовых отложений кюяльницкого яруса.

Дальнейшее развитие рельефа отражается в монобазисной поверхности четвертого порядка, когда основное поднятие приобретает вытянутую форму восток-северо-восточного простираения, резко отличающиеся от более древнего структурного плана. Разносная поверхность между моно-

базисными поверхностями четвертого и пятого порядков показывает, что наиболее интенсивное воздымание на этом этапе продолжалось в центральной и восточной частях полуострова.

Анализ монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков третьего порядка, а также разностной поверхности монобазисных поверхностей третьего и четвертого порядков позволяет сделать вывод, что с началом формирования водотоков третьего порядка неотектонический структурный план вновь изменился. С этого времени воздымание начинает преобладать в восточной и северо-восточной частях полуострова, в то время, как в западной и центральной частях его интенсивность падает.

Анализ монобазисной поверхности, построенной по долинам второго порядка, показывает, что наиболее древние поднятия центральной части полуострова либо испытывали слабое воздымание вместе со своими периферийными частями, либо в этих районах вообще не наблюдалось существенных вертикальных движений, в то же время, начинают активно развиваться поднятия северо-восточной части полуострова и продолжают воздыматься поднятия вдоль восточного побережья. В целом, общий тренд преобладания активного воздымания восточной и северо-восточной части полуострова сохраняется.

Анализ монобазисной поверхности, построенной по долинам водотоков первого порядка, показывает, что на заключительных этапах формирования рельефа Керченского полуострова воздымание в его западной и центральной частях практически прекращается. Для данной поверхности начинает играть заметную роль остаточный рельеф, обусловленный литологией и различным показателем трудности разрушения пород. Вертикальная амплитуда некоторых поднятий, может в значительной степени быть обусловлена именно этим фактором. В то же время, на северо-востоке и востоке полуострова выделяются развивающиеся поднятия, амплитуда которых, скорее всего, не связана с литологическим фактором и здесь сохраняется общий тренд преобладания воздымания. Следует также отметить, что сохраняется тенденция увеличения амплитуды остаточного рельефа с юго-запада на северо-восток.

Таким образом, структурно-морфометрический анализ позволил выявить стадийность развития новейших структур Керченского полуострова. На начальных этапах неотектонического развития наиболее активное воздымание и рост неотектонических структур происходил в восточной и центральной частях полуострова. В дальнейшем согласно морфометрическому анализу значительное воздымание испытывает северное и северо-восточное побережье Керченского полуострова, что может служить в настоящее время причиной интенсивных абразионно-оползневых процессов в береговой зоне этого района. На востоке полуострова наблюдает-

ся чередование берегов, испытывающих абразионные и аккумулятивные процессы. Для абразионных участков характерны оползни, возникновение которых связано с литологией береговых уступов, сложенных глинами и известняками. Морфометрический анализ не позволяет выявлять отрицательные тектонические движения, однако интенсивная денудация рельефа в этой зоне выявляется по монобазисной поверхности первого порядка. По-видимому, наибольшее влияние на развитие опасных гравитационных процессов оказывают тектонические структуры, отражающиеся в рельефе, сформированном на стадии формирования долин водотоков первого порядка и позднее, а морфометрический анализ позволяет выявлять области, наиболее подверженные таким процессам.

Литература

1. *Бобылев В.В., Балакина А.А., Муратов М.В.* Государственная геологическая карта СССР. Серия Крымская, масштаб: 1 : 200 000, серия: Крымская листы L-36-XXX. Ред. Муратов М.В., составлена МГРИ, трест «Днепрогеология», 1973.

2. *Бобылев В.В., Цейслер В.М.* Государственная геологическая карта СССР. Серия Крымская, масштаб: 1 : 200 000, серия: Крымская листы L-36-XXIV. Ред. Муратов М.В. составлена МГРИ, трест «Днепрогеология», 1973.

3. *Философов В.П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур // Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1975. 232 с.

С.Г. Сколотнев¹, Е.И. Петров², А.В. Корнийчук³

К вопросу о тектонической истории формирования осадочного разреза акустического фундамента поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)

По результатам обработки материалов, полученных в 2014 и 2016 гг. в ходе двух экспедиций научно-исследовательской подводной лодки (НИПЛ) на поднятие Менделеева, охарактеризован его видимый геологический разрез. Опробование манипуляторами НИПЛ обнажений коренных

¹ Геологический институт РАН (ФГБУН ГИН РАН), Москва, Россия; sg_skol@mail.ru

² Министерство природных ресурсов и экологии РФ, Москва, Россия; e.petrov@ginras.com

³ Геолого-геофизическая служба ГИН РАН, Москва, Россия; a.korniychuk@ginras.com

пород, вскрывающихся на участках выхода на дно акустического фундамента, было произведено в юго-западной, центральной и северной частях поднятия. Набор пород и характер их чередования на склоне близки во всех трех районах. Возраст осадочных пород был установлен на основании анализа видового и родового многообразия акритарх, криноидей, фораминифер, конодонтов, брахиопод, спор, диноцист, пыльцы, сколекодонтов [14]. Установлено следующее.

В низах видимого разреза и преимущественно в низах склона залегает верхний ордовик – силурийская толща, образованная чередующимися доломитами, кварцевыми песчаниками и известняками, имеющими наклонное залегание. Вверх по разрезу с угловым и стратиграфическим несогласием она сменяется маломощной толщей (40–50 м), сложенной известняками и песчаниками средне-позднедевонского возраста, которая в юго-западной части поднятия находится в верхней части склона. Породы имеют слабо наклонное залегание. В южной части поднятия на горе Трукшина в верхней части склона обнаружены баррем-аптские песчаники, являющиеся основанием мезо-кайнозойского стратифицированного горизонтально залегающего осадочного чехла. На опробованных склонах между палеозойскими породами и мезо-кайнозойским осадочным чехлом практически не остается пространства, которое могли бы занять породы других промежуточных по возрасту стратиграфических горизонтов. Это находится в противоречии с тем, что практически в тех же самых местах были драгированы в том числе известняки с возрастом от карбона до перми [10]. Можно предположить, что позднепалеозойские породы имеют крайне ограниченное распространение на поднятии Менделеева, небольшую мощность и слагают допозднемезозойские синформы.

Отложения ордовик-силурийского возраста широко распространены в Арктике и прилегающих регионах, где они образуют один из интервалов в целом непрерывного нижнепалеозойского разреза от кембрия до среднего девона. Нижнепалеозойские отложения описаны на Таймыре, Новосибирских островах, севере Сибирской платформы, Чукотке, Аляске, о. Врангеля, во Франклинианской впадине и островах Виктория и Бэнкс [7, 9, 11, 13, 15]. Доминирующей фацией этих отложений являются карбонатные отложения, осаждавшиеся в близких климатических условиях на мелководном шельфе пассивных окраин кратонов (так называемые Арктическая и Новосибирская карбонатные платформы), окружавших древний океан Япетус [8].

Литологически раннепалеозойские отложения поднятия Менделеева близки к породам карбонатных платформ и можно утверждать, что они также формировались в близких тектонических и климатических условиях. Тем не менее, установить непосредственную связь поднятия Менде-

лева с каким-либо из кратонов не представляется возможным, поскольку практически со всех сторон оно окружено образованиями активных окраин и орогенов каледонской эпохи, сформировавшихся в ходе закрытия океана Япетус: террейн Пири (Pearya), хребет Ломоносова, поднятие Де Лонга, Чукотское поднятие, Аляскинский террейн [4–6, 15]. Очевидно, что в докаледонское время поднятие Менделеева и продолжающий его хребет Альфа представляли собой самостоятельный микроконтинент, который у разных авторов фигурирует как Гиперборея, Арктида или Крокерленд. Каледонские события затронули и поднятие Менделеева, они привели к воздыманию этого микроконтинента в ранне-среднедевонское время и умеренной тектонической деформации отложений.

Средне-верхнедевонские отложения в Арктическом регионе распространены менее широко. На континенте, возникшем после закрытия океана Япетус, осадконакопление происходило только в рифтогенных структурах, разделенных сушей, происхождение которых связано с начинающейся экспансией Пацифики в эту область. Среди них крупнейшими были Сведрупская и Северо-Чукотская впадины.

Конкретно в позднем девоне ситуация на поднятии Менделеева была близка к таковой на о. Котельный (Новосибирские острова). Северо-восток острова являлся сушей, а на его юго-западе и близко расположенном о. Бельковский развивался глубоководный трог [1, 3]. При этом на о. Бельковский описаны разрезы близкие верхнедевонскому разрезу поднятия Менделеева: переслаивание песчаников и известняков [1]. Наличие в верхнедевонских известняках поднятия Менделеева крупных обломков доломитов и кварцевых песчаников из нижележащей толщи также свидетельствует о близком расположении суши. О том, что, начиная с посткаледонского времени, многие блоки Арктики и Субарктики преимущественно являлись сушей свидетельствует ряд фактов: на о. Бэнкс отмечается стратиграфический перерыв с позднего девона до средней юры [13]; на о. Бенетта со среднего ордовика до раннего мела.

Таким образом, можно констатировать, что в позднем девоне поднятие Менделеева находилось в близких климатических условиях и в целом развивалось в едином тектоническом стиле со всем Арктическим регионом: но осадконакопление в его пределах происходило на удалении от осевых частей рифтогенных прогибов. Возникновение в раннем карбоне в этом регионе океанских впадин существенно не изменило ситуацию. Осадконакопление в карбоне и перми было также незначительным.

О том, что происходило на этой территории в ранне-среднемезозойское время, нет документальных свидетельств. Новый этап осадконакопления стартовал в раннем мелу. Амеразийская часть Арктического региона была охвачена процессами субмеридионального растяжения [12], приведшего к

образованию субширотных рифтогенных впадин и Канадской океанской впадины. Нижнемеловые песчаники поднятия Менделеева чрезвычайно близки морским песчаникам одновозрастной формации Иззахсен (Isachsen Formation) Сведрупской впадины [16] и очевидно, образовались в сходных условиях в одном из рифтовых прогибов.

Работа проводилась под руководством Геолого-геофизической службы ГИН РАН, в соответствии с темой Госзадания ГИН РАН № 0135-2016-0001 и при финансовой поддержке проекта Программы Президиума РАН № 1.2.49 и проекта РФФИ № 18-05-70061.

Литература

1. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. 2014. № 5. С. 54–80.
2. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннета (Новосибирские острова) // Стратиграфия и геологические корреляции. 2014. Т. 22. С. 347–369.
3. Косьюк М.К., Соболевская Р.Ф., Непомилуев В.Ф., Вольнов Д.А. Кембрийские–среднедевонские отложения Новосибирских островов / Ред. Вольнов Д.А., Иванов В.Л. Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 8–21.
4. Рекант П.В., Кабаньков В.Я., Андреева И.А. и др. Геологическое опробование коренных пород хребта Ломоносова как ключ к пониманию геологической природы и тектонической эволюции // Региональная геология. 2018. С. 29–45.
5. Соболев Н.Н., Метелкин Д.В., Верниковский В.А. и др. Первые данные о геологии острова Жаннетта (архипелаг Де Лонга, Новосибирские острова) // ДАН. 2014. Т. 459. № 2. С. 1504–1509.
6. Brumley K., Miller E.L., Mayer L.A. et al. Petrography and U-Pb geochronology of Caledonian age orthogneisses dredged from the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // Abstract #T51K-07 presented at 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco.
7. Dumoulin J.A., Harris A.G., Gagiev M. et al. Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and north-eastern Russia / Ed. by E.L. Miller. Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses // GSA Spec. Pap. 2002. 360. P. 291–312.
8. Golonka J. Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region /Ed. by Spencer A.M. Arctic Petroleum Geology // Geol. Soc. London. 2011. Vol.35. P. 79–129.
9. Henriksen N., Higgins A.K. Early Palaeozoic Basin Development of North Greenland Part of the Franklinian Basin // Polarforschung, 1998. Vol. 68. P. 131–140.
10. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V. et al. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): study of sea bottom dredged material // Journal of Geodynamics, 2018. Vol. 120. P. 23–44.

11. *Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., et al.* Geology of Wrangel Island, between Chukchi and Siberian Seas, Northeastern Russia // *Geol. Surv. Canada Bull.* 1993. Vol. 461. 102 p.
12. *Miller E.L., Verzhbitsky V.E.* Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. N4. 223–241.
13. *Morrell G.R., Fortier M., Price P.R., Polt R.* Petroleum exploration in Northern Canada. Guide to Oil and Gas Exploration and Potential // *Minister of Public Works and Government Services Canada, Ottawa*, 1995. 110 p.
14. *Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T. et al.* Fossils from seabed bedrocks: Implications for the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // *Marine Geology*, in press.
15. *Trettin H.P., Mayr U., Long G.D.F., Packard J.J.* Cambrian to Early Devonian basin development, sedimentation, and volcanism, Arctic Islands / Ed. by Trettin, H.P. *Geology of the Innuitian Orogen and Arctic Platform of Canada and Greenland* // *Geol. Surv. Canada.* 1991. P. 163–238.
16. *Tullius D.N., Leier A.L., Galloway J.M. et al.* Sedimentology and stratigraphy of the Lower Cretaceous Isachsen Formation: Ellef Ringnes Island, Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago // *Marine and Petroleum Geology.* 2014. Vol. 57. P. 135–151.

В.Н. Смирнов¹, М.Н. Кондратьев

Структура и геодинамика Индигиро-Охотского звена сейсмического пояса Черского

Изучение внутренней структуры и современной геодинамики сейсмических поясов и зон – одно из наиболее важных направлений в разработке фундаментальных проблем геотектоники и геодинамики. Особенно актуальным в этом смысле представляется изучение юго-восточного (Индигиро-Охотского) звена сейсмического пояса Черского (СПЧ) в связи с тем, что здесь существенно изменяется его структура и геодинамика: прекращается доминирование разломов северо-западного направления, большое значение приобретают такого же ранга разломы широтной и северо-восточной ориентировки и существенно изменяется неотектонический план территории. В соответствии с этим изменяется характер

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. академика Н.А.Шило Дальневосточного отделения РАН (ФГБУ СВКНИИ ДВО РАН), Магадан, Россия; smirnovvn@yandex.ru, mkondratyev85@mail.ru

пространственного распределения эпицентров землетрясений и главных сейсмолинеаментов, представляющих собой линейные зоны ВОЗ с определенным магнитудным потенциалом [6].

Сейсмический пояс Черского маркирует границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Его северо-западное звено приурочено к продолжению на континенте рифтингового процесса срединно-океанического хр. Гаккеля и к зоне перехода от тектонических напряжений горизонтального растяжения к напряжениям горизонтального сжатия [1, 2]. Здесь он имеет в целом линейную структуру, образованную активными разломами северо-западного простирания и приуроченными к ним сейсмическими зонами.

Юго-восточное (Индиги́ро-Охотское) звено СПЧ находится в области сдвигового взаимодействия Евразийской и Северо-Американской литосферных плит с преобладающим развитием напряжений горизонтального сжатия. Для этого звена в целом характерно рассеянно-узловое распределение эпицентров землетрясений с отдельными линейными зонами, приуроченными к главным активным разломам, с которыми связаны все самые крупные землетрясения и отдельные сейсмические узлы. Отмеченное распределение эпицентров в целом соответствует разломно-блоковой неотектонической структуре этой территории.

В орографическом плане юго-восточное звено сейсмического пояса Черского расположено в области торцового сочленения двух крупных новейших областей горообразования: Яно-Колымской и Охотско-Чукотской. Здесь линейные хребты и межгорные впадины горной системы Черского смыкаются с нагорьями, образующими Тихоокеанско-Арктический водораздел. Главную роль в неотектонической структуре этого района играют крупные, протяженностью до 500–700 км зоны разломов северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. С указанными зонами разломов связаны различные проявления новейшей и современной тектонической активности, в том числе сейсмической, выраженной во множестве землетрясений, зарегистрированных сейсмостанциями, а также исторических землетрясений и в большом количестве – палеосейсмодислокаций [7].

Сеть крупных разломов обусловила сложную блоковую неотектоническую структуру юго-восточного звена СПЧ, которая проявлена в сильно дифференцированной вершинной поверхности, в сочетании разноориентированных горстов, межгорных впадин, заполненных позднекайнозойскими осадками, и локальных депрессий вершинной поверхности разной глубины. Для этого звена характерна зональная дифференцированность и контрастность вертикальных движений блоков земной коры. Наиболее значительные из этих орогенических элементов обнаруживают приуро-

ченность к главным разломам и имеют линейную структуру размещения поднятий и впадин на фоне в целом разноориентированных локальных поднятий и межгорных впадин разной величины и морфологии. В соответствии с отмеченными свойствами неотектонической структуры выделяются локальные условия растяжения (межгорные впадины и депрессии вершинной поверхности) среди господствующих напряжений сжатия.

На рассматриваемой территории методом анализа тектонической трещиноватости выполнено изучение полей тектонических напряжений. Установлено, что наиболее часто встречающимися типами напряженного состояния являются горизонтальный сдвиг и горизонтальное сжатие. Подчиненное значение имеют напряжения горизонтального растяжения [4, 10].

Примерно такая же картина получена по данным определения механизмов очагов землетрясений. В пределах юго-восточного звена СПЧ преобладают взбросы и надвиги, менее распространены сдвиги и еще реже – сдвиго-сбросы. Таким образом, юго-восточное звено сейсмического пояса развивается в условиях разновекторного сжатия, его структура и геодинамика существенно отличаются от северо-западного фланга, на что ранее указывалось в работе [2].

Выполнено цифровое моделирование тектонического деформирования юго-восточного звена сейсмического пояса Черского [5]. Параметры деформирования были взяты из работы [11], где задано условие, что этот район (северная, континентальная часть выделяемой здесь многими исследователями Охотской микроплиты [2]) подвергается сдавливанию в субширотном направлении. Полученная нами картина деформаций хорошо коррелирует с новейшей структурой территории, представленной поднятиями и межгорными впадинами. Отчётливо выделяются блоки земной коры с пониженной интенсивностью деформаций (впадины), окружённые блоками со средней напряженностью.

Необходимо отметить, что все еще остаются предметом дискуссий вопросы пространственного положения границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит и обоснованности выделения Охотской микроплиты. Кинематика активных разломов северо-западного, широтного и северо-восточного простираний и механизмы очагов землетрясений не дают однозначного решения этого вопроса. В работе А.И. Кожурина [3] показано, что для выделения Охотской плиты, исходя из кинематики активных разломов Улахан и Ланково-Омолонского, нет достаточных оснований. Здесь необходимо искать другую конструкцию переходной зоны. Скорее всего решение этой проблемы может быть связано с детальным изучением сеймотектоники Охотско-Гижигинской зоны эоцен-миоценового рифтогонеза, включающей в себя межгорные впадины

Охотского побережья и контролирующие их крупные зонами разломов широтного и северо-восточного простираний [8, 9].

Литература

1. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. Якутск, 1990. 131 с.
2. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмоструктура Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
3. *Кожурин А.И.* Активная геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (по данным изучения активных разломов). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. н. М.: ГИН РАН, 2013. 46 с.
4. *Кондратьев М.Н.* Геокинематический анализ активных разломов северного Приохотья // Строение литосферы и геодинамика. / Материалы XXIII Всероссийской молодежной конференции. Иркутск: ИЗК РАН, 2009. 310 с.
5. *Кондратьев М.Н., Смирнов В.Н.* Численное моделирование напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры северной части Охотской микроплиты // Материалы L тектонического совещания «Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии». Т. 1. М.: ГЕОС, 2018. С. 297–300.
6. Сейсмическое районирование территории Российской Федерации (ОСР-97). Масштаб 1 : 8 000 000. Гл. ред. В.Н. Страхов, В.И. Уломов. М.: НПП «Текарт». 2000.
7. *Смирнов В.Н.* Северо-Восток Евразии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф.Грачева. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 120–135.
8. *Смирнов В.Н.* Кайнозойские структуры и активные разломы Северного Приохотья // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина. М.: Геологический факультет МГУ, 2011. С. 1740–1743.
9. *Смирнов В.Н.* Сейсмоструктура юго-восточной части сейсмического пояса Черского // Проблемы сейсмоструктоники: Материалы XVII Международной конференции. М., 2011. С. 484–487.
10. *Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н.* Тектонические поля напряжений в структурах основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Северное Приохотье) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 4. С. 23–27.
11. *D. Hindle, K. Fujita, K. Mackey.* Deformation of the Northwestern Okhotsk Plate: How is it happening? // Geology, geophysics and tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov // SMSPS. 2009. Vol. 4. P. 147–156.

Новые данные о тектоническом строении и стратиграфии нижнеплейстоценовых отложений азовского побережья Таманского полуострова

Восточная часть азовского побережья Таманского полуострова между горой Тиздар и с. Пересыпь известна уникальным по концентрации костных остатков местонахождением фауны крупных млекопитающих таманского комплекса. Несмотря на обширный накопленный материал, стратиграфия и тектоническое строение района остается дискуссионным. В связи с этим в 2017–2018 гг. были проведены дополнительные исследования, результаты которых изложены ниже.

В рассматриваемой части системы северных береговых обрывов Таманского полуострова можно выделить три толщи. Нижняя толща I состоит из глин, алевроитов и тонкозернистых песков куяльниковского возраста с прослоями грубообломочного материала. Средняя толща II представлена песками с горизонтом грубообломочного материала в основании. Верхняя толща III сложена суглинками, супесями и песками. Две верхние толщи отделены от нижней угловым несогласием. Несогласное налегание верхней толщи на среднюю или размыв, предшествовавший отложению верхней толщи, выражен тем, что средняя толща распространена не повсеместно и изменчива по мощности.

Береговые обрывы ограничивают увал, вытянутый в направлении ЗСЗ–ВЮВ. Поверхность увала очерчивает свод и южное крыло Пересыпной антиклинали, полого погружающееся в сторону синклинали Ахтанизовского лимана. Северное крыло антиклинали ограничено береговым уступом. Свод этой структуры плавно понижается к Синей балке, где кулисно подставляется с юга периклиналью Тиздарской брахиантиклинали. Ядро этой складки сложено сарматскими глинами, а на её крыльях и восточной периклинали обнажены понтические глины и алевроиты. На северном крыле антиклинали они наклонены по азимуту 20° под углом 18°, а на южном крыле – в направлении 235° под углами 18–20°. Там понтические отложения сменяются вверх по разрезу красными и белыми киммерийскими песками.

¹ ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия; ogaydalen@yandex.ru, Sokolov-gin@yandex.ru, tesak-ov@yandex.ru, pavlenti987@mail.ru, trifonov@ginras.ru

² МГРИ-РГГРУ им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

Пологие наклоны поверхности Пересыпной антиклинали повторяет слагающая её верхняя толща разрезов. Иначе залегают две нижние толщи. Они обнажаются в береговых уступах фрагментарно и залегают по-разному в разных обнажениях. Пространство между обнажениями задерновано или сложено грязевулканическим материалом, который представляет потоки, излившиеся по оврагам, судя по всему, заложившимся по тектоническим нарушениям. По-видимому, данные разломы, замаскированные грязевыми потоками, разбивают толщу куяльникских отложений на отдельные блоки, различающиеся своим строением.

Блок *«Возле затонувшего корабля»* находится непосредственно к востоку от устья Синея балки. Нижняя часть разреза представлена глинами мощностью до 9.6 метров, вторая половина разреза преимущественно песчаная, с прослоями более грубых отложений, часто наблюдается волнистая слоистость, проявляется битумизированность и сульфидизация пород. Общая мощность песчаной части разреза составляет около 13.5 м. Весь разрез обладает устойчивой прямой намагничённостью. Нижние слои разреза наклонены в направлении 220–225° под углами 14–15°, а верхние в западном направлении выполаживаются до углов 4–8°.

Блок *Кермек* назван так по обнаруженному здесь местонахождению артефактов олованского типа [6]. Низы разреза сложены преимущественно серыми глинами с прослоями песков и алевритов, формируя пачку мощностью примерно 16 м. Данная пачка характеризуется преимущественно обратной намагничённостью. Средняя часть разреза начинается с прослоя конгломерато-брекчии и представляет собой песчаную толщу мощностью примерно 20 м. Данная часть разреза обладает в большей степени прямой намагничённостью с отдельными небольшими интервалами обратной или неопределённой полярности. Верхняя часть сложена алевритами, тонкозернистыми песками и глинами грязевулканического облика мощностью до 8.5 м. Намагничённость данной пачки достаточно переменчива. Азимут падения пород, слагающих блок, составляет 70–80°, угол падения составляет от 20° до 38°. Описанный разрез с резким несогласием перекрывает толща III мощностью 3–4 м, залегающая почти горизонтально. В ней найдены остатки крупных млекопитающих, датироваемых концом среднего плейстоцена [6].

В блоке *Родники*, названном так по местонахождению артефактов таманской каменной индустрии, описаны сходные разрезы *Родники-1* и *Родники-2* [5]. В основании обоих разрезов залегают куяльникские глины [2], которые несогласно перекрывает толща II, залегающая примерно горизонтально. Её базальный слой сложен галечником, фаунистическая и археологическая характеристика которого позволяет датировать его ранним или средним калабрием [5, 2]. Вышележащая часть толщи II (9–10

м) представлена слоистыми песками. Согласно палеомагнитным исследованиям, нижняя часть разреза была сопоставлена с эпизодом Харамильо, а верхняя – с верхами палеомагнитной эпохи Магуяма [4]. Разрезы блока *Родники* венчаются делювиальными суглинками, которые мы относим к толще III.

Блок *Богатыри* назван так по названию местонахождения артефактов таманской каменной индустрии, обнаруженных в костеносной линзе. В нижней части блока обнажается пачка куяльникских глин [1], мощностью около 24 м. Вверх они сменяются мелкозернистыми глинистыми песками (6 м). Азимуты падения глин и глинистых песков варьируют от 25° до 50°, а углы падения – от 40° до 75°, возрастая вверх по разрезу. Выше, над задернованной частью склона, располагается костеносная линза, представленная обломочным материалом, в нижней части более грубым и более мелким в средней и верхней, ее мощность достигает 6 м. Толща обладает обратной намагниченностью [5, 4]. В современном виде костеносная линза представляет собой обособленное геологическое тело, перемещенное и, вероятно, повернутое относительно своего первоначального залегания, т.е. образование типа скального оползня без существенной вторичной дезинтеграции.

Блок *Восточный* отделён от блока *Богатыри* непродолжительным задернованным интервалом и продолжается на восток на 250 м. В данном блоке на куяльникских [2] глинах почти горизонтально залегают породы толщ II и III. Толща II представлена песками и песчаниками прослоями глин, на восток сменяющимися чередованием глин и алевроитов. В восточной части обнажения верхняя часть разреза, обладающая прямой намагниченностью и, видимо, относится к эпизоду Харамильо. Толща III развита лишь в западной части разреза, она отличается прямой намагниченностью и песчаным составом.

Обобщая опубликованный материал [1–6] и опираясь на новые фаунистические, палеомагнитные данные и тектонические наблюдения, полученные нами во время полевых работ, можно сделать следующие выводы о тектоническом строении рассматриваемого участка азовского побережья Таманского полуострова и стратиграфии его отложений.

Залегающая в основании разреза толща I верхнекуяльникских глин и песков содержит фауну моллюсков и мелких млекопитающих, датирующую эту толщу в интервале около 1.8–2.1 млн лет. Палеомагнитные данные показывают, что отложение толщи началось до эпизода Олдувай и закончилось вскоре после него. Местонахождение мелких млекопитающих *Тиздар-1* и комплексное местонахождение Кермек, где наряду с фаунистическими находками обнаружены многочисленные артефакты каменной индустрии олдованского типа [6], находятся в обратно намагни-

ченных отложениях ниже слоёв, сопоставляемых с эпизодом Олдувай, т.е. древнее 1.95 млн лет. Местонахождение мелких млекопитающих *Tizdar-2* приурочено к обратно намагниченной части разреза, которая расположена ниже устойчиво намагниченных пород, отождествляемых с эпизодом Олдувай, среди отложений, показывающих переменную магнитную полярность. Поэтому *Tizdar-2* принадлежит слою, который соответствует либо началу эпизода Олдувай, либо концу предшествовавшей части палеомагнитной эпохи Матуяма.

В раннем–среднем калабрии, после завершения формирования толщи I, она была смята и нарушена разломами. В конце среднего калабрия (до палеомагнитного эпизода Харамильо) в овраге, врезанном в толщу кувальника, накопились костеносные отложения, которые позднее испытали отседание и были повернуты относительно первоначального положения, образовав изолированное скопление костей крупных млекопитающих, ставшее стратотипом таманского комплекса. К этому скоплению и коррелируемому с ним базальному горизонту соседнего разреза Родники приурочены местонахождения остатков мелких млекопитающих, предположительно относимых к среднему калабрию, и артефактов таманской каменной индустрии, определяемой как архаичный ашель. В конце калабрия отложились прибрежно-морские пески и глины переменной мощности и произошло выравнивание рельефа. В среднем плейстоцене район перекрыли субаэральные суглинки и местами (в участках сохранявшихся контрастов рельефа) более грубообломочные отложения. Тогда же началось и продолжается до сих пор формирование пологой прибрежной антиклинали запад-северо-западного простирания, южное крыло которой плавно погружается к Ахтанизовскому лиману, а северное крыло подвергается морской абразии и оползает по системе береговых обрывов.

На всех стадиях развития структуры региона она подвергалась воздействию грязевого вулканизма, интенсивность которого возрастает в западном направлении к Сине́й балке. Оно проявилось в повышенной минерализации и обильных продуктах грязевулканических извержений в виде послонных потоков и силлов разного возраста и скоплений в эрозионных понижениях, которые возникли по зонам тектонических нарушений, разобшивших осадочные толщи на отдельные блоки.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ 18-00-00977.

Литература

1. Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жег Алло В.И. и др. Положение Таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах. Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 60. М.: ГЕОС, 1991. С. 41–52.

2. Додонов А.Е., Тесаков А.Н., Симакова А.Н. Таманское местонахождение фауны млекопитающих Синяя балка: новые данные по геологии и биостратиграфии // Ранний палеолит Евразии: новые открытия: Материалы международной конференции. Ростов-на-Дону, 2008. С. 53–57.

3. Тесаков А.С. Биостратиграфия среднего плиоцена – эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим). М.: Наука, 2004. 247 с.

4. Трубухин В.М., Чепалыга А.Л., Кулаков С.А. Возраст стратотипа таманского комплекса и стоянок олованского типа на Тамани // Материалы X Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2017. С. 434–436.

5. Shchelinsky V., Tesakov A., Titov V. Early Paleolithic sites in the Azov Sea Region: stratigraphic position, stone associations, and new discoveries // Quaternary stratigraphy and paleontology of the Southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia. Abstracts of the International INQUA-SEQS Conference. Rostov-on-Don, 2010. P. 148–149.

6. Shchelinsky V.E., Gurova M., Tesakov A.S. The Early Pleistocene site of Kermek in western Ciscaucasia (southern Russia): Stratigraphy, biotic record and lithic industry (preliminary results) // Quaternary International. Vol. 393. P. 51–69.

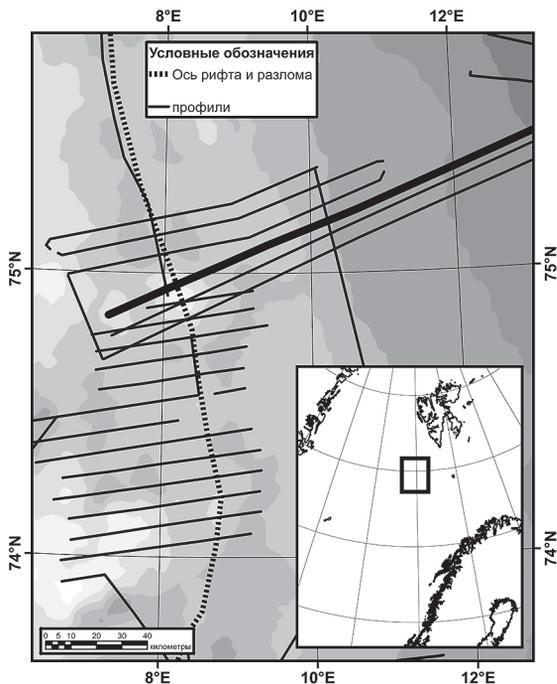
С.Ю. Соколов¹

Признаки глубинной дегазации в осадочной толще восточного борта хребта Книповича

Район между осью хребта Книповича и западной бровкой шельфа Баренцева моря (рис. 1) является сложной сдвиговой зоной [1], в которой структуры фундамента покрыты мощным осадочным чехлом, испытывающим современные деформации [2], некоторые из которых относятся к сдвиговому парагенезу. Сейсмические исследования, выполненные университетом Тромсе (Норвегия) [3], также показали наличие современных деформаций осадочного чехла и аномалий сейсмической записи типа «залежь» в осадках на восточном борту хребта Книповича на широте около 76°30' с.ш. Эти аномалии имеют форму плоских пятен с сильной отражающей способностью (яркие пятна) и определяются авторами [3] как скопления флюидов, формирующих в ряде мест газогидратный слой. Происхождение флюидов по совокупности геофизических методов определяется за счет процессов серпентинизации ультраосновных пород верхней мантии, которая в данном районе подвержена процессам разломообразования, облегчающего доступ воды, и эксгумации при медленном растяжении и низкой магматической продуктивности.

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

Рис. 1. Схема профилей 25-го и 26-го рейсов НИС «Академик Николай Стрехов» (ГИН РАН, 2007–2009). Толстой линией показано положение разреза рис.2. В качестве топосновы использованы гравитационные аномалии Буге. На врезке показано общее положение планшета



Исследования, проведенные ГИН РАН в 2007–2009 гг. (рис. 1), показали наличие аномалий сейсмической записи указанного вида (рис. 2) значительно южнее – на широте около 75° с.ш. Отличительной особенностью этой аномалии является отсутствие элементов плоского пятна и подобия линии дна, что указывает на обычное скопление флюида в толще осадков, а не на газогидратный слой. Также отметим, что над выявленной аномалией наблюдается антиформа амплитудой $\sim 70\text{--}80$ мс на глубине ~ 50 мс под дном, которая может быть сформирована подъемом флюидным скоплением слабоконсолидированных осадков. Имеются признаки вертикального акустического осветления под выявленной аномалией и к западу от нее, где размер флюидной аномалии существенно меньше. Мощность аномалии составляет ~ 160 мс (около 120 м) при ширине ~ 12 км. Эти параметры указывают на огромный объем флюидного скопления.

Поскольку в работе [3] в качестве источника флюидов указывался процесс серпентинизации пород верхней мантии, было уделено особое внимание гравитационному полю и его редукциям. Данный вид преобразования вещества приводит к снижению плотности породы на 20%, и при масштабном проявлении процесса должны формироваться локальные отрицательные аномалии в редукции Буге. На рис. 1 в качестве топосновы

были использованы аномалии Буге, рассчитанные автором. Общий характер поля показывает отрицательную аномалию вдоль оси хребта и на востоке обширную градиентную зону, связанную с заглуплением фундамента, покрытого осадочным чехлом. Приведенный в данной работе разрез (рис. 2) пересекает локальный максимум по оси хребта, который может быть связан с эксгумацией пород с высокой плотностью, еще не прошедших этап серпентинизации. На это косвенно указывают данные [4], в которых отмечаются повышенные концентрации метана в воде на этих широтах. Подобные явления, называемые метановыми факелами, отмечены на многих сегментах Срединно-Атлантического хребта, где выявлены обнажения ультраосновных пород [5]. Косвенные признаки этого выявлены для сегмента хребта Книповича [4], рассмотренного в данной работе. Далее на восток (рис. 1) наблюдается локальное снижение значения аномалий Буге в форме перемишки между крупными субмеридиональными отрицательными полями, которое может соответствовать области с ультраосновными породами, уже прошедшими преобразование. Общий обзор процессов, указывающих на реализацию механизма, приведен в [6].

Отдельно отметим, что падение плотности породы на 20% может сопровождаться аналогичным увеличением объема, это приводит к запуску вертикальных движений положительного знака блоков преобразованной породы. Таким образом, формируется складчатость штампового типа и структуры протыкания, примеры которых приведены на разрезах [3]. На рис. 2 отмеченные антиформы, в своде которых проявлены аномалии сейсмической записи, связанные с флюидами, могут формироваться также за счет указанных вертикальных движений.

По работам ГИН РАН в западной Арктике выявлены аномалии сейсмической записи, связанные с поступлением и накоплением флюидов, генерируемых серпентинизацией пород верхней мантии. Проявления этих аномалий охватывают субмеридиональную зону к востоку от хребта Книповича длиной минимум 150 км. Флюидные проявления ассоциированы с гравитационными локальными минимумами, вертикальными движениями блоков фундамента и повышенной концентрацией метана в водной толще.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 18-05-70040 «Эволюция литосферы западной Арктики: процессы и механизмы, направленность развития, природные ресурсы и геологические опасности» (С.Ю. Соколов). Сбор данных по пространственному распределению метана в воде выполнен в рамках Программы Президиума РАН № 49 «Взаимодействие физических, химических и биологических процессов в Мировом океане» (№ 0135-2018-0044).

Литература

1. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Мороз Е.А., Зарайская Ю.А. Амплитуды дизъюнктивных нарушений флангов хребта Книповича (Северная Атлантика) как индикатор современной геодинамики региона // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 769–789. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0316.
2. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент-океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС «Академик Николай Страхов», 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen. 2010. С. 111–157.
3. Rajan A., Mienert J., Bünnz S., Chand S. Potential serpentinization, degassing, and gas hydrate formation at a young (G20 Ma) sedimented ocean crust of the Arctic Ocean ridge system // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. № B03102. P. 1–14. doi:10.1029/2011JB008537.
4. Черкашев Г.А. и др. Исследования рифтовой зоны хребта Книповича: экспедиция «Книпович-2000» // ДАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 518–521.
5. Charlou J.L., Fouquet Y., Bougault H., Donval J.P., Etoubleau J., Jean-Baptiste P., Dapoigny A., Appriou P., Rona P. Intense CH₄ plumes generated by serpentinization of ultramafic rocks at the intersection of the 15°20' N fracture zone and the Mid-Atlantic Ridge // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. Vol. 62. N.13. P. 2323–2333.
6. Разницын Ю.Н. Признаки эксгумации ультрамафитов на хребте Книповича (Северная Атлантика) // ДАН. 2010. Т. 431. № 6. С. 788–791.

**А.Н. Стафеев¹, А.В. Ступакова, А.А. Суслова, Р.М. Гиляев,
Е.С. Шелков, А.А. Книппер**

Роль сдвиговых бассейнов Енисей-Хатангского прогиба в формировании черных сланцев баженовского горизонта

На территории Западной Сибири баженовский горизонт (титон – низы берриаса) представлен одноименной свитой – карбонатно-кремнистоглинистыми высокоуглеродистыми породами средней мощностью около 30 м [2]. По новой модели, низкое содержание терригенного материала в высокоуглеродистых фациях баженовской свиты объясняется его улавливанием относительно глубоководным Пур-Тазовским палеобассей-

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; anstafeev@rambler.ru, a.stoupakova@oilmsu.ru, a.suslova@oilmsu.ru, r.gilayev@oilmsu.ru, es.shelkov@yandex.ru, knipper_andrey@mail.ru

ном, в котором формировался Большехеттский конус выноса Енисей-Хатангского межбассейнового стокового течения [10, 11]. Пур-Тазовский бассейн выполнялся яновстанской свитой мощностью до 450 м, он отделялся от главной арены формирования черных сланцев – Обского относительно мелководного бассейна Надым-Караминской зоной подводных и островных поднятий северо-западного простирания [11]. С востока бассейн ограничивался Приенисейским сбросом вдоль Восточно-Сибирской суши.

На севере Пур-Тазовский бассейн отделялся от мелководного Ямало-Карского бассейна Мессояхской системой поднятий, протягивающейся вдоль Приуральско-Хатангского левого сдвига северо-восточного простирания [11]. Сдвиговая природа бассейна подтверждается близким соседством областей быстрой седиментации с областями локальной складчатости и размыва, а также кулисным расположением антиклинальных складок Мессояхской системы поднятий вдоль северного крыла разлома. Кроме структурного рисунка, левосдвиговый характер разлома проявляется в смещении седиментации в направлении по часовой стрелке [6] в радиальном асимметричном конусе выноса стоковых течений.

Конседиментационные антиклинальные линейные складки прослеживаются и восточнее – вдоль южного края, а далее – в центральной части Енисей-Хатангского прогиба (Рассохинский вал). На их территории часто отсутствуют частично или полностью келловей-верхнеюрские отложения [3]. В свою очередь, и мощности верхней юры – низов мела вдоль юго-восточного борта Енисей-Хатангского прогиба испытывают существенные колебания – от первых десятков до первых сотен метров [1]. И, несмотря на преимущественно тонкий состав, на локальных участках отложения испытывают быстрые фациальные переходы. Среди глинисто-алевритовых пород появляются линзы песчаников. Анализ сейсмических профилей показывает резкие изменение мощностей на бортах локальных прогибов.

Все сказанное свидетельствует о наличии цепочки верхнеюрско-берриасских присдвиговых бассейнов вдоль юго-восточного борта Енисей-Хатангского прогиба. Самый крупный из них – Хеттский бассейн классической сдвиговой геометрии имеет около 300 км в длину и 100 км в ширину. Мощности выполняющей его букатыйской свиты, отвечающей большей верхней части баженовского горизонта [9] в районе крутого северо-западного борта, могут достигать 300 м (площади Новая, Массоновская). На северо-востоке к Хеттскому бассейну примыкает локальный бассейн субширотной ориентировки с относительно грубыми фациями повышенной мощности букатыйской свиты предположительно образующими конус выноса в районе Улаханской и Северо-Суодемской пло-

щадей. В низовьях Оленека и в бассейне Лены с севера на юг волжско-берриасская букатыйская свита сменяется буолкалахской, чонокской и бергеинской свитами верхней части баженовского горизонта [4, 12].

Возможно, вся последовательность обрамляющих с северо-запада, севера, северо-востока и востока Сибирскую платформу перечисленных выше бассейнов и выполняющих их свит трассирует зону транспортировки терригенного материала в баженовский Западно-Сибирский черносланцевый бассейн. Учитывая отсутствие явных признаков поступления терригенного материала с Сибирской платформы, вероятно, главную роль в качестве источника сноса для Западно-Сибирского бассейна играло Верхоянское складчатое сооружение. Накопление пород баженовского горизонта происходило одновременно с началом верхоянской орогении, ее кульминация приходится на титон-барремское время [8]. По аллювиально-озерным равнинам Предверхоянского прогиба материал выносился в направлении Арктического океана, в котором формировались разновозрастные баженовскому горизонту турбидиты большой мощности [5]. Часть терригенного материала подхватывалась Енисей-Хатангским стоковым течением из Арктического океана и транспортировалась в Пур-Тазовский бассейн. Значительная доля терригенного материала была отложена на путях транспортировки в проточных бассейнах Енисей-Хатангского пролива.

Последовательность свит на предполагаемом пути транспортировки материала показывает закономерные переходы от континентальных фаций, через перемежающиеся в разрезе континентальные и морские – к морским фациям малых бассейнов и проливов между ними. Особняком располагается северо-восточнее Хеттского бассейна паксинская свита темно-серых глин с прослоями коричневатых высокоуглеродистых тонкослоистых глин, предположительно глубоководно-морских [7]. Учитывая близость потоков транспортировки материала в направлениях глубоководного турбидитового бассейна и в Хеттский проточный бассейн, можно предположить, что высокоуглеродистые фации паксинской свиты формировалась на относительном поднятии дна – небольшом холмистом плато, которое огибалось ложбинами с придонными течениями, несущими терригенный материал. Иными словами, для паксинской свиты намечается сходство с новой моделью формирования баженовской свиты Западной Сибири [11]. Реконструкция путей и условий транспортировки твердого материала в черносланцевый баженовский бассейн позволит в будущем решить важную проблему поступления в область формирования черных сланцев кремнезема и питательных солей, которые обеспечивали высокую первичную биопродуктивность планктона титон-берриасского Западно-Сибирского моря.

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чекишев А.А., Яковишина Е.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.
2. Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Булынникова 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.
3. Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16–17 (Приложение к журналу «Геология и геофизика», Т. 52), 2011. С. 87–101.
4. Захаров В.А., Рогов М.А., Брагин Н.Ю. Мезозой Российской Арктики: стратиграфия, биогеография, палеогеография, палеоклимат / Леонов Ю.Г. (Гл. ред.) Вклад России в международный полярный год 2007/08. Строение и история развития литосферы. М.–СПб.: Paulsen Edition, 2008. С. 329–381.
5. Кузьмичев А.Б., Захаров В.А., Данукалова М.К. Новые данные по стратиграфии и формированию верхнеюрских и нижнемеловых отложений о. Столбового (Новосибирские острова) // Стратигр. Геол. корр. 2009. Т. 17. № 4. С. 47–66.
6. Митчелл А.Х.Г., Рединг Х.Г. Осадконакопление и тектоника / Под ред. Х. Рединга. Обстановки осадконакопления и фации Т. 2. М.: Мир, 1990. С. 227–283.
7. Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н., Князев В.Г., Меледина С.В., Дзюба О.С., Лебедева Н.К., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А., Горячева А.А., Хафаева С.Н. Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.
8. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника и геодинамика территории Республики Саха (Якутия) М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
9. Рогов М.А., Берзон Е.И., Шнейдер Г.В., Триколиди Ф.А. Новые данные о стратиграфии верхней юры – нижнего мела верхнего течения р. Хеты (Хатангская впадина // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. Научные материалы / В.А. Захаров (ред.). М.: ГИН РАН, 2017. С. 183–187.
10. Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А., Гилаев Р.М., Шелков Е.С. Условия осадконакопления баженовского горизонта Западной Сибири /

В.А. Захаров (ред.). Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Седьмое Всероссийское совещание. Научные материалы. М.: ГИН РАН, 2017. С. 209–212.

11. *Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Сулова А.А., Гиляев Р.М.* Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе // *Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол.* 2016. № 6. С. 10–19.

12. *Шурыгин Б.Н., Дзюба О.С.* Граница юры и мела на севере Сибири и бореально-тетическая корреляция приграничных толщ // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 4. С. 830–844.

**А.В. Степанова¹, Е.Б. Сальникова², А.В. Самсонов³,
А.А. Арзамасцев², С.В. Егорова¹, Р.В. Веселовский^{4,5},
Ю.О. Ларионова³, К.Г. Ерофеева³, М.В. Стифеева²**

Дайки 2505 млн лет Кольской и Мурманской провинций Фенноскандии: геохронология, геодинамические следствия

Формирование крупной магматической провинции Мистассини, происходившее на границе архея и протерозоя, многими исследователями связывается с проявлением мантийного плюма. Изучение пород, образование которых относится к этому возрастному рубежу, является ключом к пониманию процессов фрагментации ранней континентальной литосферы и позволяет оценить состав и конфигурацию неоархейских континентальных блоков [1–3]. К настоящему времени базитовые дайки с возрастом 2505 млн лет установлены в ряде архейских блоков: в провинции Сьюпириор на Канадском щите, в кратоне Зимбабве и в западной Гренландии

¹ Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия; stepanov@krc.karelia.ru, zumlic@mail.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; katesalnikova@yandex.ru, arz1998@yahoo.com, stifeeva-maria@ya.ru

³ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия; samsonovigem@mail.ru, ukalarionova@gmail.com, xenin.erofeeva@ya.ru

⁴ МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; roman.veselovskiy@ya.ru

⁵ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

[2–5]. Одной из наиболее известных областей проявления магматизма 2505 млн лет является Фенноскандинавский щит, в северо-восточной части которого располагаются крупные расслоенные интрузивы г. Генеральской, Главного хребта, Мончегорского района, Федорово-Панских тундр [6–8]. Важным проявлением события 2505 млн лет в Кольской провинции являются основные вулканы пурначской и кукшинской свит Имандра-Варзугской структуры. Мафические дайки этого возраста были известны только в обрамлении расслоенных интрузивов Центрально-Кольского террейна [9].

В докладе будут представлены результаты изучения даек базитов в Кольско-Норвежском и Центрально-Кольском террейнах Кольской провинции и в Мурманской провинции. Результаты геохимических и изотопных исследований базитов и U-Pb (ID-TIMS) датирование бадделейта показали широкое распространение в этом районе даек с возрастом 2505 млн лет.

В результате проведенных исследований ареал распространения даек базитов этого возраста был значительно расширен. В Кольско-Норвежском, Центрально-Кольском и Мурманском террейнах было изучено более 40 тел, потенциально относящихся к возрастной группе 2505 млн лет, из которых датировано U-Pb методом по бадделейту 5 наиболее представительных даек, принадлежащих к разным петрографическим и геохимиче-

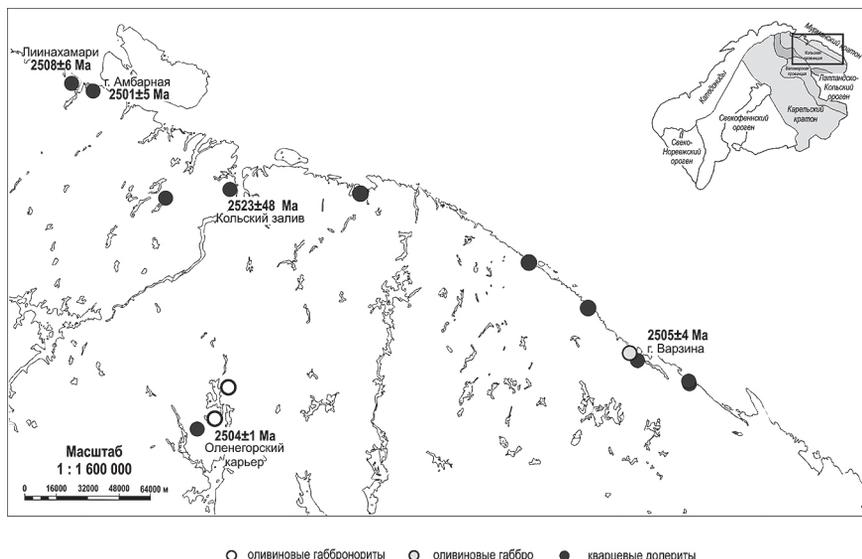


Рисунок. Распространение даек возрастной группы 2505 млн лет в северной части Фенноскандии и положение датированных объектов

ским типам. Среди даек этой возрастной группы установлены оливиновые габбронориты и габбро и кварцевые долериты (рисунок).

Оливиновые габбронориты, распространенные, главным образом в Центральном-Кольском террейне, формируют крупные, иногда наклонные тела субмеридионального простирания мощностью первые десятки метров. Характерная особенность даек этого геохимического типа – высокие содержания MgO (до 20 мас.% в зонах закалки) на фоне умеренно-высоких содержаний SiO₂ (до 53 мас.%) и Al₂O₃ (до 19 мас.% в лейкократовых разновидностях), деплетированность ВЗЭ, дифференцированный характер распределения РЗЭ. Возраст бадделеита, выделенного из центральной части дайки оливинового габбронорита в Оленегорском карьере 2504±1 млн лет, что определяет синхронную кристаллизацию даек и расслоенных интрузий.

Оливиновые габбро установлены в восточной части Мурманской провинции. От оливиновых габброноритов их отличают более низкие содержания MgO (до 8.5 мас.%), более высокие содержания TiO₂ (до 1.4 мас.%), ярче выраженная деплетированность ТРЗЭ. Датирование бадделеита, выделенного из центральной части дайки оливиновых габбро в районе г. Варзина, показало, что возраст кристаллизации базитов этой геохимической группы составляет 2505±4 млн лет.

Кварцевые долериты среди изученных даек распространены наиболее широко. Они формируют тела мощностью до первых десятков метров в большинстве случаев сложенные мелкозернистыми долеритами. Дайки кварцевых долеритов выдержаны по составу на всей изученной территории. Преобладают клинопироксен-плаггиоклазовые долериты, типичным является наличие кварц-полевошпатового гранофира в интерстициях. Характерные особенности пород этой геохимической группы включают: низкие содержания MgO (3.7–7.5 мас.%), умеренные содержания TiO₂ (0.60–1.05 мас.%) и высокие SiO₂ (49.9–57.4 мас.%). Дайки такого состава были изучены нами в районах Печенгского и Кольского заливов, р. Ура, пос. Териберка, а также губ Чегодаевка, Мертвецкая, Ивановка и Савиха на побережье Баренцева моря (рисунок).

Для этого типа датирование U-Pb методом по бадделеиту было выполнено для нескольких даек мощных роев ССВ простирания в районе Печенгского и Кольского заливов.

Для дайки кварцевого долерита из района пос. Лиинахамари, вблизи п. Немецкий наволок, был получен возраст 2508±6 млн лет. Совпадающий в пределах погрешности, возраст установлен для дайки кварцевых долеритов мощностью около 30 м в районе губы Амбарная. Следует отметить, что ранее были опубликованы результаты датирования цирконов из этой дайки, возраст которых 2304±1 млн лет, рассматривался авторами

публикации как возраст кристаллизации долеритов [10]. Выполненное нами датирование бадделейта, минерала-геохронометра, однозначно характеризующего возраст кристаллизации пород дайки и исключающее неопределенность датировок по ксеногенным цирконам [11], показало, что возраст образования этого тела составляет 2501 ± 5 млн лет. Предварительная оценка возраста 2523 ± 48 млн лет получена для бадделейта, выделенного из дайки кварцевых долеритов в районе Оленьей губы Кольского залива.

Более широкое, чем было установлено ранее, площадное распространение мафических даек с возрастом 2505 млн лет свидетельствуют об интенсивных эндогенных процессах этого периода 2505 млн лет в Кольской и Мурманской провинциях Фенноскандинавского щита. В отличие от этого, в Карельско-Беломорской части щита в настоящее время установлены только два объекта с возрастом 2500 млн лет [2, 12].

Формирование крупной магматической провинции Мистассини представляло собой краткий, но мощный импульс формирования мантийных расплавов, обусловленный подъемом мантийного плюма, что подтверждается узким временным интервалом формирования базитов, их широким площадным распространением и высокомагнезиальным характером, что особенно ярко проявлено в Кольской части Фенноскандинавского щита. Можно полагать, что область распространения наиболее магнезиальных базитов возраста 2505 млн лет отвечает позиции центра плюма. В этом случае Карельский блок мог располагаться на его перифирии, что обусловило немногочисленность проявлений базитового магматизма этого возраста.

Оценка правильности этих предположений требует привлечения палеомагнитных исследований, для которых полученные данные о возрасте базитов являются надежной основой.

Исследование поддержано Российским научным фондом, грант 16-17-10260.

Литература

1. *Ernst R.E., Buchan K.* Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous Prov. Cont. Ocean. Planet. volcanism. Geophys. Monogr. Ser. 1997. С. 297–333.
2. *Bleeker W., Hamilton M.A., Ernst R.E., Kulikov V.S.* The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: New constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within supercraton Superia, including the first ca. 2504 Ma (Mistassini) ages from Karelia // Abstract for IGC33 meeting, Oslo, Norway, 2008.
3. *Sandeman H.A., Heaman L.M., LeCheminant A.N.* The Paleoproterozoic Kaminak dykes, Hearne craton, western Churchill Province, Nunavut, Can-

ada: Preliminary constraints on their age and petrogenesis // *Precam. Res.* 2013. Vol. 232. P. 119–139.

4. Nilsson M.K.M., Söderlund U., Ernst R.E., Hamilton M.A., Scherstén A., Armitage P.E.B. Precise U-Pb baddeleyite ages of mafic dykes and intrusions in southern West Greenland and implications for a possible reconstruction with the Superior craton // *Precam. Res.* 2010. Vol. 183. № 3. P. 399–415.

5. Söderlund U., Hofmann A., Klausen M.B., Olsson J.R., Ernst R.E., Persson P.O. Towards a complete magmatic barcode for the Zimbabwe craton: Baddeleyite U-Pb dating of regional dolerite dyke swarms and sill complexes // *Precam. Res.* 2010. Vol. 183. № 3. P. 388–398.

6. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района. Часть 1. / Под ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 2004. 177 с.

7. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. М.: Наука, 2004. 172 с.

8. Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precam. Res.* 1995. Vol. 75. № 1–2. P. 31–46.

9. Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона // *Геотектоника.* 2012. № 6. С. 29–45.

10. Терехов Е.Н., Морозов Ю.А., Смолькин В.Ф., Баянова Т.Б., Щербакова Т.Ф. О проявлении дайкового магматизма андезит-базальтового состава в палеопротерозойской рифтогенной системе Кольского кратона (Балтийский щит) // *ДАН.* 2018. Т. 31. № 3. С. 302–308.

11. Heaman L.M., LeCheminant A.N. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂) // *Chem. Geol.* 1993. Vol. 110. P. 95–126.

12. Степанова А.В., Степанов В.С., Ларионов А.Н., Азимов П.Я., Егорова С.В., Ларионова Ю.О. Габбро-анортозиты 2.5 млрд лет в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и тектоническая позиция // *Петрология.* 2017. № 6. С. 581–608.

Г.А. Стогний¹, В.В. Стогний

Положение Аkitканского вулканического пояса по отношению к структуре кристаллического фундамента

Выходы терригенно-вулканогенных образований аkitканской серии и гранитоидов ирельского комплекса Байкало-Патомской складчатой области Л.И. Салопом [4] были объединены в Северо-Байкальский

¹ Кубанский государственный университет (ФГБОУ ВО КубГУ), Краснодар, Россия; stogny_vv@mail.ru

вулcano-плутонический пояс, протягивающийся от оз. Байкал в север-северо-восточном направлении более чем на 500 км при ширине до 60 км, наследуя простирание выступов раннепротерозойских метаморфических пород кристаллического фундамента. Возраст пород Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса определяется интервалом 1.88–1.85 млрд лет [10]. Формирование его рассматривается как анорогенное [2], коллизионное, сформированное на заключительной стадии процесса [3] или постколлизионное в обстановке растяжения после завершения субдукционных и коллизионных процессов.

Выходы вулcanoгенных образований акитканской серии О.М. Розен с соавторами [3] включают в состав Аkitканского орогенного пояса, рассматриваемого в качестве палеопротерозойской островной дуги, сшивающей террейны юго-востока и северо-востока Сибирской платформы. Восточное окончание Аkitканского орогенного пояса согласно В.А. Бушу [1] совпадает с границей Уринского и Сунтарского поднятий, а с запада на большей своей части он перекрыт шарьяжем Котуйканской зоны и Маганского террейна. Таким образом, вопрос положения Аkitканского вулканического пояса по отношению к структуре кристаллического фундамента остаётся открытым.

К исследованию данной проблемы авторы подошли исходя из разработанной по результатам анализа геолого-геофизических материалов, главным образом гравитационного поля, схемы тектонического строения консолидированной земной коры Байкало-Патомской складчатой области. Анализ структуры аномального гравитационного поля (использованы гравиметрические карты масштаба 1 : 200 000, редукция Буге, $\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$) проведён на площади, ограниченной 106 и 120° восточной долготы и 54 и 62° северной широты. Тектоническое строение площади определяется центральным положением Байкало-Патомской складчатой области и обрамляющими её структурами Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Структура гравитационного поля рассмотрена на иерархических уровнях аномальной области, аномальной зоны, региональных максимумов и минимумов. С учётом принятых единиц в центральной части изучаемого региона выделена Байкало-Виллюйская аномальная зона, разграничивающая Анабаро-Мирнинскую и Непско-Ботуобинскую аномальные области от Байкало-Алданской. Байкало-Виллюйская аномальная гравитационная зона включает Бодайбо-Мамский и Сунтарский максимумы, а также Нюйский и Кемпендяйский минимумы, имеющие общее северо-восточное простирание.

Анабаро-Мирнинская аномальная область представлена региональными линейными аномалиями северо-западного простирания юго-

восточного склона Анабарской антеклизы [7]. Аналогичное прости- рание имеют большинство линейных аномалий Непско-Ботуобинской области.

Байкало-Алданская аномальная гравитационная область низких значе- ний аномалий силы тяжести в субширотном направлении протягивается от оз. Байкал до верховьев р. Учур (юго-восточная часть Алдано-Станового щита) и включает региональные Баргузинский, Чарский, Чульманский и Тьрканский минимумы амплитудой более 100 мГал [5, 6]. В контурах рассматриваемого региона она представлена Баргузинским, Чарским и Мурунским минимумами и Уринским максимумом [7].

Контурсы Байкало-Патомской складчатой области, исходя из предло- женной схемы районирования гравитационного поля, в плане соответству- ют Байкало-Вилуйской аномальной зоне и лишь незначительно захватыва- ют Байкало-Алданскую и Непско-Ботуобинскую аномальные области. Аkitканский вулканический пояс в гравитационном поле не находит от- ражения, в плане он приурочен к юго-восточной ступени регионального Верхнемартыновского минимума [7].

Оси региональных линейных максимумов аномального магнитно- го поля, большая часть которых расположена в пределах Анабарской и Непско-Ботуобинской антеклиз, имеет северо-западное прости- рание. Данные максимумы отражают зоны регрессивного метаморфизма ран- недокембрийских пород кристаллического фундамента, а для Чаро- Олёкминского блока Алдано-Станового щита – зеленокаменные пояса. Аkitканский вулканический пояс выделяется положительной магнитной аномалией северо-восточного прости- рания.

Разработанная схема районирования гравитационного поля положена в качестве базовой при обосновании строения кристаллического фунда- мента Байкало-Патомской складчатой области и сопредельных тектониче- ских единиц Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Схема строения кристаллического фундамента Байкало-Патомской складчатой области разработана на основе интерпретации среднечастот- ной составляющей гравитационного поля с позиции блоковой делимости литосферы. Согласно предложенной схеме, кристаллическим фундамен- том Байкало-Патомской складчатой области являются структуры палео- протерозойского Байкало-Вилуйского гранулит-гнейсового пояса кристал- лического фундамента, который разделяет кристаллический фундамент Сибирской платформы на Анабаро-Мирнинский, Непско-Ботуобинский и Алдано-Становой геоблоки [6]. Контурсы Байкало-Вилуйского гранулит- гнейсового пояса кристаллического фундамента обоснованы по Байкало- Вилуйской зоне линейных гравитационных максимумов и минимумов. О времени формирования пояса можно судить по имеющимся датировкам

вскрытых Мухтинской скважиной метаморфических и магматических пород – 1184–2522 млн лет [8]. Байкало-Вилуйский гранулит-гнейсовый пояс в рамках исследуемого региона включает Олоkitский, Бодайбинский, Мараканский, Тонодский, Джербинский, Сунтарский и Кемпендяйский блоки, имеющие общее северо-восточное простирание. Сунтарский блок раннедокембрийских метаморфических пород вскрыт Сунтарской опорной скважиной под нижнеюрскими отложениями на глубине 368 м, а мощность платформенных отложений, перекрывающих Кемпендяйский блок, оценивается в 14 км [9].

Акитканский вулканический пояс и рядом расположенные выходы метаморфических пород Сарма-Тонодского выступа маркируют юго-восточную окраину Непско-Ботуобинского геоблока. Судя по положительной магнитной аномалии, приуроченной к Акитканскому вулканическому поясу, это локальная структура, не имеющая продолжения в северо-восточном направлении. Выходы метаморфических пород Сарма-Тонодского выступа контролирует Сарма-Тонодский разлом, ограниченный с востока Нечерским разломом.

Таким образом, Акитканский вулканический пояс рассматривается как структура Байкало-Вилуйского гранулит-гнейсового пояса, становление которого происходило в режиме транспрессии в процессе взаимодействия Непско-Ботуобинского и Анабаро-Мирнинского геоблоков с Алдано-Становым геоблоком консолидированной коры Сибирской платформы.

Литература

1. Буш В.А. Строение кристаллического фундамента района сочленения северного окончания Байкало-Патомского складчатого пояса с Сибирским кратоном // Геотектоника. 2011. № 6. С. 58–71.
2. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
3. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазонасность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
4. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М.: Недра, 1964. 515 с.
5. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 149 с.
6. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.

7. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Структура кристаллического фундамента Байкало-Патомского складчатого пояса и роль региональных глубинных разломов в формировании золоторудного месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // *Геофизика*. 2016. № 3. С. 73–77.

8. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

9. *Тектоническое строение Якутской АССР / К.Б. Мокшанцев, Д.К. Горнштейн, Г.С. Гусев*. М.: Наука, 1964. 290 с.

10. *Шоханова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П.* Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // *Геология и геофизика*. 2010. Т. 51. № 8. С. 1049–1072.

Т.В. Суханова¹, Н.В. Макарова, Д.О. Десятов, А.Н. Стафеев

Соотношение современного рельефа и новейшей структуры Крыма с палеозойскими структурами

Территория Крыма имеет сложное тектоническое строение, которое неоднозначно трактуется геологами. В связи с этим возникает много вопросов по разным аспектам геологии Равнинного и Горного Крыма, в том числе, о влиянии древних погребенных структур на формирование и развитие новейшей структуры и современного рельефа.

В Горном Крыму основные черты рельефа сводятся, главным образом, к существованию трех гряд, имеющих субширотную и северо-восточную ориентировку, разделенных обширными межгрядовыми понижениями. Самая южная платообразная Первая гряда наиболее высокая, с абсолютными отметками до 1.5 км. Севернее последовательно расположены Вторая (до 700 м) и Третья (до 350 м) гряды, имеющие квестообразное строение. В западном и восточном направлениях все гряды понижаются. Современный рельеф Горного Крыма отражает его новейшую тектоническую структуру.

Новейшее поднятие Горного Крыма окончательно оформилось в рельефе в позднем миоцене – плиоцене, когда возникли его основные субширотные и северо-восточные продольные платообразные и квестообразные

¹ Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanikamgu@mail.ru, vladim-makarov@yandex.ru, desyatovdm@rambler.ru, anstafeev@rambler.ru

поднятия, разделенные впадинами–прогибами, в свою очередь дифференцированные на структуры более высоких порядков, выраженные в современном рельефе (М.В. Муратов, Н.И. Николаев, В.И. Бабак и др.).

Сведения о палеозойском фундаменте Горного Крыма получены при геофизических исследованиях, по данным бурения и изучения палеозойских глыб в триасово-юрских отложениях. Герцинское складчатое сооружение, возникшее в Крыму в палеозое, протягивается с северо-запада на юго-восток, восточнее Симферополя уходя в район мыса Меганом, и далее – в акваторию Черного моря [7]. Герцинский фундамент под Крымскими горами имеет блоковое строение [3]. Границами блоков являются разрывные нарушения северо-западной и северо-восточной ориентировок. Глубина залегания кровли палеозойских пород опускается в северном направлении от –1 до –5 км [7, 9]. В строении палеозойского фундамента Горного Крыма выделяются поднятия северо-восточной ориентировки, которые сформировались на рубеже нория–рэта. Они разделяются обширными впадинами с крутыми склонами и плоским дном, заполненными рэт-нижнеюрскими отложениями. Иными словами, в киммерийское время на герцинскую структуру были несогласно наложены молодые прогибы, которые дифференцировали ее на ряд поперечных поднятий и прогибов северо-восточной ориентировки. Одним из таких поднятий являлась Трудолобовская горст-антиклинальная зона [6], которая разделяла в рэте – ранней юре Лозовской и Горно-Крымский прогибы и служила источником сноса палеозойских глыб известняков [8].

Результаты магнитотеллурического зондирования по субмеридиональному профилю Ялта–Новоселовка [1], пересекающему все три гряды Крымских гор, уточнили и детализировали полученные ранее сведения [9] о строении и залегании палеозойского фундамента, и дали возможность сопоставить палеозойскую и новейшую структуры Горного Крыма. По новым геоэлектрическим данным, под Горным Крымом выделяются три погребенных выступа палеозойского фундамента. Они имеют крутые южные и более пологие северные склоны и осложнены разрывами с амплитудой до 1–1.5 км. Эти выступы разделены и перекрыты мезозойскими отложениями. Южный выступ отделяется от Центрального обширным глубоким прогибом, заполненным мощной толщей (более 4 км) таврической серии.

Несмотря на то, что новейшая структура Горного Крыма, имеющая северо-восточную и субширотную ориентировки, в целом не увязывается с общим северо-западным простираем герцинского горного сооружения, в ней проявлены черты унаследованности от древних палеозойских структур. Современные гряды Горного Крыма в сечении Ялта–Новоселовка развиты над выступами палеозойских пород и приуро-

чены к их северным склонам. Северо-восточная ориентировка палеозойских выступов и впадин согласуется с общим простираем новейших структур. Примером является Трудолюбовская горст-антиклинальная зона, северо-восточное простираем которой согласно с ориентировкой новейшего поднятия Горного Крыма. При этом отмечается их согласованность с простираем более древних байкальских структур [5, 7]. В рельефе южный край горст-антиклинали совпадает с уступами меловых квест Второй гряды Крымских гор.

Современная структура Горного Крыма, которая на северном склоне поднятия отражается в асимметрично-грядовом строении, согласуется с киммерийским структурным планом [7]. Наряду с этим, на новом геоэлектрическом профиле наблюдается четкая корреляция крутых южных склонов горных гряд Крыма с субвертикальными уступами палеозойских блоков фундамента. Возможно, причиной этого является наличие многочисленных выступов палеозойского фундамента в сводовых частях киммерийских зон палеоподнятий.

Общий северный уклон поверхности новейшего поднятия Крымских гор определил моноклиальное залегание меловых и кайнозойских пород, а выступы жестких блоков палеозойского фундамента привели к фрагментации моноклинали на квестовые гряды. Более крутой наклон в том же северном направлении поверхностей погребенных палеозойских блоков, приобретенный, вероятно, в киммерийское время, обусловил появление флексурных перегибов на погружениях моноклиналей. Контрастность и асимметрия современного рельефа могли усиливаться по мере роста поднятия Горного Крыма за счет разного сокращения толщины таврической серии в связи с ее уплотнением и диапиризмом.

В Равнинном Крыму строение рельефа и новейшая структура практически повторяют рельеф и структуру северного склона поднятия Горного Крыма. Здесь выделяется три субширотных блока или ступени, в плане несколько сдвинутых относительно друг друга к востоку [2, 4]: Тарханкутско-Джанкойский (северный), Новоселовский (центральный) и Каламитско-Арабатский (южный). Блоки, как и квесты, наклонены с юга на север, и при их асимметричном строении северные склоны положе южных. Они разделены зонами длительно живущих глубинных разломов, выраженных на космических снимках и в рельефе линеamentами, а в новейшей структуре приуроченными к ним прогибами. Последние в западной части блоков наследуют древние киммерийские грабены, vyplненные триас-нижнеюрскими отложениями.

Палеозойский фундамент в пределах Равнинного Крыма сложен дислоцированными метаморфическими породами. В структуре это герцинское складчатое сооружение на западе полуострова субширотного простираем,

меняющегося на юго-восточный западнее Джанкой [7]. В киммерийское время оно было нарушено грабенами, которые фрагментировали общую структуру на ряд менее крупных структур. Современная глубина палеозойского фундамента полностью соответствует новейшей структуре: в гипсометрически повышенных частях блоков, отвечающих новейшим поднятиям, он залегает выше, по сравнению с прилежащими прогибами. Так, в Новоселовском блоке его поверхность поднята до 900–1700 м, а в Донузлавском прогибе, отделяющем этот блок от Тарханкутского поднятия, она опущена на глубину более 2600 м, в соседнем к югу Альминском прогибе глубина залегания палеозоя понижается с востока на запад с 1500 до 2500–3000 м. Восточнее прогиба на Симферопольском поднятии фундамент поднят до 200–400 м, к северу он погружается до 600–850 м. Северо-восточнее у Белогорска он понижен до 3500 м, а далее на восток в Индоло-Кубанском прогибе его поверхность понижается глубже 10 000 м.

Таким образом, структура палеозойского фундамента Горного и Равнинного Крыма находит отражение в новейшей структуре и рельефе. Здесь представлен лишь общий характер соотношения палеозойской и неотектонической структур. Новые геофизические данные позволили на одном из участков Горного Крыма получить более детальную информацию о строении палеозойского фундамента, выделить отдельные его выступы и связать с ними формирование Грядового рельефа и новейшей структуры. Установление связи современной и новейшей структур со структурой палеозойского фундамента может помочь в дальнейшем в выборе направлений новых геофизических профилей для изучения глубинного строения Горного Крыма.

Литература

1. Десятов Д.О., Пушкарев П.Ю., Стафеев А.Н., Яковлев А.Г., Кулибаба А.С. Модель глубинного строения Юго-Западного Крыма по геоэлектрическим данным // Материалы L Тектонического совещания. Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 1. М.: ГЕОС, 2018. С. 146–150.
2. Кац Я.Г., Макарова Н.В., Козлов В.В., Трофимов Д.М. Структурно-геоморфологический анализ Крыма по дешифрированию космоснимков // Изв. вузов. Геол и разв. 1981. № 3. С. 8–20.
3. Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П. Особенности тектоники Горного Крыма // Геофизический сборник. Вып. 18. Геофизические исследования земной коры. 1966. С. 34–41.
4. Макарова Н.В., Макеев В.М., Галицкая И.В., Суханова Т.В. Новейшая тектоника Крыма в связи с проблемами его водоснабжения // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 3. С. 3–11.

5. Пасынков А.А., Плахотный Л.Г., Горбатюк В.М. Морфотектоника Крымского полуострова и ее связь с развитием экзогенных геологических процессов // Геологический журнал. 1992. № 2. С. 79–91.

6. Плахотный Л.Г., Сиденко О.Г., Чир Н.М., Абашии А.А. О глубинной тектонике предгорий Крымских гор и происхождении экзотических известняковых глыб // Геологический журнал. 1988. № 1. С. 120–127.

7. Плахотный Л.Г. Раннекиммерийские структуры Крыма и соотношение их с альпийскими и докиммерийскими // Геотектоника. 1990. № 2. С. 54–62.

8. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б. Новые данные о геологии Лозовской зоны (верхний триас – средняя юра) Горного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2015. № 5. С. 21–33.

9. Хмелевской В.К., Кузьмина Э.Н. О глубине залегания палеозойского фундамента в Горном Крыму, по геофизическим данным // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1967. № 1. С. 119–122.

Т.Ю. Тверитинова¹

Проблема возраста зеркал скольжения и деформационные циклы

Введение. Возраст тектонических деформаций лежит в интервале от возраста пород, в которых эти деформации проявились, до возраста новейших деформаций, которым подвергался данный породный массив. В литифицированных породах наиболее молодые структуры представлены трещинами и связанными с ними зеркалами скольжения, жилами, отрывами и дизъюнктивами другой морфологии. В частности, новейшие деформации ярко проявлены в широко распространенных в разновозрастных комплексах пород «альпийских жилах». Но жилы лишь одна из составляющих частей структурных парагенезов [7, 8], в данном случае дизъюнктивных, которые, помимо жил, содержат разнообразные зеркала скольжения, обычно сопровождающиеся минеральным выполнением в «хвостах» борозд скольжения.

Данные по распределению минидизъюнктивов в породных массивах различных геодинамических областей – от альпийских складчатых сооружений (Большой Кавказ) до древних складчатых систем (Восточный Саян), от древних платформ (Восточно-Европейская платформа) до современных рифтогенных областей (Байкальская рифтовая зона) заставляют задумать-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия; tvrtat@yandex.ru

ся, насколько поздние деформации влияют на структурный статус породных массивов. Получение данных о деформационных циклах по трещиноватости возможно только при наличии представительных статистических замеров минидизъюнктивных структур в разновозрастных комплексах пород. Ручная обработка в этом случае трудоемка, более оптимально использование компьютерных программ, позволяющих по количественному признаку разделять структурные парагенезы на основе кинематического принципа относительной хронологии палеонапряжений как основного алгоритма тектонического стресс-мониторинга литосферы [3, 4, 6] и дальнейшие разработки метода [1]. Программа стресс-мониторинга позволяет по замерам зеркал скольжения в некотором геологическом объеме выделять до шести последовательных, а значит непрерывных деформационных стадий одного цикла, закономерно связанных между собой в режиме переиндексации одной из осей главного поля напряжений при развитии деформационного процесса. Каждый цикл соответствует одному крупному деформационному этапу, начавшемуся с деструкции какого-либо геологического объема в условиях растяжения (формирование сбросо-раздвиговых структур вплоть до заложения осадочного бассейна) и закончившегося формированием структур сжатия (вплоть до складчатых или складчато-надвиговых систем на месте осадочных бассейнов или их частей).

Кавказ и его северное обрамление. В работах [5, 6] показано соответствие параметров современного поля напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и его северном платформенном обрамлении – по данным о механизмах очагов коровых землетрясений и новейшего поля напряжений – по данным о направлении сколовых смещений в разновозрастных комплексах пород (наиболее молодыми являются породы неогенового возраста. Современное поле тектонических напряжений характеризуется зональным распределением в пространстве с сохранением между зонами ориентировки одной из главных осей напряжений. Наиболее сейсмически активная зона совпадает с осевой зоной и зоной южного склона Большого Кавказа и характеризуется субмеридиональным латеральным сжатием со взбросовым типом ПН; она сменяется зонами сдвиговых напряжений и затем зонами со сбросовым типом ПН с меридиональной ориентировкой оси растяжения, что объясняется уменьшением горизонтальной компоненты субмеридионального сжатия коры от внутренней зоны Большого Кавказа в сторону обрамляющих его стабильных блоков. Новейшее ПН также характеризуется зональным распределением, причем в каждой зоне устанавливается закономерный временной ряд последовательно сменяющих друг друга типов ПН, отвечающих последовательным стадиям деформационного процесса с сохра-

нением между ними ориентировки одной из главных осей деформаций. Наиболее молодые фазы, реконструированные по зеркалам скольжения, соответствуют по времени современной фазе деформирования, выявленной по сейсмологическим данным.

Восточный Саян. История формирования Восточного Саяна, возникшего как граничная структура в обрамлении древней Сибирской платформы (СП), включает несколько крупных деформационных этапов, начинающихся с активизации процессов рифтогенеза и заканчивающихся процессами сжатия и гранитизации [2]. Фундамент СП и раннекембрийские блоки АССО разделены сложной Удинско-Колбинской зоной вдоль Главного Саянского разлома (ГСР), включающей ряд разновозрастных деформированных рифтогенных прогибов. При последовательном смещении активной динамики в пределы АССО (в сторону осевой части Центрально-Азиатского подвижного пояса) в тылу активной окраины Палеоазиатского океана вдоль ГСР в раннем, среднем–позднем рифее, раннем и среднем кембрии возникали и закрывались рифтогенные прогибы. Наиболее поздние каледонские деформации завершились внедрением ордовикских гранитоидов. В девоне вдоль ГСР вновь проявились процессы рифтогенеза, в позднем палеозое происходили покровно-сдвиговые деформации [Буслов и др., 2015], в триасе произошло внедрение интрузивов основного состава, в позднем мезозое формировался позднекембрийский, а в кайнозое альпийский Восточно-Саянские орогены. Каждому рифтогенному этапу соответствовали преобладающие условия латерального растяжения вкрест простирания структур, а складчатости происходили в условиях поперечного структурам сжатия, то есть вдоль зоны ГСР неоднократно чередовались обстановки растяжения и сжатия.

Зеркала скольжения в рифейских метаморфических толщах рифтогенных прогибов Восточного Саяна отличаются многообразием минерального выполнения, количественными параметрами борозд скольжения и ориентировками штриховок, что однозначно указывает на проявление в регионе в разное время различных геодинамических обстановок [10]. Значительная часть минидизъюнктивных структур образует парагенез латерального меридионального сжатия – широтного латерального растяжения, отвечающий современной тектодинамической обстановке региона, выявляемой по сейсмологическим данным. Оставшиеся минидизъюнктивы группируются в пять структурных парагенезов, формирование которых предшествовало формированию структур последней деформационной стадии. Эти парагенезы выстраиваются (при достаточной представительности количества замеров) в последовательный ряд семейств взбросовых, сдвиговых и сбросовых типов ПН, связанных между собой устойчивым положением осей эллипсоида напряжений и деформаций. Выявляемые,

но наименее контрастно проявленные сбросовые поля напряжений отвечают последнему этапу активизации в зоне ГСР рифтогенных процессов. Учитывая пространственные вариации типов полей напряжений в Саяно-Байкальском регионе [11] и факт, что проявлению позднекайнозойского рифтогенеза в условиях субширотного растяжения (Байкальская рифтовая зона) предшествовало проявление позднемезозойского рифтогенеза Забайкалья с субмеридиональной ориентировкой оси растяжения, начало последнего тектонического цикла в зоне ГСР может относиться к кайнозою или позднему мезозою.

Возраст зеркал скольжения. Таким образом, каждому тектоническому этапу соответствует свой деформационный цикл, т.е. все шесть стадий последовательной смены полей напряжений. Однозначной тенденции усложнения структурных рисунков в более древних породах не отмечается. Часто, наоборот, в более древних комплексах мы наблюдаем более устойчивые ориентировки эллипсоидов напряжений и деформаций. Это может быть связано с тем, что повторение деформационных циклов приводит к кинематическому упорядочиванию региональных структур и формированию устойчивых структурных планов, определяющих близкие параметры полей напряжений и деформаций различных тектодинамических этапов, в результате чего происходит многократное наложение кинематических признаков на различно ориентированные дизъюнктивы. Именно поэтому при различном составе заполнителя жил и отрывов, разнообразии качественных характеристик зеркал скольжения и наличии противоречивых кинематических индикаторов, часто взаимоисключающих друг друга, мы фиксируем в породных массивах малочисленные устойчивые закономерные структурные парагенезы.

Литература

1. *Васильев Н.Ю., Мострюков А.О.* Закономерности развития циклов деформации в процессах тектогенеза // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонич. совещ. Т.1. М.: ГЕОС, 2001. С. 90–93.

2. *Галимова Т.Ф., Паикова 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. *Гуценко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7–25.

4. *Гуценко О.И.* Кинематический принцип относительной хронологии палеонапряжений (основной алгоритм тектонического стресс-мониторинга литосферы) // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 108–125.

5. *Конн М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А., Тверитинова Т.Ю., Васильев Н.Ю., Корчемагин В.А., Макарова Н.В., Мострюков А.О., Иоффе А.И.* Кайнозойские напряжения востока Русской плиты, Южного и Среднего Урала: Методические, теоретические и прикладные аспекты. М.: ГЕОС, 2014. 88 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 610).

6. *Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Конн М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // *Геотектоника*. 2001. №1. С. 36–59.

7. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 145 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 460).

8. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // *Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов*. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235

9. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н. Тверитинова Т.Ю.* Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района // *Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа*. М.: Наука, 1987. С. 69–96.

10. *Тверитинова Т.Ю.* Анализ зеркал скольжения рифейских метаморфитов центральной части Восточного Саяна // *Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе*. Материалы III Всероссийского совещания и II Всероссийской молодежной школы по современной геодинамике. ИЗК СО РАН Иркутск, 2016. С. 116–120.

11. *Шерман С.И., Лунина О.В.* Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // *ДАН*. 2001. Т. 378. № 5. С. 672–674.

**Ал.В. Тевелев¹, Арк.В. Тевелев¹, А.О. Хотылев¹,
И.А. Прудников¹, Е.А. Володина¹, В.М. Мосейчук²**

Землетрясения 2018 года в Катав-Ивановске (Южный Урал): кинематика инициирующих разрывов

Западный склон Южного Урала отличается очень слабой сейсмичностью. Последние землетрясения с магнитудой больше 4 баллов произошли 4 и 29 сентября 2018 года в районе города Катав-Ивановск. По данным IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology, USA) с 1990 года по настоящее время на Южном Урале зафиксировано 54 землетрясения, из которых только 5 землетрясений имели магнитуду более 4 баллов, причем два из них произошли еще 28 мая 1990 года. Таким образом, между более

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; atevelev@rambler.ru, arctevlev@rambler.ru, akhotylev@gmail.com, prydnukov@gmail.com, ekaterina.volodina2015@yandex.ru

² ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; geopoisk2004@mail.ru

или менее серьезными землетрясениями прошло почти 20 лет. Задача настоящего исследования состоит в том, чтобы установить соотношение современного поля напряжений с палеополями напряжений, выявленными в результате изучения мезоструктурных элементов рифейских комплексов, слагающих район землетрясений.

Структурные особенности района землетрясений. Упомянутые землетрясения были локализованы в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория, сложенного рифеем, и Предуральского краевого прогиба. Непосредственно эпицентры землетрясений локализованы в довольно узкой Катавско-Юрюзанской зоне, ограниченной двумя крупными разрывами восток-северо-восточного простирания: Сулеинским и Бакало-Саткинским. Кинематика этих разрывов детально изучена нами ранее на нескольких объектах по мезоструктурным элементам [1]. Основные выводы из проведенных исследований, важные для решения задач настоящей работы, сводятся к следующему.

Складчатая структура рифейских комплексов во многом подчеркивает правосторонние смещения по всей этой зоне: картируются многочисленные Z-образные подвороты слоёв, а также реальные правосторонние смещения маркеров. Среди изученных мезоструктур наиболее четко проявлены: зеркала скольжения взбросового и надвигового типов; SF-текстуры; кливаж, в том числе – кливаж плейчатости, тектонические брекчии; трещины отрыва; кинкбанды; сколы; кулисные жилы. По этим мезоструктурам восстановлены палеополя напряжения и кинематика разрывов. Во всех случаях ось сжатия оказалась ориентированной по направлению северо-запад – юго-восток (азимут простирания 300–345°). Она либо горизонтальна, либо слабо наклонена на юго-восток. Напряжение растяжения и среднее напряжение близки друг к другу. Одно из них, как правило, ориентировано почти горизонтально, а другое почти вертикально. Вместе с тем выяснилось, что такая картина наблюдается только на некотором удалении от разрывов. Непосредственно же в зоне каждого разрыва хорошо проявлены и касательные напряжения, которые фиксируются по структурным парагенезам, характерным для зон правосторонней транспрессии. Это позволяет интерпретировать Сулеинский и Бакало-Саткинский разломы как правосторонние взбросо-сдвиги.

В мелких карьерах на северо-восточной окраине Катав-Ивановска, непосредственно в зоне Бакало-Саткинского разлома вскрыта пачка серых мелкокристаллических известняков зигаино-комаровской свиты среднего рифея с частыми прослоями темно-серых, почти черных углеродистоглинистых, реже кварц-серицитовых и глинистых сланцев общей мощностью до 40 м. Они интенсивно тектонизированы (местами превращены в тектонические брекчии) и смяты в мелкие дисгармоничные складки.

В пределах обнажения фактически наблюдаются только хаотически расположенные обрывки складчатой структуры, осложненной малоамплитудными надвигами и взбросами юго-западной вергентности. В дезинтегрированной массе встречаются крупные обломки известняков угловатой или оглаженной формы, часть пластов известняков будинирована. Местами пласты смяты в мелкие складки гофрировки с круто залегающими шарнирами.

Таким образом, зона Бакало-Саткинского разлома представляет собой тектонический меланж, сформированный в несколько этапов деформаций.

Отдельно стоит вопрос о возрасте описанных деформаций. Известно, что в северо-западной части Башкирского мегантиклинория палеозой залегает на рифее с существенным размывом, но с параллельным несогласием, то есть описанные деформации не могут быть допалеозойскими. Вероятнее всего, формирование структуры этой части Башкирского мегантиклинория произошло в позднем палеозое во время уральской коллизии, которая началась на границе башкирского и московского веков.

Основные параметры Катав-Ивановских землетрясений 2018 года.

Первое землетрясение произошло 5 сентября в 03 часа 58 минут местного времени. По данным ФИЦ ЕГС РАН (Федеральный исследовательский центр единой геофизической службы Российской академии наук) координаты эпицентра землетрясения: $54^{\circ}34'48''$ с.ш. и $57^{\circ}46'48''$ в.д. Магнитуда (M_b) – 5.4 балла. В течение последующих суток было зарегистрировано 19 афтершоков, в том числе один (координаты: $54^{\circ}34'12''$ с.ш. и $57^{\circ}48'00''$ в.д.) магнитудой – 4.7. Данные различных геологических служб относительно координат эпицентров существенно различаются. Так, по данным USGS (Геологическая служба США) координаты эпицентра основного события: $54^{\circ}47'06''$ с.ш. и $57^{\circ}58'05''$ в.д. (M_b – 5,4), а координаты самого сильного афтершока: $54^{\circ}42'11''$ с.ш. и $58^{\circ}04'30''$ в.д. (M_b – 4.2). Координаты эпицентра основного землетрясения по данным EMSC (Европейско-Средиземноморский сейсмологический центр): $54^{\circ}44'24''$ с.ш. $58^{\circ}06'36''$ в.д. Все службы оценивают землетрясение как малоглубинное – 10 км.

Относительно координат эпицентра землетрясения 29 сентября данные разных служб также расходятся: ФИЦ ЕГС РАН: $54^{\circ}44'24''$ с.ш. $57^{\circ}51'00''$ в.д. (M_b – 4.4); EMSC: $54^{\circ}49'48''$ с.ш. $58^{\circ}06'00''$ в.д. (M_b – 4,2); USGS: $54^{\circ}44'52''$ с.ш. $58^{\circ}00'50''$ в.д. (M_b – 4.4).

Разнятся и оценки механизма очага землетрясений. Согласно данным ФИЦ ЕГС РАН механизм очага землетрясения 4 сентября 2018 г., землетрясение возникло под действием близких по величине напряжений сжатия (ориентированы на юг-юго-восток по азимуту (A_z) 154°) и растяжения (ориентированы на запад-юго-запад (A_z 243°)). При этом нодальная

плоскость NP1 простирается на запад-северо-запад (Аз 285°), а нодальная плоскость NP2 – на север-северо-восток (Аз 16–22°). Смещение по плоскости NP1 – правосторонний сдвиг, а по плоскости NP2 – левосторонний сдвиг.

Несколько иная интерпретация дается Национальным центром информации о землетрясениях Геологической службы США (USGS NEIC). Предполагается, что в очаге землетрясения преобладали напряжения сжатия, ориентированные на юго-восток (Аз 137°). При этом смещение по плоскости NP1 (Аз 264) – правосторонний взбросо-сдвиг, а по плоскости NP2 (Аз 247) – как левосторонний взбросо-сдвиг.

Немецкий исследовательский центр наук о Земле (Германия, GFZ) предлагает еще один вариант механизма очага землетрясения. Считается, что в очаге преобладали напряжения сжатия, ориентированные по азимуту 153°. Смещение по нодальным плоскостям NP1 (Аз 247) и NP2 (Аз 60) интерпретируется как взбросовое.

Обсуждение материала. Первое, что бросается в глаза – значительные расхождения в определении координат эпицентров, определенных разными службами, причем разница достигает 25–30 км. Вероятно, это связано с использованием различных сетей регистрирующих станций. Особенно важно то, что в меридиональных секторах от эпицентров станций практически нет. Вместе с тем большая часть координат эпицентров довольно кучно располагаются в 10–20 км западнее г. Катав-Ивановск. Наиболее далеки от скопления эпицентры, координаты которых получены в ФИЦ ЕГЦ РАН. Тем не менее, и они располагаются в зоне Бакало-Саткинского взбросо-сдвига.

Что касается механизмов очага землетрясения, то, несмотря на различия, в их интерпретации имеются и сходные черты. Так, пространственное положение оси сжатия в разных вариантах примерно совпадает: эта ось имеет северо-западное простирание, причем она либо горизонтальна, либо полого погружается на юго-восток. Кроме того, простирание оси растяжения примерно одинаково в двух случаях, и только в варианте взбросов она ориентирована практически вертикально. Направление смещения по нодальным плоскостям варьирует от сдвигов до взбросов, причем направление сдвигания по ним совпадает в обоих вариантах, предусматривающих сдвиговую компоненту, а в двух других вариантах совпадает взбросовая компонента. При этом положение в пространстве промежуточной оси варьирует очень значительно.

Сравнение полей напряжения, вычисленных при определении механизмов очагов землетрясений, и выявленных при анализе мезоструктурных элементов Бакало-Саткинской зоны разломов позволяет сделать вывод об их принципиальном сходстве. Прежде всего, обращает на себя внимание

близкая пространственная ориентировка осей сжатия (северо-западное простирание, субгоризонтальное залегание). Пространственное положение взбросо-сдвигов хорошо коррелируется с положением нодальной плоскости NP1 в интерпретации «взбросы» (GFZ). Выбор нодальной плоскости, совпадающей с разломом, инициирующим землетрясение, как правило, лежит на интерпретаторе-геологе. В случае Катав-Ивановских землетрясений 2018 года этим разломом с очевидностью является Катавско-Юрюзанская зона. С этой же зоной связаны и землетрясения 1990 года с магнитудой 4.5, произошедшие в 65 километрах северо-восточнее.

Выводы. Таким образом, выясняется, что обстановка правосторонней транспрессии, при которой сформировалась структура северо-западной части Башкирского мегантиклинория, сохраняется и в настоящее время. Современные хребты имеют то же северо-восточное простирание, то есть рельеф поддерживается за счет северо-западного сжатия. Многочисленные мелкие поперечные долины на склонах хребтов, скорее всего, фиксируют северо-восточное растяжение. Разрывам соответствуют протяженные долины того же простирания.

Литература

1. Тевелев Ал.В., Прудников И.А., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Володина Е.А. Кинематическая модель формирования Симской мульды Предуральяского краевого прогиба // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2018. № 2. С. 23–32.

Е.Н. Терехов¹, А.С. Балув

Особенности строения и эволюции зон аккомодации континентальных рифтовых систем (на примере Внешних островов Финского залива)

Перемычки между грабенами, представляющие собой выступы фундамента и определяющие сегментацию рифтовых зон, перекрытые единым пострифтовым чехлом, активно изучаются в нефтяной геологии, так как над ними в чехле формируются антиклинальные поднятия, являющиеся ловушками для углеводородов [11]. Изучение рифтов, долгое

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; Tereh@ilran.ru, baluev@ilran.ru

время базировалось на представлениях о господстве крутых разломов ограничивающих прогибы, а перемычки рассматривались как горсты или трансформные разломы. Идеи о ведущей роли пологих сбросов в формировании рифтов в корне изменили представления о структурном положении и динамической обстановке в районе перемычек, игравших роль «зон аккомодации» [10]. В отечественной литературе этот термин в отношении рифтовых структур, впервые упомянут в работе [4]. В большинстве случаев он используется в более широком смысле – как область накопления тектонических напряжений. Ранее было показано, что в зонах аккомодации развиты комплексы, которых нет или их меньше в других частях рифтовых систем. Это магматические образования со щелочной направленностью [8], метасоматиты [9] и дезинтегрированные гранитоиды [1]. Динамическая обстановка в зонах аккомодации определяется тем, что они ограничены сбросами, а породы лежащих крыльев при эксгумации подвержены декомпрессии и метасоматической переработке [7]. Нами термин «зона аккомодации» используется для описания перемычек между грабенами, образованными сбросами, где происходит смена их полярности (то есть падения).

Острова Гогланд и Большой Тютерс (Внешние о-ва Финского залива), в рельефе являются грядой СЗ простирания между морскими впадинами. Вал между островами усиливает общее впечатление о современной поперечной структуре в Финском заливе. Эта перемычка асимметрична. Западное крыло воздымается и пляжные комплексы подняты и удалены от берега. На острове Гогланд широко развиты вертикальные уступы высотой более 30–40 м, а общее поднятие над уровнем дна моря превышает 300 м. Уступы, расположенные кулисообразно, протягиваются вдоль всего острова. На скалах видны зеркала скольжения с характерными «задирами», указывающими на современные подвижки. Признаков ледникового сглаживания скал нет, поэтому можно говорить о постледниковом поднятии острова. Подобный скальный, местами горный рельеф, а также зияющие трещины, позволяют некоторым исследователям считать, что здесь в историческое время происходили землетрясения и соответственно возникали цунами, которые зафиксированы в летописях скандинавских стран. Восточная часть островов подымается медленнее, а частично испытывает погружение с формированием прибрежных болотистых участков. Таким образом, в современной геодинамике гряду островов Гогланд – Б. Тютерс можно рассматривать как воздымающийся наклонный блок, поперечный Финскому заливу и делящий его на отдельные впадины. Особенностью многих зон аккомодации в современных рифтах является их унаследованность от древних структур. Так, воздымание рельефа в зонах аккомодации фиксируется не только в неоген-четвертичных рифтах: остров

Ольхон и Адмиралтейский хребет в Байкальском рифте, Данукальский горст (Эфиопские Альпы) в Афарском рифте, архипелаг Средних Луд в грабене Кандалакшского залива Белого моря, но и в древних рифтовых структурах: перемычки в грабене Викинг юрского времени, Лудловской в Восточно-Баренцевском трого девонского времени, а также большого количества зон аккомодации в рифтовой системе Белого моря рифейского заложения [1].

Гряда островов Гогланд – Б.Тютерс является поперечной структурой и по отношению к рифейскому рифту. Наличие рифейского грабена в западной части Финского залива ранее предполагалось [3], но в поздних работах он не выделяется, однако если предположение о существовании зоны аккомодации рифейского возраста верно, то соответственно и западнее Внешних островов следует выделять рифейский грабен (рисунок). В пределах этих островов обнажаются коренные образования, относя-

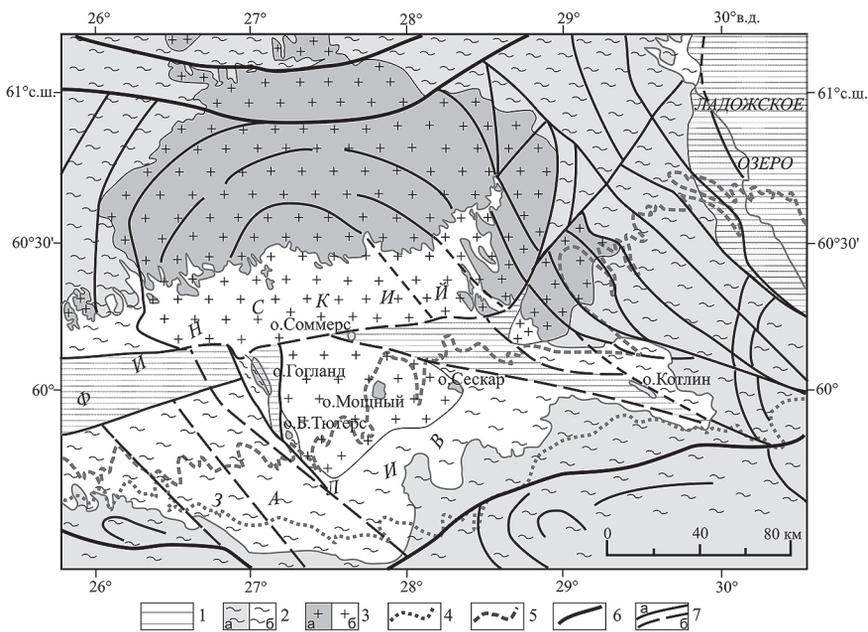


Рисунок. Зона аккомодации (перемычка островов Гогланд – Большой Тютерс) в системе рифейских рифтов Финского залива

1 – рифейские образования (1.65–1.0 млрд лет); 2 – свекофенский комплекс (2.0–1.8 млрд лет): а – на суше, б – в акватории моря; 3 – граниты рапакиви Выборгского массива (1.65 млрд лет); 4 – подошва нижнего палеозоя; 5 – подошва венды; 6 – главные разломы Финско-Мезенской тектонической зоны («флексура Полканова»); 7 – разломы, достоверные и предполагаемые

щиеся к трем геологическим комплексам. Это породы фундамента в западной части о. Гогланд (свекофенский комплекс – 2.0–1.85 млрд лет), вторичные кварциты о. Б. Тютерс (1.65–1.63 млрд лет) [9] и осадочно-вулканогенные породы рифейского возраста, слагающие восточную часть о. Гогланд, причем этот комплекс заметно древнее (1.65–1.6 млрд лет) [2], чем осадочные рифейские породы, выполняющие основную массу прогибов, вытянутых вдоль основного простирания рифтовых зон северной части Восточно-Европейской платформы. Подобные более древние комплексы, поперечные основным простираниям, обычное явление для крупных рифтовых зон, и они знаменуют начальную пулл-аппартную стадию, которая в дальнейшем сменяется эпохой развития пологих сбросов. Породы фундамента представлены гранито-гнейсами, мигматитами, реже амфиболитами. Они схожи с породами ладожской серии, отличаясь от них большим количеством пегматитов и полным отсутствием минеральной и шарнирной линейности, широко развитой на северном берегу Ладожского озера. Небольшие фрагменты свекофенских пород встречены в виде ксенолитов в гранитных дайках, рвущих вторичные кварциты на острове Б. Тютерс. Как показывают исследования, вторичные кварциты – это продукты флюидно-гидротермальной переработки кислых пород свекофенского комплекса под воздействием эманаций сопровождающих вулканическую деятельность. Вторичные кварциты слагают большую часть о. Б. Тютерс и прорваны гранитными дайками двух направлений. Возраст меридиональных даек, сложенных крупнозернистыми разностями 1.65 млрд лет, а широтных, представленных флюидалными гранитоидами – 1.64 млрд лет. Эти значения близки возрасту становления гранитов рапакиви Выборгского массива и кислым вулканитам о. Гогланд. Кислые вулканиты – кварцевые порфиры слагают большую часть рифейской структуры на о. Гогланд. По химическому составу они близки к гранитам рапакиви Выборгского массива за исключением содержаний K_2O (до 10% в вулканитах по сравнению с 5–6% в гранитах). Основание рифейского разреза представлено кварцевыми конгломератами, которые в виде линз мощностью до 40 м с угловым несогласием залегают на свекофенском комплексе. Природа кварцевых пород не ясна, так как во многих случаях кварцевые гальки имеют отчетливую концентрическую зональность. Кварц в них мелкозернистый – сливной, непохожий на кварц из кварцевых жил и пегматитов свекофенского и архейского комплексов. Микрокварциты встречены и в виде маломощных горизонтов среди основных и кислых вулканитов острова и в обрамлении «подушек» шаровых лав. Кварцевые конгломераты и отдельные горизонты микрокварцитов, вероятно, первоначально являлись хемогенными кремнистыми осадками, образованными на дне прогиба, куда поступали

высококремнистые рассолы, которые на глубине образовывали вторичные кварциты, наблюдаемые на о. Б. Тютерс.

Специфика преобразований, а именно широкое развитие метасоматитов в зонах аккомодации, может быть объяснена тем, что в отличие от зон бластомилонитов, которые согласно [5] являются идеальными проводниками для флюидов, в зоне аккомодации нет господствующих директивных структурных направлений и флюиды как бы «заперты» в породах и не уходят в сопряженные участки упорядоченной трещиноватости и бластомилонитизации (лианеризации) [6 и ссылки в ней].

Таким образом, перемычка островов Гогланд–Б. Тютерс, выраженная в современном рельефе, по геолого-структурным характеристикам могла быть зоной аккомодации и рифейских прогибов, что важно для геодинамических реконструкций.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ грант № 18-05-00485 и программы президиума РАН № 19 проект № 0135-2018-0040.

Литература

1. *Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С.* Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к тектонической карте) М: ГЕОС, 2012. 104 с.

2. *Беляев А.М.* Петрология вулканических пород формации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 28–35.

3. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра. 1978. 152 с.

4. *Казьмин В.Г., Бяков А.Ф.* Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. № 1. С. 20–31.

5. *Летников Ф.А., Гантимирова Т.П.* К проблеме информативности флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах // Петрология флюидно-силикатных систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.

6. *Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А.* Структурно-вещественные записи палеоземлетрясений в терригенных породах: анализ и интерпретация // Физика Земли. 2018. № 1. С. 3–25.

7. *Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГМ, 1997. 182 с.

8. *Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С.* Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского п-ва // Геотектоника. 2012. № 1. С. 77–94.

9. Терехов Е.Н., Макеев Д.А., Панфилов И.П., и др. О природе вторичных кварцитов острова Большой Тютерс (Финский залив), Россия // Литосфера. 2017. № 6. 34–56.

10. Bosworth W. Geometry of propagating continental rifts // Nature. 1985. Vol. 316. P. 625–627.

11. Fossen H., Schults R.A., Rundhovde E., Rotevath A., Buckley S.J. Fault linkage and graben stopovers in the Canyonland (Utah) and the North Sea Viking Graben, with implications for hydrocarbon migrations and accumulations // AAPG Bulletin. 2010. Vol. 94. N. 5. P. 597–613.

В.В. Травин¹, В.М. Козловский²

Об использовании даек базитов для изучения эволюции Беломорского подвижного пояса

В пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) распространены дайки базитов нескольких архейских и раннепротерозойских генераций [1–3]. Различия деформаций раннепротерозойских даек были использованы для выявления последовательности структурно-метаморфических событий в районе села Гридино [4, 5]. Недеформированные дайки секут реликтовые блоки с ненарушенной в протерозое архейской структурой. Особенности деформированных даек свидетельствуют о разновозрастности их деформаций. Среди деформированных даек уверенно выделяются две группы: дайки, деформированные сразу же после внедрения и дайки, деформированные в пластических зонах сдвига на раннесвекофеннской (около 1.9 млрд лет) стадии эволюции БПП. С деформациями раннесвекофеннской стадии связана эклогитизация базитов (не только в районе с, Гридино [6, 7], но и в районе Красной губы [8, 9]). В позднесвекофенских (моложе 1.9 млрд лет) зонах пологого рассланцевания (ЗПР), сформированных в эпоху становления Лапландско-Кольского орогена [Козловский и др., 2016] дайки не сохраняются; присутствующие в них тела железистых метагаббро малой мощности, согласные с полосчатостью гнейсов, представляют собой, по-видимому, инъекции стадии формирования ЗПР. По нашим данным, многочисленные небольшие изометричные

¹ Институт геологии Карельского научного центра (ИГ КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия; vetr@list.ru

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия; bazil@igem.ru

и линзовидные тела базитов среди гнейсов БПП, в значительной своей части, представляют собой фрагменты интрузивов, испытавших деформации на свекофеннском этапе его эволюции. Ограниченность распространения даек в пределах БПП, может быть связана не только и не столько с их первоначальной малочисленностью, сколько с будинированием их на свекофеннском этапе развития пояса.

Использование даек для тектонических построений связано с определенными трудностями – ограниченностью распространения даек и часто неопределенным их возрастом: петрографический состав базитов далеко не всегда позволяет уверенно отнести их к комплексу определенного возраста. Так, например, было установлено, что в раннепротерозойский комплекс коронитовых габбро (комплекс метапорфиритов – гранатовых габбро по [1]) были объединены несколько геохимически различных групп пород, которые, возможно, различаются и по времени образования [3]. Поэтому применение в тектонических построениях даек железистых коронитовых габбро проблематично. Надежным репером является более древний комплекс магнезиальных лерцолитов – габбро-норитов с возрастом около 2.4 млрд лет [11 и др.], габбро-норитовые дайки которого, наиболее распространены в пределах БПП и, как правило, узнаваемы в полевых условиях.

На основании структурных особенностей раннепротерозойских даек были противопоставлены крупные (сотни квадратных километров) Чупино-Лоухский и Гридинско-Амбарнинский домены [12]: в Чупино-Лоухском домене «палеопротерозойские интрузии участвуют в формировании глубинных покровов вместе с архейскими комплексами» [12, с. 17], в Гридинско-Амбарнинском «соотношения палеопротерозойских метагабброидов с вмещающими комплексами остаются в целом не нарушенными» [там же]. Вероятно, такое тектоническое районирование отражает не все, но основные черты строения территории, поскольку наши данные [4, 5, 10] по районам с. Гридино, Кив- и Красной губ Белого моря свидетельствуют о том, что хотя район с. Гридино и характеризуется лучшей сохранностью архейских структурных доменов, чем район Кив-губы, однотипные свекофеннские деформации, проявились в обоих.

При том, что возможности использования структурных особенностей даек для тектонического районирования территории БПП представляются проблематичными, стиль деформаций даек, очевидно, несет важную информацию о характере переработки (степени и дискретности структурно-метаморфических преобразований) разномасштабных доменов Пояса и может служить критерием истинности моделей формирования его (БПП) структуры.

Работа выполнена в рамках базовых тем НИР № АААА-А18-118020290084-7 Института геологии КарНЦ РАН и № 0136-2018-0029 ИГЕМ РАН, а также при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00329).

Литература

1. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
2. Степанов В.С. Магматиты района с. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск. КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.
3. Степанова А.В., Степанов В.С. Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 29–39.
4. Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А. Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, северо-западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 40–49.
5. Травин В.В. Структурная позиция и возраст эклогитизации в районе с. Гридино, Беломорский подвижный пояс // Геотектоника. 2015. № 5. С. 78–93.
6. Травин В.В., Козлова Н.Е. Локальные сдвиговые деформации как причина эклогитизации (на примере структур Гридинской зоны меланжа) // ДАН. 2005. Т. 405. № 3. С. 376–380.
7. Travin V.V., Kozlova N.E. Eclogitization of basites in early proterozoic shear zones in the area of the village Gridino, Western Belomorje // Petrology. Vol. 17. № 7. P. 684–706.
8. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Геолого-структурные условия эклогитизации палеопротерозойских базитовых даек восточной части Беломорского подвижного пояса // Геотектоника. 2008. № 4. С. 70–84.
9. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.
10. 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 расланцевания Беломорского подвижного пояса: геологическое строение, возраст и P - T -условия формирования // Геотектоника. 2016. № 6. С. 52–74.
11. Ефимов А.А., Каулина Т.В. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуухта) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. Докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 31.
12. Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

Возраст, строение и состав «древнейших» комплексов Улутауского докембрийского массива (Центральный Казахстан)

Характерной особенностью строения докембрийских массивов Казахстана и Северного Тянь-Шаня является участие в их строении метаморфических комплексов. В последние годы эти комплексы были детально изучены в Северном (Кокчетавский массив) и Юго-Западном (Чуйско-Кендыктасский, Жельтавский массивы) Казахстане, а также на Северном Тянь-Шане (Актюзский блок). Было установлено, что их протолитами являлись магматические и осадочные образования, формировавшиеся на протяжении протерозоя и испытавшие метаморфические преобразования, в том числе высокobarические, в раннем палеозое [3–5, 7, 8].

В западной части Центрального Казахстана наиболее крупные выходы докембрийских образований приурочены к Улутаускому массиву. В его строении преобладают слабометаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи кислого и риолит-базальт-андезитового состава. Стратифицированные образования прорваны массивами неопротерозойских гранитоидов, формировавшихся в интервале 830–790 млн лет [5].

Более низкое структурное положение занимает гнейсово-амфиболитовый комплекс, который выделяется в бектурганскую (Северный Улутау) и балажездинскую (Южный Улутау) серии, традиционно относимые к наиболее древним раннедокембрийским образованиям массива [2]. Отсутствие петро-геохимических и изотопно-геохронологических данных не позволяло установить основные возрастные рубежи формирования этого комплекса и реконструировать составы дометаморфических протолитов.

С целью изучения строения и состава гнейсово-амфиболитового комплекса нами было проведено изучение его опорных разрезов в Северном Улутау по рекам Сава, Кара-Тургай, Улькен-Сабасалды-Тургай и в Южном Улутау по реке Бала-Жезди. Результаты геолого-структурного и минералого-петрографического изучения показали, что преобладающими в строении бектурганской и балажездинской серий являются двуслюдяно-полевошпатовые сланцы и амфиболиты. Несмотря на различные про-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

порции перечисленных пород в составе серий, текстурно-структурные особенности и их минеральный состав обнаруживают много общего. Близость пород разных серий также проявлена в петро-геохимических характеристиках. Расчет первичного нормативного минерального состава с использованием программы MINLITH [1], показал, среди сланцев обеих серий присутствуют породы с кварц-полевошпат-глинистым и кварц-полевошпатовым протолитами.

Сланцы с кварц-полевошпат-глинистым протолитом имеют более высокие содержания пелитовой составляющей (от 28 до 43%). Высокие показатели CIA (61–69), отрицательные значения DF [9] и соотношения Zr/Ti-Ni типичны для парапород. Среднее значение Th/U (6) в них выше, чем для PAAS [4, 7], что характерно для продуктов эрозии верхнекоровых образований и может указывать на участие осадочного рециклированного материала. Отношение Th/Sc в интервале 1.7–0.63 и соотношение Th-La-Sc предполагают источники смешанного (кислого и среднего) состава. При этом пониженные концентрации в парапородах этого типа Co, Ni, Sc, V, Cr, дифференцированный спектр распределения РЗЭ, отсутствие обеднения тяжелыми РЗЭ и проявленная Eu аномалия указывают на ведущую роль кислого источника калиевого типа для кластического материала.

Проведенные изотопно-геохронологические исследования (LA-ICP-MS, SIMS SHRIMP II) детритовых цирконов из двух проб сланцев, имеющих кварц-полевошпат-глинистый субстрат протолита позволили установить, что конкордатные оценки возрастов находятся преимущественно в интервалах 786–844, 897–1022, 1077–1381, 1403–1471 млн лет, а также 2439–2532 млн лет.

Сланцы с кварц-полевошпатовым протолитом имеют преобладающую обломочную составляющую от 65 до 95% [1]. Низкий индекс химического выветривания CIA (53–63), положительные значения DF [9] и соотношения Zr/Ti-Ni указывают на магматическую природу протолита. По соотношению $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ породы соответствуют риолитам и трахидацитам ($\text{SiO}_2 = 63\text{--}72\%$, $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O} = 6.36\text{--}8.58\%$) железо-магнезиальной ($\text{FeO}^*/\text{FeO}^*+\text{MgO} = 0.65\text{--}0.8$), известково-щелочной и щелочно-известковистой серий (MALI – 3.5–8.2), умеренной и высокой глиноземистости (ASI – 0.9–1.3) [6]. Породы характеризуются высокими концентрациями РЗЭ, а также Y, Th, Zr, Hf, что на фоне обеднения Sr, Nb, Ta и преобладания K_2O над Na_2O , сближает их с гранитами А-типа.

Цирконы из трех проб этого типа сланцев характеризуются слабой степенью окатанности, осцилляторной зональностью, что указывает на их магматический генезис. Проведенные изотопно-геохронологические исследования (LA-ICP-MS, SIMS SHRIMP II) показали, что конкордатные

оценки возраста цирконов отличаются очень узким диапазоном значений от 716 до 834 млн лет с максимумом 761 (85 зерен) млн лет.

Амфиболиты бектурганской и балажездинской серий, также обладают близкими петро-геохимическими характеристиками. Реконструкция состава с использованием программы MINLITH показала, что исходными для амфиболитов являлись карбонатно-песчанистые глины [1]. Значительные содержания нормативного полевого шпата (плаггиоклаза от 15 до 27%), а также хлоритов (от 20 до 33%) свидетельствуют о значительной роли вулканогенного материала в составе протолитов. Это подтверждают и положительные значения DF [9], низкие содержания SiO_2 (43.6–48.2 мас.%), высокие содержания MgO (5.8–8.3 мас.%), а также высокие значения фемического модуля (ФМ от 0.5–0.6). Приведенные данные позволяют принять вулканогенно-осадочную природу протолита амфиболитов.

На диаграмме $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ фигуративные точки составов амфиболитов располагаются преимущественно в поле базальтов и пикробазальтов ($\text{SiO}_2 = 43\text{--}48\%$, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) = 2.2\text{--}4.2$). Породы имеют невысокую магнезиальность ($0.3\div 0.45$) и высокую железистость ($0.55\div 0.7$), что характерно для производных толеитовой серии. Амфиболиты отличаются высокими содержаниями TiO_2 (1.8–2.6), что типично для основных вулканитов, сформированных в внутриплитных обстановках. Эти породы обогащены легкими РЗЭ, на фоне отсутствия обеднения тяжелыми РЗЭ ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 2.6\text{--}6.5$), что сближает их с базальтами типа E-MORB.

Таким образом, показано, что бектурганская и балажездинская серии сложены одним комплексом пород, который сформировался в результате метаморфизма вулканогенно-осадочной толщи базальт-риолитового состава. Геохимические особенности метаматических пород позволяют предполагать, что базальт-риолитовый магматизм связан с внутриплитными обстановками.

Наиболее молодой статистически значимый максимум возраста детритовых цирконов из метаосадочных сланцев – 814 млн лет может быть принят в качестве нижнего возрастного предела формирования данной вулканогенно-осадочной толщи. Верхнему возрастному пределу соответствует максимум конкордантных оценок возраста цирконов из метаматических сланцев – 761 млн лет. Следовательно, формирование вулканогенно-осадочной толщи происходило в тонийский период неопротероэоза в интервале от 814 до 761 млн лет.

Полученные результаты показывают, что бектурганская и балажездинская серии не могут быть отнесены к наиболее древним комплексам Улугауского массива и не являлись фундаментом для менее метаморфизованных стратифицированных толщ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 17-05-00357, 17-05-00819), аналитические исследования проведены за счет гранта РНФ № 14-27-00058.

Литература

1. Розен О.М., Аббясов А.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Минеральный состав осадочных пород: расчет по петрохимическим данным (программа MINLITH) // Геология и разведка. 1999. № 1. С. 21–35.
2. Филатова Л.И. Докембрий Улу-Тау. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962. 323 с.
3. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in high-pressure belt of the Chu-Yili Mountains, Southern Kazakhstan: implication for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and Tianshan // J. Asian Earth Sci. 2011. 42, 805–820.
4. Claoué-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology. 1991. Vol. 19. N 7. P. 710–713.
5. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
6. Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification of granitic rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.
7. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley, B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collision belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Res. 2012. Vol. 21. P. 901–927.
8. Rojas-Agramonte Y., Herwartz D., Garcí'a-Casco A., Kröner A., Alexeiev D., Klemd R., Buhre S., Barth M. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu–Hf garnet geochronology and petrology of mafic dikes // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. Vol. 166. P. 525–543.
9. Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // Can. J. Earth Sci. 1972, Vol. 9. P. 18–35.
10. Shatsky V.S., Yagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (northern Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. Vol. 137, 185–205.

Источники докембрийских магматических комплексов сиалических массивов Южного Казахстана

Характерной особенностью западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса является присутствие крупных сиалических массивов. В их строении выделяются венд-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол и фундамент, сложенный в различной степени метаморфизованными протерозойскими комплексами. Последние включают слабометаморфизованные позднедокембрийские кварцито-сланцевые толщи, вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии, преимущественно кислого состава. Проведенные в последние годы геохронологические и изотопно-геохимические исследования вулканогенных и терригенных комплексов в Северном (Кокчетавский, Ерементау-Ниязский, Ишкеольмесский) и Центральном (Актау-Моинтинский массив) Казахстане позволили установить, что формирование этих толщ происходило в конце мезо- и начале неопротерозоя (~1200 ÷ ~900 млн лет) и завершало докембрийскую эволюцию массивов [1, 5, 6]. При этом результаты геохронологического изучения детритовых цирконов указывают, что при накоплении позднедокембрийских терригенных толщ эрозии подвергались более древние, в том числе палеопротерозойские и неоархейские комплексы [1, 6]. Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики позднедокембрийских кислых магматических пород также указывают на значительную роль в образовании их расплавов палеопротерозойского корового источника [3, 5]. Совокупность этих данных позволяет считать, что сиалические массивы Северного и Центрального Казахстана в позднем докембрии уже обладали зрелой раннедокембрийской континентальной корой, а процессы осадконакопления и магматизма конца мезо- – начала неопротерозоя были связаны с ее магматической переработкой и рециклингом.

Другой областью развития докембрийских комплексов является Южный Казахстан, где они участвуют в строении фундамента Жельтавского и Чуйско-Кендыктакского сиалических массивов. Полученные в последние годы новые геохронологические и изотопно-геохимические данные свидетельствуют о широком распространении здесь докембрийских магматических комплексов.

Жельтавский массив расположен в юго-восточной части Чу-Илийских гор. В строении его фундамента участвуют метамагматические образова-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

ния анрахайского комплекса, сложенные в основном ортогнейсами, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации [8]. Проведенные U-Pb изотопно-геохронологические исследования позволили установить, что их протолитами являлись нео- и палеопротерозойские гранитоиды с возрастом 779 ± 10 и 1841 ± 6 млн лет соответственно. Ортогнейсы являются слабопералюминиевыми и металюминиевыми (ASI 0.83–1.25), имеют высокие значения MAI (3.09–8.73) и $FeO^*/FeO+MgO$ (0.69–0.93), сближающие их с породами железистой и щелочно-известковистой серии [7].

Для палеопротерозойских ортогнейсов характерны $\epsilon_{Nd(t)}$ $-0,1 \div -4,3$ и значения модельных возрастов $t_{ND(DM)}$ 2.3–2.6 млрд лет, а для неопротерозойских $\epsilon_{Nd(t)}$ $-10,4 \div -11,1$, $t_{ND(DM)}$ 2.1–2.3 млрд лет.

В строении северо-западной части Чуйско-Кендыктасского массива, которая обычно выделяется как Чуйский блок, принимает участие мигматит-гнейсовый комплекс, ранее относившийся к айдалинской свите архейско-палеопротерозойского возраста [2]. Основная часть комплекса сложена гнейсо-гранитами, среди которых располагаются согласные тела амфиболитов и кристаллических сланцев. Проведенные U-Pb изотопно-геохронологические исследования позволили установить неопротерозойский возраст кристаллизации расплавов, родоначальных для гнейсо-гранитов, составляющий 789 ± 4 млн лет. Ортогнейсы характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(t)}$ (-3.8) и палеопротерозойско-неорхейским модельным возрастом $t_{ND(DM)}$ -2.5 млрд лет.

Кристаллические сланцы содержат многочисленные согласные с кристаллизационной сланцеватостью прожилки (2–5 см), а также жильные тела (0.5–5 м) в разной степени рассланцованных ультраметагенных гранитоидов, также имеющие неопротерозойский (769 ± 2 млн лет) возраст кристаллизации. Эти гранитоиды характеризуются отрицательными значениями $\epsilon_{Nd(t)}$ (-2.1) и палеопротерозойским модельным возрастом $t_{ND(DM)}$ -2.1 млрд лет.

Неопротерозойские гнейсо-граниты и ультраметагенные гранитоиды Чуйского блока обладают близкими петро-геохимическими особенностями, что выражается в их умеренной глиноземистости (ASI 1.06–1.3) и принадлежности к низкожелезистой серии ($FeO^*/FeO+MgO$ 0.6–0.9). Близость полученных оценок возраста и сходный состав позволяет считать, что формирование рассмотренных магматических комплексов Чуйского блока связано с одним этапом неопротерозойского гранитодного магматизма.

Таким образом, на основании полученных данных в докембрийской эволюции сиалических массивов Южного Казахстана может быть выделено два этапа гранитоидного магматизма в: нео- (~ 800 млн лет) и палеопротерозое (~ 1840 млн лет). Формирование этих гранитоидов происходило в

результате переработки более древней континентальной коры, сложенной палеопротерозойскими и неоархейскими комплексами

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-35-00199 мол-а.

Литература

1. *Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К.-Л., Котов А.Б.* Первые результаты изучения обломочных цирконов из позднедокембрийских кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива (центральный Казахстан) // ДАН. 2018. Т. 479. № 3. С. 293–297.

2. Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. С.-Пб.: Наука, 1993. 270 с.

3. *Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н.* Источники мезопротерозойских магматических комплексов и время формирования континентальной коры кокчетавского массива (Северный Казахстан) // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 718–721.

4. Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.

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

6. *Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M.* Source and provenance of the neoproterozoic placer deposits of the Northern Kazakhstan: implication of the growth of the Western Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 47. P. 28–43.

7. *Frost B.R., Frost C.D.* A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks // *J. Petrol.* 2001. Vol. 49. P. 1955–1969.

8. *Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G., Plotkina Yu.V., Tolmacheva E.V., Ermolaev B.V., Lee H.-Y.* Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan; Central Asian Orogenic belt): *P–T* paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos*. 2019. Vol. 324–325. P. 115–140.

Отражение тектонической зональности и сегментации центральной части Альпийско-Гималайского пояса в структуре верхней мантии

Центральная часть Альпийско-Гималайского орогенического пояса (АГП) от Адриатики до Западного Тянь-Шаня, Памира и Западных Гималаев характеризуется продольной зональностью и поперечной сегментацией. Продольная зональность выражена, прежде всего, наличием сутур Мезотетиса и Неотетиса и связанных с ними образований. В плиоцен-четвертичное время элементы продольной зональности испытали интенсивное, но неравномерное поднятие. Поперечная сегментация обусловлена тем, что вдоль пояса изначально чередовались северные выступы фрагментов распавшейся Гондваны и участки, где её граница отступала к югу. Контрастность таких участков усилилась в новейшую стадию коллизионного развития. Их перемещение оказало структурное воздействие на сопряжённые участки пояса. В итоге, в центральной части АГП выделены три главных мегасегмента. На западе это край Альпийско-Адриатического мегасегмента, представленный складчато-надвиговым поясом Динарид, а на востоке – край Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента. Основная часть территории принадлежит Анатолийско-Ирано-Кавказскому мегасегменту, который разделяется на сегменты с нечёткими структурными границами: Эгейско-Балканский, Анатолийско-Черноморский, Аравийско-Кавказский, Ирано-Каспийский и Афгано-Таджикский.

Для сопоставления с верхнекоровыми неоднородностями региона, выраженными в геологических структурах, составлены и проанализированы сейсмотомографические разрезы мантии вдоль 12 субширотных и субмеридиональных профилей по объемной модели вариаций скоростей продольных (Р) волн МПТ-Р08 [3]. Эта модель имеет переменную детальность, зависящую от плотности станций и сейсмических событий (в этом смысле АГП является благодатным объектом), и ориентирована на исследование верхнемантийных неоднородностей. Модель представляет собой значения отклонения скоростей Р-волн от среднего значения (δV_p), заданные в (%).

Анализ составленных сейсмотомографических разрезов совместно с разрезами, построенными ранее по другим объемным моделям продольных и поперечных волн [2 и др.], привёл к следующим результатам. На юге

¹ ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия; trifonov@ginras.ru, sokolov@yandex.ru

региона выделяется Эфиопско-Афарский суперплюм (ЭАСП), который охватывает обширный субмеридионально удлинённый объём мантии, начинающийся от утолщения слоя D_1 на границе ядра и мантии и разделяющийся кверху на несколько обособленных ветвей. В верхней мантии ЭАСП переходит в субгоризонтальные слои с пониженными значениями δV_p , интерпретируемые как подлитосферные потоки, наиболее интенсивные проявления которых прослеживаются от Эфиопии до Южной Аравии. Далее поток многократно ветвится. Его западная ветвь следует от Южной Аравии севернее Красного моря в Сирию, а восточная идёт в Иран. Севернее западная ветвь разделяется. Один поток продолжается на север и достигает Большого Кавказа и Керченско-Таманской области, где утоняется, поворачивает на запад и в утонённом виде прослеживается под Чёрным морем и к западу от него до Карпат. Причиной поворота является высокоскоростной барьер Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Более южная ветвь западного потока следует до Центральной Турции, но западнее прерывается высокоскоростными объёмами верхней мантии. Ещё более южная ветвь западного потока уходит под Средиземное море, откуда потоки поступают в Альпийскую Европу. Иранская ветвь подлитосферного потока достигает Среднего Каспия и севернее деградирует. Восточное ответвление Иранской ветви уходит на севере до Копетдага, а на востоке достигает границы Пакистана и Афганистана. В Афганистане поток выражен фрагментарно.

Наименьшие мощности литосферы (~80 км) определяются над наиболее интенсивными подлитосферными потоками, а также под Центральным и Восточным Кавказом, причём эта сокращённая литосфера характеризуется пониженными значениями δV_p . Под Апшеронским порогом, Северо-Западным Кавказом и Крымом мощность возрастает до 100 км. Она составляет 150–200 км под Таманским полуостровом, 150 км под Средиземным морем (уменьшаясь до 100 км к Кипру), до 170 км под Западно-Черноморской впадиной, 100–150 км под хребтами Андрусова и Архангельского и Восточно-Черноморской впадиной. На севере Чёрного моря западнее Крыма мощность возрастает до 200 км, а под Скифской плитой и южным краем Восточно-Европейской платформы верхний слой с повышенными значениями dV_p достигает 550 км. Если на северо-западе Аравийской платформы мощность литосферы минимальна, то под юго-востоком платформы и Аравийским морем возрастает до 150 км.

Выделяются области субдуцированных слэбов с повышенными значениями δV_p . Они соответствуют зонам субдукции разных эпох мезозоя и кайнозоя и зонам скопления очагов промежуточных землетрясений. Такие области обнаружены: под Западными Динаридами – до 300 км; под западной частью Крито-Эллинской дуги – до 700 км; в зоне Вранча – до

150–200 км (мегаочаг промежуточных землетрясений); под Кипром и к югу от Понтида юго-западнее г. Синопа (зоны наклонены навстречу друг другу и сходятся на глубине ~500 км); под Загросом – до 250 км; севернее Макрана – на глубинах 200–700 км. Под Центральным Кавказом на глубинах 370–700 км фиксируется относительно высокоскоростной объём пододвинутой Скифской плиты, который устойчиво выделяется при анализе разных сейсмотомографических моделей и фрагментарно продолжается ниже под Малый Кавказ. На разрезе через Восточный Кавказ это пододвигание выражено слабее на глубинах 350–500 км. Вместе с тем, под Нижне-Куринской впадиной на глубинах до 150–170 км выделяется слэб, наклонённый на СВ. Ему отвечает гравитационный максимум Кюрдмир–Саатлы, где разрез Саатлинской сверхглубокой скважины [1] глубже 3540 м до забоя 8324 м сложен вулканогенными породами островодужного типа от средней юры до раннего мела. Возможно, слэб соответствует зоне субдукции Мезотетиса, завершившейся коллизией в раннем мелу.

На границе с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом высокоскоростных верхнемантийных объёмов становится больше. Гиндукушский мегаочаг промежуточных землетрясений выражен высокоскоростным клином глубиной до 600 км. От него под Центральный Памир, куда продолжается Памиро-Гиндукушская зона промежуточных землетрясений, протягивается высокоскоростной слой на глубинах 100–320 км. Южнее, под Бадахшаном, из-за высокоскоростных объёмов поток с пониженными значениями δV_p сокращается в мощности и огибает эти объёмы. Далее к югу высокоскоростной объём глубиной до 400 км выявлен под северо-западным флангом Индийской платформы. От него отходит на восток высокоскоростной слой на глубинах 100–300 км.

Поперечная сегментация земной коры АГП проявлена в строении верхней мантии по-разному. Наиболее отчётливы границы Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента АГП с соседними мегасегментами, Альпийско-Адриатическим и Памиро-Тибет-Гималайским. Первой соответствует высокоскоростной клин под северо-западной частью Крито-Эллинской дуги до глубин ~700 км. Он вмещает в себя Крито-Эллинскую зону современной субдукции и прослеживается на меньших глубинах под Западные Динариды. Граница с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом обозначена в пределах АГП появлением значительных объёмов верхней мантии с повышенными значениями δV_p , достигающих местами глубин 650 км. Южнее граница Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента проходит по западному флангу Западно-Индийского подводного хребта, куда не проникает с запада верхнемантийный поток, распространяющийся от ЭАСП. В пределах Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента верхнемантийные потоки утонены, выражены не повсеместно и расположены

под литосферным слоем, неравномерно утолщённым кайнозойскими деформациями. Вероятно, потоки от ЭАСП проникали в этот мегасегмент в основном с юга, под Индийским океаном и Индией.

Границы сегментов внутри Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента выражены не столь резко и частично отличаются от их коровых границ. Так, наиболее контрастная граница между южными частями Ирано-Каспийского и Афгано-Таджикского сегментов проходит по западному краю Лутского массива, а не его восточному краю, как предполагалось по геологическим данным. Севернее эта граница следует между восточным окончанием Туркмено-Хорасанской складчатой области (Бадхыз) и Гератской зоной Афганистана. Граница выражена появлением под Южным Лутом высокоскоростного объёма верхней мантии, а севернее уменьшением к востоку интенсивности верхнемантийных потоков. Западнее границы ослабленный поток проникает в южную часть Туранской плиты, а восточнее не проникает.

Границе между Аравийско-Кавказским и Ирано-Каспийским сегментами на юге отвечает плохо различимая область разделения Кавказско-Средиземноморской и Иранской ветвей потока с пониженными значениями δV_p , распространяющегося от ЭАСП. На севере граница улавливается по незначительному утолщению литосферы и падению интенсивности потока под Каспием по сравнению с Кавказом.

Западная граница Аравийско-Кавказского сегмента на юге совпадает с Трансформой Мёртвого моря. К западу от Трансформы заметно падает интенсивность подлитосферного потока. Севернее, где положение этой границы по данным о строении коры оставалось неопределённым, анализ сейсмографических данных привёл к новым результатам. Обнаружились различия между Восточной Анатолией, где подлитосферный поток с пониженными значениями δV_p сохраняет высокую интенсивность, и Западной Анатолией с относительно высокоскоростной верхней мантией. Граница сегментов следует между ними и далее к северу приобретает северо-западное простирания, проходя вдоль юго-западного подножья вала Андрусова-Архангельского, где отмечена возрастанием к западу мощности литосферы. Северо-западнее граница выходит на Добруджу, где отмечена появлением к западу от неё высокоскоростных объёмов верхней мантии, и достигает юго-восточного окончания линии Тейсейра-Торнквиста – границы Восточно-Европейской платформы. Указанное положение границы Аравийско-Кавказского сегмента отражает единство его тектонических зон, в частности Горного Крыма и Большого Кавказа.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 17-05-00727.

Литература

1. Саатлинская сверхглубокая (СГ-1) / Под ред. А. Ализаде и В.Е. Хаина. Баку: Нафта-Пресс, 2000. 288 с.
2. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
3. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S., 2008. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochemistry Geophysics Geosystems* G³, 9 (5), 1–21.

**Е.С. Турова¹, А.К. Алексеева, В.А. Басов, М.К. Косько,
Л.В. Нехорошева, Р.Ф. Соболевская, А.В. Турова**

Геология геодинамического полигона острова Анжу: актуализация стратиграфической модели

Островам Анжу принадлежит особая роль в ряду островных геологических реперов на арктическом шельфе Евразии. В отличие от островов и архипелагов с прекрасными обнажениями консолидированной коры здесь на поверхность выходят формации промежуточного структурного этажа вертикального разреза земной коры. Располагаясь в разрезе между осадочным чехлом и консолидированной корой, промежуточный структурный этаж представляется высоко перспективным в отношении нефти.

Структурно-вещественная и геодинамические – современная и историческая – модели островов Анжу вполне обеспечены геологической информацией для бассейнового моделирования акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Модели согласуются с обзорными тектоническими моделями Арктики. Опыт применения нефтегеологического репера Анжу может оказаться конструктивным для использования при оценке энергетических ресурсов приостровных акваторий Российской Арктики.

Структурно-вещественные комплексы, известные на островах Анжу, прослеживаются в область Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана на хр. Ломоносова, поднятие Менделеева и в котловину Подводников.

¹ ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия; evtugeo@mail.ru, akalexeeva@vniio.nw.ru, basovva@gmail.com, mkosko@mail.ru, anekhoroshev@mail.ru, alex2806@rambler.ru

Тектоническому моделированию предшествует построение геологической карты островов Анжу масштаба 1 : 500 000. Эта карта, являясь обобщением литологической, биостратиграфической, геохимической, структурной информации применительно к заданному масштабу, служит основой геодинамических, тектонических и нефтегеологических моделей более общего уровня.

К настоящему времени завершена актуализация литостратиграфической модели архипелага. Стратиграфические схемы геологических карт среднего масштаба дополнены результатами многочисленных посещений островов российскими и зарубежными геологами: собраны и определены новые окаменелости, наблюдались не вскрытые ранее контакты, появились изотопные датировки, детализированы обстановки и механизмы осадконакопления.

В конце XIX века начинается относительно планомерное изучение островов, в истории которых выделяется 4 этапа: рекогносцировочный конец XIX века – сороковые года XX века; мелкомасштабных съемок – 1950–1961 гг.; среднемасштабных геологических съемок и геофизического изучения – 1972–1992 гг.; разовых посещений по специальным программам – с 1992 г. по настоящее время.

Рекогносцировочный этап геологического изучения островов начал Императорской Санкт-Петербургской академии наук. В 1882–1903 гг. были организованы ряд экспедиций в Прианский край и на Новосибирские острова, возглавлявшиеся А.А. Бунге (1882–1885 гг.), Э.В. Толлем (1893–1902 гг.) и А.В. Колчаком (1903 г.). Рекогносцировочные исследования продолжили М.М. Ермолаев (1929, 1937), Е.С. Короткевич, Н.Ю. Загорская (1947), Т.Н. Спижарский (1947).

В 1957 г. М.Ф. Лобановым опубликована сводка по результатам рекогносцировочного этапа изучения Новосибирских островов (Геология Советской Арктики, т. 81). В статье учтены данные, имевшиеся до 1955 г., М.Ф. Лобановым отмечены предположения о наличии на о. Котельном ордовикских пород и о наличии морских третичных образований. Выделены нерасчлененные отложения юрского–мелового возраста, подтверждено наличие третичных отложений на о-вах Новой Сибири и Котельном. Установлено, что морской режим на территории Новосибирских островов сохранялся с незначительными перерывами в течение раннего и среднего палеозоя. Длительный перерыв в осадконакоплении имел место от среднего карбона до триаса.

Второй этап изучения Новосибирских островов связан с проведением в 1955–56 гг. партиями НИИГА геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 (Государственная геологическая карта СССР Лист S/T-53, 54,

55, 56. 1961г.). Результаты мелкомасштабных съемок полно представлены в томе XXVI Геологии СССР «Острова Советской Арктики» (1970 г.).

1. Палеозойские и мезозойские отложения расчленены на ряд свит; подтверждено наличие отложений всех систем общей стратиграфической шкалы, кроме пермской и юрской; все выделенные отложения фаунистически охарактеризованы, определены их видимые мощности, выявлены площади распространения;

2. Отмечено различие в осадконакоплении западной и восточной частей о. Котельного в раннекаменноугольную эпоху: в восточной части морские отложения датированы башкирским временем, а в западной осадконакопление прекратилось в московском веке.

3. Фаунистически подтверждено распространение неглубокого открытого моря в раннем палеозое (с конца среднего ордовика до раннего силура) – определены разнообразные кораллы, мшанки, иглокожие, брахиоподы, гастроподы, ортоцератиды;

Этап среднемасштабных геологических и геофизических исследований начат в 70-е годы XX века. В 1975 г. разработана схема стратиграфии ордовика – среднего девона на юго-западную и северо-восточную части о. Котельный. В ней выделены новые свиты и толщи.

Основные результаты третьего этапа изучения островов сводятся к следующему:

1. По органическим остаткам установлены отложения всех систем и отделов палеозоя, мезозоя и кайнозоя за исключением кембрия; изучены типовые разрезы всех выделенных свит, прослежены по площади фациальные особенности отложений.

2. Разработана новая детальная стратиграфическая схема, основные компоненты которой вошли в стратиграфическую схему Северо-Востока СССР.

3. Обосновано выделение в пределах о. Котельный двух структурно-фациальных зон в нижнем и среднем палеозое: северо-восточной преимущественно карбонатной с мелководно-морским режимом осадконакопления и юго-западной, карбонатно-терригенной, с относительно более глубоководным режимом.

Третий этап был наиболее информативным в изучении стратиграфии Новосибирских островов.

С 90-х годов на архипелаге проводятся только тематические исследования отдельных научных групп – научный этап геологического изучения.

В 1999 г. материалы по стратиграфии, геолого-геофизическим исследованиям, геолого-съёмочных и поисковых работ обобщены сотрудниками ВНИИОкеангеология и вошли в комплект Госгеокарты-1000 новой серии (второе поколение), лист S-53–55. Основой для создания геологической

карты послужили работы, проведенные в рамках ГГС-200. Дополнением служили работы, выполненные в 1983–1984 гг. геологами ВНИИОкеангеология и сотрудники ГНПП «Аэрогеология» по изучению стратиграфия, спорово-пыльцевых и микрофаунистических комплексов триасовых отложений.

В 2000 г. составлена легенда Лаптево-Сибироморской серии листов ГГК-1000/3 (третье поколение). Легенда с принятыми позднее (2014 г.) дополнениями использована при составлении государственной геологической карты третьего поколения.

С начала XXI века к изучению Новосибирских островов подключились сотрудники ГИН РАН. В 2011 г. Новосибирские острова посетила международная геологическая экспедиция, организованная ВСЕГЕИ (ученые из Германии, Франции, Италии и Великобритании). Целью экспедиции было получение данных для решения различных задач: геолого-структурных, палеонтологических, петрологических, геохимических, геохронологических и палеомагнитных.

В 2016 г. издана Государственная геологическая карта РФ, масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение) с Объяснительной запиской (Лист S-53 – о. Столбовой, S-54 – Ляховские о-ва). В отличие от миллионных карт первого и второго поколений существенно дополнена информация по геологическому строению акватории. В дополнениях к легенде Лаптево-Сибироморской серии ГГК-1000/3 (2014) объединены стратоны из легенд карт среднего масштаба материковой суши и миллионных листов акватории. В связи с этим заменены названия некоторых ранее выделенных свит. Стратиграфическая схема построена применительно к тектоническому районированию: острова Анжу отнесены к Новосибирскому блоку, который вместе с Ляховско-Святоносским блоком определены как стабильный массив. По вариациям литологического состава и мощностей в палеозойских–мезозойских отложениях Котельнического срединного массива выделены структурно-формационные зоны и подзоны с посвитным расчленением пород. Выделено пять структурных этажей: протерозойский, ордовикско-среднедевонский, позднедевонско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-раннемеловой и апт-кайнозойский. Стратиграфическая схема островов Анжу согласована с возрастными литотектоническими подразделениями.

В настоящее время в печати находится монография Л.В. Нехорошевой и Р.Ф. Соболевской «Стратиграфия ордовикских, силурийских и девонских отложений острова Котельный (Новосибирские острова)». В комплексе с новыми данными, полученными в последнее десятилетие при посещении архипелага научными группами, был пересмотрен, иногда и переопределен, весь палеонтологический материал по палеозойской группе, проведена корреляция с разрезами Сибирской платформы и

Северо-Востока России. Анализ изученных групп фауны ордовика–девона о. Котельный показал их большое сходство с разновозрастными фаунистическими комплексами Таймыра, Сибирской платформы и Северо-Востока России, а в девоне еще и с Новой Землей и островами Канадской Арктики. Это позволило авторам сделать вывод, что в рассмотренное время на перечисленных территориях существовали бассейны, тесно связанные между собой и имеющие близкие обстановки осадконакопления. Уточненные материалы по палеозою требуют своего отражения в Легенде Лаптево-Сибироморской серии листов.

Кроме того, переобработан и проанализирован материал прошлых лет по мезозою и кайнозою, переопределены и уточнены некоторые коллекции, собранные в предыдущие годы. В связи с этим появились новые данные, которые позволяют пересмотреть и уточнить существующую стратиграфическую схему на острова Анжу.

Наиболее значимые дополнения сводятся к следующему:

1. В 1999 г. установлены следы позднебатской морской трансгрессии, свидетельством чему служит нахождение в переотложенных конкрециях двух видов аммонитов *Cadoceras* (Меледина, 1999). К.А. Воллосовичем упомянута находка обломка аммонита в районе м. Высокого.

2. В 2013 г. В.А. Басовым изучены фораминиферы из скв. 11 на Земле Бунге. Возраст вмещающих пород поздний валанжин – готерив. Обстановка осадконакопления – открытый морской бассейн с нормальной соленостью. Ранее возраст этих отложений определялся как «скорее всего, юрский» (определения Ершовой Е.С.). Отложения поздневаланжин-готеривского возраста на территории островов Анжу ранее не выделялись. В связи с этим в стратиграфическую схему островов Анжу вносится новый стратон – морской нижний мел, выше которого располагается угленосная балыктахская свита.

3. По материалам ГГС-200 (1986) выделены бунгинская свита (сеноманский и туронский ярусы) и вышележащая деревянногорская свита (туронский ярус). В 1983–1985 гг. были опубликованы работы по определению фауны из скв. 46 о. Новая Земля (Бондаренко, 1983) и скв. 33 (Абрамова, 1985). Возможно, это позволит соотнести бунгинскую свиту Новой Земли и о. Фаддеевского с балыктахской свитой о. Котельного.

4. По опубликованным материалам (Фрадкина, 1979) уточнен возраст анжуйской свиты до середины эоценовой эпохи. Ранее по материалам ГГС-200 возраст свиты определялся как эоцен.

Принятые нами дополнения и уточнения стратиграфической схемы островов Анжу не исчерпываются приведенными примерами.

Палеосейсмичность в областях регионального сжатия (на примере Прииссыккулья и Юго-Восточного Алтая)

Представляемая работа посвящена изучению палеосейсмичности в областях регионального сжатия Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня на основе новых палеосейсмологических и археосейсмологических данных.

В результате палеосейсмологических и археосейсмологических исследований, проведенных вдоль зон активных разломов, ограничивающих Иссык-Кульскую и Чуйскую внутригорные впадины, выявлены ранее неизвестные очаговые области сильных палеоземлетрясений. В Западном Прииссыккулье установлены поверхностные разрывы 7 палеоземлетрясений ($M_w = 6.2-7.6$; $I = 8-11$ баллов по шкале MSK-64). ¹⁴C датирование абсолютного возраста отложений дало возможность определить возраст 4 палеоземлетрясений – около 13000, 8000 (два) и 3000 лет. По археосейсмологическим данным возраст еще одного палеоземлетрясения был оценен XVI веком н.э. [1–5] Еще два палеоземлетрясения имеют голоценовый возраст. В зоне сочленения Чуйской впадины и Курайского хребта Горного Алтая выявлены поверхностные разрывы трех сильных палеоземлетрясения ($M_w = 6.9-7.5$; $I = 8-11$ баллов по шкале MSK-64), которые произошли около 5800, 3200 и 1300 лет назад [6].

Расположение очаговых зон, выявленных палеоземлетрясений показало, что сейсмогенерирующими структурами являются не только активные разломы, по которым обрамляющие впадины хребты надвигаются на отложения впадин (Южно-Иссык-Кульский и Тогуз-Булакский разломы на западе Иссык-Кульской впадины), но и их оперения с обратным падением, по котором отложения впадин надвигаются в сторону хребтов (Кокон-Адырский разлом в Прииссыккулье и оперение Курайского разлома в Юго-Восточном Алтае) [1, 3, 6].

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 18-35-00280 мол_а).

¹ Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия; itinka.turova@yandex.ru

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, Россия

Литература

1. *Deev E.V., Korzhenkov A.M., Turova I.V., Luzhanskiy D.V., Abdieva S.V., Yudakhin A.S.* Strong ancient earthquake in western Issyk-Kul intramontane basin (Kyrgyzstan, Northern Tien Shan) // *Asian Earth Sciences*. 2018. Vol. 166. С. 48–65.
2. *Деев Е.В., Корженков А.М., Турова И.В.* Новые результаты палеосейсмологических исследований зон активных разломов Прииссыккулья (Северный Тянь-Шань) // *Материалы VII Международного симпозиума «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов»*. Тез. докл. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2017. С. 20–21.
3. *Деев Е.В., Турова И.В., Корженков А.М., Лужанский Д.В., Гладков А.С., Родкин М.В., Абдиева С.В., Мажсейка И.В., Рогожин Е.А., Фортуна А.Б., Муралиев А.М., Чаримов Т.А., Юдахин А.С.* Результаты палеосейсмологических и архсейсмологических исследований в западной части Алабаш-Конуроленской внутригорной впадины (Южное Прииссыккулье, Киргизия) // *Геология и геофизика*. 2016. № 7. С. 1381–1392.
4. *Турова И.В., Корженков А.М., Деев Е.В., Гладков А.С., Лужанский Д.В.* Сильные древние землетрясения в Алабаш-Конуроленской внутригорной впадине (Южное Прииссыккулье, Киргизия) // *Четвертая тектоническая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы о Земле*. Тез. докл. в 2-х томах: М.: Изд-во ИФЗ, 2016. Т. 1. С. 590–594.
5. *Турова И.В., Деев Е.В., Корженков А.М., Лужанский Д.В., Гладков А.С.* Неизвестные древние землетрясения в Алабаш-Конуроленской внутригорной впадине (Южное Прииссыккулье, Киргизия) // *Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности»*. Тез. докл. Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) СВФУ, 2015. С. 252–25.
6. *Deev E.V., Turova I.V., Borodovskiy A.P., Zolnikov I.D., Oleszczak L.* Unknown large ancient earthquakes along the Kurai fault zone (Gorny Altai): new results of paleoseismological and archaeoseismological studies // *International Geology Review*. 2017. Vol. 59. № 3. P. 293–310.

Триасовые песчаники поднятия Менделеева, Чукотки и острова Врангеля – отложения единого осадочного бассейна в раннем мезозое

В последние годы получены новые материалы о строении морского дна Северного Ледовитого океана в результате отбора образцов российскими и зарубежными научными экспедициями: НИС «Академик Фёдоров» («Арктика-2000, 2005, 2007»), ледоколов USGS США «Nealy» (2008, 2009) и германского «Polarstern-2008», российской высокоширотной «Арктика 2012», российские экспедиции 2014 и 2016 [1–3]. Этот обширный материал существенно дополняет региональные палеорекострукции для островной и континентальной частей Северо-Востока России, и подтверждает континентальный характер земной коры в структурах его центрального сегмента, в частности, на поднятии Альфа-Менделеева [4].

Во время российской экспедиции «Арктика 2012» на крутых склонах и эскарпах поднятия Менделеева с ледокола и подводной лодки проводилось опробование с использованием грейфера, буровой установки и манипулятора [1]. 20–25% донно-каменного материала составляют терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Возраст популяций детритовых цирконов свидетельствует о триасовом возрасте нескольких образцов песчаников. К сожалению, количество образцов каменного материала, поднятых с морского дна, невелико, однако даже несколько образцов позволяют проследить петрографические, геохимические и изотопные закономерности. Поэтому, для того, чтобы избежать ошибок при корреляции большого и малого количества образцов, в работе произведено усреднение составов образцов из триасовых осадочных комплексов Чукотки и острова Врангеля для их корректного сравнения с образцами поднятия Менделеева.

В докладе представлены материалы анализа образцов с поднятия Менделеева, по геохронологическим данным относимые к триасовым, в сравнении с одновозрастными отложениями континентальной Чукотки и острова Врангеля. Образцы с поднятия Менделеева были отобраны манипулятором научно-исследовательской подводной лодки на горе Шамшуря. Это плот-

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия; tuchkova@ginras.ru, sokolov@ginras.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия; Sergey_Shokalsky@vsegei.ru, vsegei@vsegei.ru

ная, крепкая порода темно-серого цвета с окисленной поверхностью (обр. УСО-4). Дополнительно были отобраны два образца несцементированного алевро-песчаника (обр. SS-63 and SS-65). Образец УСО-4 на основании возраста наиболее молодой популяции обломочных цирконов (205-233 Ma) отнесен к верхнему триасу.

По петрографическому составу песчаник обр. УСО-4 относится к лититовым ареникам и характеризуется повышенным содержанием обломков кварца и других устойчивых породообразующих компонентов. Два других несцементированных образца, вероятнее всего, также являются лититовыми арениками. В ряду Чукотка – о. Врангеля – поднятие Менделеева все три образца представляют собой песчаники/пески наиболее зрелого состава, с содержанием кварца не ниже 45%. Анализ петрографического состава песчаников о. Врангеля и Чукотки свидетельствует о постепенном вызревании обломочного материала в северном направлении: от триасовых отложений континентальной Чукотки на остров Врангеля и далее к поднятию Менделеева.

Высокое содержание обломочного кварца с микротрещинами в образцах с поднятия Менделеева и его постепенное уменьшение в триасовых песчаниках о. Врангеля и Чукотки указывает на близость континентальной суши на севере, с которой сносились и быстро захоранивались алевро-песчаные осадки с высоким содержанием кварцевых зерен. Популяции обломочных цирконов поднятия Менделеева характеризуются распределением, весьма похожим на распределение популяций в образцах о. Врангеля и Чукотки. Наиболее многочисленная популяция охватывает интервал 234–424 млн лет с пиками 206, 234, 253, 301, 404 млн лет. Более древние представлены единичными зернами с интервалом от 548 до 2500 млн лет.

Корреляция триасовых разрезов Чукотки и о. Врангеля показывает постепенное обмеление морского бассейна с юга на север, поступление обломочного материала предполагается с севера при помощи нескольких не крупных речных систем на шельф и крупной подводной системы авандельты в более глубоководные зоны.

Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ 18-05-70061. Датирование обломочных цирконов поднятия Менделеева выполнено в лаборатории ВСЕГЕИ, датирование цирконов обр.09/321, 09/358 было выполнено за счет гранта РФФИ 17-05-00795.

Литература

1. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Каиубин С.Н., Кремнецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические

данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

2. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т.476. № 2. С. 190–196.

3. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Александрова Г.Н. Геологический разрез акустического фундамента юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Том 2. Материалы XLIX Тектонического совещания, посв.100-летию акад. Ю.М. Пушаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 196–200.

4. Верниковский В.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Травин А.В., Кашибин С.Н., Шокальский С.П., Шевченко С.С., Петров Е.О. Новые данные о возрасте долеритов и базальтов поднятия Менделеева: к проблеме континентальной коры в северном Ледовитом океане) // ДАН. 2014. Т.454. № 4. С. 431–435.

А.М. Фетисова^{1,2}, Р.В. Веселовский^{1,2}, Д.А. Мамонтов¹

Аномальные палеомагнитные направления в пограничных пермо-триасовых отложениях Русской плиты как возможный магнитостратиграфический маркер при проведении локальных и региональных корреляций

Последовательность подразделений на границе перми и триаса включает вязниковский горизонт вятского яруса верхней перми и вохминский горизонт индского яруса нижнего триаса. В верхах вязниковского горизонта традиционно выделяется жуковская пачка, а в вохминском – асташихинская и рябинская пачки. Однако, сравнительно недавно в московском осадочном бассейне [1] была выделена недубровская пачка красноцветных терригенных пород. Многочисленные определения фауны и флоры позволяют относить недубровские отложения, с одной стороны, к терминальной перми [2, 3], с другой – к нижнему триасу [4].

В ходе палеомагнитного изучения разреза недубровской пачки в районе д. Недуброво (Вологодская обл.) (2015–2018 г.) было установлено, что

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; anna-fetis@yandex.ru

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

в большинстве изученных образцов среднее направление монополярной стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности ($N = 142$, $D = 246.3^\circ$, $I = -6.6^\circ$, $K = 10.0$, $\alpha_{95} = 3.9^\circ$) значительно отличается от ожидаемых позднепермских и раннетриасовых палеомагнитных направлений для данной территории. Наиболее вероятная причина отклонения среднего направления – это аномальное состояние геомагнитного поля Земли, причем продолжавшееся довольно длительный интервал геологического времени (сотни – первые тысячи лет).

Весной 2018 г. был детально переизучен пограничный пермо-триасовый интервал разреза Жуков овраг (Владимирская обл.) и составлена новая магнитостратиграфическая схема, в которой вблизи границы перми и триаса в пределах нескольких слоев выделяется зона с аномальным палеомагнитным направлением, схожим с наблюдаемым в недубровской пачке.

Таким образом, есть основания полагать, что вблизи границы перми-триаса существовал период значительного и длительного отклонения конфигурации магнитного поля Земли от геоцентрического аксиального диполя. Наличие аномальных палеомагнитных направлений в позднепермских осадочных и вулканических разрезах в пределах Евразии может быть использовано в качестве маркера для локальных и региональных магнитостратиграфических корреляций.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 15-05-06843, № 18-05-00593).

Литература

1. Лозовский В.Р., Красилов В.А., Афонин С.А. и др. О выделении новой пачки в составе вохминской свиты нижнего триаса Московской синеклизы // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. 2001. Вып. 3. С. 151–163.

2. Арефьев М.П., Голубев В.К., Кулешов В.Н., Кухтинов Д.А., Миних А.В., Покровский Б.Г., Силантьев В.В., Уразаева М.Н., Шкурский Б.Б., Ярошенко О.П., Григорьева А.В., Наумчева М.А. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн реки малая Северная Двина. Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 2016. Т. 91. Вып. 1. С. 24–49.

3. Лозовский В.Р., Балабанов Ю.П., Карасев Е.В., Новиков И.В., Пономаренко А.Г., Ярошенко О.П. Терминальная пермь европейской России: вязниковский горизонт и недубровская пачка и граница перми и триаса // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 38–54.

4. Лозовский В.Р., Морковин Б.И., Кухтинов Д.А., Миних А.В., Балабанов Ю.П. Недубровская пачка имеет раннетриасовый возраст! ПАЛЕОСТРАТ-2017 // Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. М., 2017. С. 39–40.

Н.С. Фролова¹, Т.В. Кара², А.Ф. Читалин³, А.Г. Чернецкий¹

Аналоговое моделирование сложных сдвиговых зон. Пример Баймской рудной зоны (Западная Чукотка)

Введение. Сдвиговые зоны в аналоговых моделях впервые получили Г. Клоос и В. Ридель в 1928 и 1929 годах прошлого века; эксперименты подобного рода в разных вариантах продолжают до сих пор. Как правило, воспроизводятся зоны, которые формируются в осадочном чехле над *единичным* разломом фундамента (так называемые «зоны сдвига Риделя»). Прибор для моделирования представляет собой две жесткие плиты («фундамент»), перекрытые «чехлом», который обычно имитируется влажной глиной или песком. При сдвигании плит друг относительно друга в чехле возникает *неоднородное по латерали и вертикали* поле напряжений. В достаточно узкой зоне динамического влияния разлома последовательно формируются системы трещин разного ранга (структурный парагенез), хорошо изученный целым рядом исследователей (Ж. Чаленко, Р. Вилкоккс, С.С. Стоянов, М. Нейлор, С.А. Борняков и многие другие). В настоящее время эксперименты усложняются. Например, в образцы вводятся тела с другими деформационными свойствам, прорезаются более ранние разрывы, «разлом» фундамента делают в виде дуги окружности, осуществляется синдеформационное осадконакопление или денудация. Следует заметить, что существуют также зоны с более или менее однородным полем напряжения, не связанным с движениями по разлому в фундаменте. Экспериментов, воспроизводящих такую обстановку, немного. Первый опыт осуществил в 1955 г. Е. Клоос [2], укладывавший образец из влажной глины на широкую подвижную металлическую сетку, одна сторона которой была закреплена, а вторая смещалась вдоль нее.

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; n.s.frolova@mail.ru, g.chernetskiy@gmail.com

² ЗАО «Полюс», Москва, Россия; KaraTV@polyus.com

³ ООО «Институт геотехнологий», Москва, Россия; a.chitalin@igeotech.ru

Позже М.А. Нейлор с соавторами [3] помещали чехол из сухого песка на широкую резиновую пластину и сдвигали ее. Другой подход использовал Г. Шреурс [3]. Его прибор состоял из двух параллельно лежащих пластин, представляющих плиты фундамента, на которых покоились 50 уложенных вплотную плексигласовых реек шириной 5 мм. При движении одной из пластин конструкция, первоначально прямоугольная, превращалась в параллелограмм; специальное приспособление позволяло сохранять высоту параллелограмма неизменной. Таким способом осуществлялся сдвиг в широкой зоне. На рейки наносился слой силикона, а на него – сухой кварцевый песок с прослоем стеклянной пудры. Во всех перечисленных экспериментах воспроизводилась обстановка простого *однородного* сдвига, а формирующиеся трещины (R- и R'-сколы) равномерно заполняли всю площадь сдвиговой зоны.

В природе нередко наблюдаются широкие зоны сдвига, состоящие из *нескольких* разломов сдвиговой кинематики. Одна из таких зон была экспериментально воспроизведена А.В. Черемныхом с соавторами [1]. Фундамент состоял из серии линейно вытянутых блоков с *ровными границами*, имитирующими разломно-блоковую структуру Вилуйско-Мархинской зоны Якутской алмазоносной провинции. Каждый из блоков был соединен с остальными и перемещался относительно соседних с постоянной скоростью; в качестве чехла служила влажная глина. В зависимости от толщины модели формировались либо независимые зоны сдвига, состоящие из мелких сколов Риделя, над каждым разломом, либо взаимодействующие зоны, либо одна зона. Воспроизводилась также двухфазная деформация с изменением знака движения на противоположный.

Перед нами стояла более сложная задача – осуществить моделирование сложной сдвиговой зоны, состоящей из серии *непараллельных извилистых пересекающихся* разломов. Примером такой зоны может служить Баимская рудоносная зона (БРЗ) Западной Чукотки. Примеры моделирования таких зон нами в литературе встречены не были.

Методика моделирования. Воспользовавшись идеей Г. Шреурса, мы создали специальное приспособление к основному прибору для тектонофизического моделирования (рис. 1). Оно представляет собой прямоугольную деревянную раму, сконструированную таким образом, что она имеет возможность искажаться до формы параллелограмма, сохраняя исходное расстояние между длинными сторонами. Последнее достигается за счет того, что подвижный брус рамы, образующий одну из длинных сторон исходного прямоугольника, обладает лишь одной степенью свободы, двигаясь в пазах, которые выбраны в основании описываемой конструкции. Второй длинный брус неподвижно прикреплен к основа-



Рис. 1. Прибор для тектонофизического моделирования: а – к столешнице прибора прикреплено приспособление, на дне которого находится образец из глины, с наложенным трафаретом, соответствующим блоковому строению БРЗ; б – схема, показывающая устройство приспособления для моделирования сдвига в широкой зоне

нию приспособления. Правый и левый короткие брусы рамы шарнирно соединены с неподвижным брусом с одного конца, а с другого – сопряжены коромыслом (третий деревянный брус), которое обеспечивает их параллельность. Рама имеет возможность наклона как в правую, так и в левую сторону, а также обратного движения из крайних положений (максимальная амплитуда 16 см в каждую сторону). В раму помещаются плексигласовые рейки (31 штука) шириной 10 мм, которые образуют дно приспособления (рис. 1б). Рейки свободно скользят друг относительно друга; сверху они покрываются слоем силикона для равномерного сдвигания вышележащего материала.

В качестве эквивалентного материала можно использовать любой, удовлетворяющий условиям подобия; мы проводили опыты преимущественно с влажной глиной разной вязкости, а иногда песком. Методика позволяет моделировать как сдвиговые зоны с разделением на фундамент и чехол, так и без такого разделения. В первом случае на слой силикона помещается образец из вязкой глины («фундамент»), его поверхность выравнивается и на нее кладется трафарет, на который нанесены разломы, соответствующие в масштабе разломам конкретной природной сдвиговой зоны. Затем тонким ножом, смазанным машинным маслом, образец по трафарету прорезается на всю глубину (рис. 1а). После снятия трафарета на «фундамент» помещается однородный слой маловязкой глины

(«чехол»), поверхность которого также разглаживается, а затем на нее наносятся маркеры. Далее осуществляется сдвигание – одно- или двух- фазное. Во втором случае на силиконовую подложку помещается образец из глины средней или малой вязкости, который таким же способом про- резается по трафарету.

Примеры моделей. Сдвиговая зона, состоящая из однородных блоков, без разделения на чехол и фундамент. Примером такой зоны является БРЗ (рис. 2г). В экспериментах, воспроизводящих БРЗ, сначала осуществлялся левый сдвиг, а затем правый. Структура, сформированная в результате деформации в опыте Б21, показано на рис. 2а и 2б. При левом сдвиге формировались преимущественно зияния – пулл-апарты – на участках коленообразного изгиба сместителей. При смене знака перемещения (правый сдвиг) эти пулл-апарты закрылись, но возникли новые – на других, благоприятно ориентированных, участках изгибов разломов. Появились также трещины отрыва на тех участках, где смещение по сдвиговым раз- ломам вправо было затруднено. В центре модели наблюдается концентрация структур, связанных с растяжением. В природе в аналогичном месте имеется интрузивное тело (рис. 2 г); возможно, оно внедрялось как раз в указанную зону декомпрессии. Если использовалась глина с ббльшей влажностью (а значит, менее вязкая), чем в опыте Б21, вдоль каждого раз-

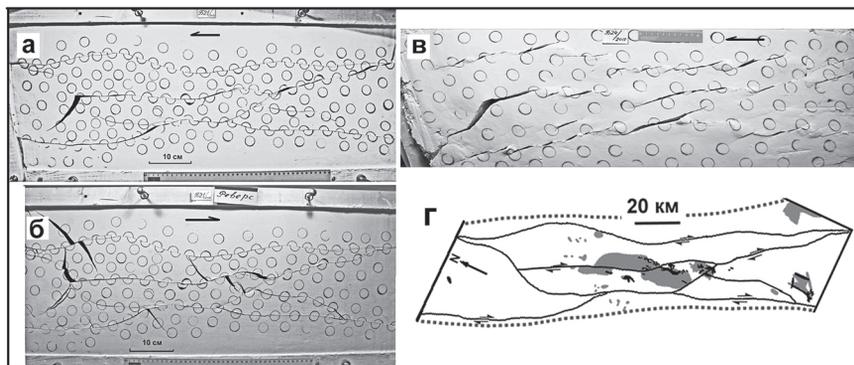


Рис. 2. Примеры экспериментов: а, б – структура, формирующаяся в одно- слойном образце в результате двухфазного сдвига; а – левый сдвиг, б – по- следующий правый сдвиг. Опыт Б21. Каолиновая глина с влажностью 40%, мощностью 3 см. Скорость сдвига 3.25 см/час. в – структурный парагенез, сформировавшийся в чехле над несколькими криволинейными сдвигами фундамента. Опыт Б24. Левый сдвиг. Фундамент: глина смешанного состава с влажностью 25%. Чехол: каолиновая глина с влажностью 38%, мощностью 3.5 см. Скорость сдвига 2.7 см/час. г – схема блокового строения БРЗ. Серым показаны интрузивные тела

лома формировалась зона, состоящая из мелких сколов Риделя, местами такие сколы были развиты и между разломами.

Сдвиговая зона с разломами в фундаменте, перекрытым первоначально недеформированным чехлом. В этом случае сначала проводился эксперимент, в котором сдвигались только блоки фундамента (вязкая глина) – для того, чтобы посмотреть амплитуду движения на разных участках разломов. Последние прорезались по шаблону, соответствующему блоковому строению БРЗ. Затем изготавливалась новая модель с фундаментом, перекрытым чехлом из однородной маловязкой глины. Полученная после сдвигания структура показана на рис. 2в. На тех участках, где происходили заметные смещения по разломам фундамента, над ними формировались зоны сдвигов более высокого порядка. Обычно они состояли из сколов R, реже R'. В других экспериментах, при изменении знака движения на противоположный, появлялись трещины отрыва.

Нами была проведена серия экспериментов, в которых менялась влажность глины (а значит, и ее вязкость), мощность образцов и скорость сдвигания. Осуществлялись также опыты с внедрением тел, имитирующих интрузии.

Выводы. Изготовлено приспособление и разработана методика, с помощью которой можно экспериментально изучать различные широкие сдвиговые зоны сложного строения. Применение этой методики для моделирования БРЗ позволяет воспроизвести деформационную обстановку и дает возможность понять природу локализации рудных объектов, связанных с зонами повышенной флюидопроницаемости.

Литература

1. Черемных А.В., Гладков А.С., Черемных А.С. Экспериментальное исследование формирования сети разрывов Накынского поля Якутской алмазonoной провинции // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2017. Т. 40. № 1. С. 66–82.

2. Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns // Geol. Soc. Amer. Bull. 1955. Vol. 66. P. 241–256.

3. Dooley T.P., Schreurs G. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. 2012. Vol. 574–575. P. 1–71.

Раннепермский (300–270 млн лет) магматизм Восточного Казахстана: результат сочетания плейт- и плюм-тектонических факторов

Территория Восточного Казахстана является центральной частью Алтайской коллизионной системы герцинид, образованной при косом столкновении Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. На постороженном этапе развития, в ранней перми, на территории был проявлен масштабный вулканизм и базит-ультрабазитовый и гранитоидный магматизм. Краткий обзор этих ассоциаций приведен ниже.

В центральной части коллизионной системы расположено несколько мульд, заполненных субщелочными базальтами, андезибазальтами и андезитами. Базитовые породы содержат повышенные количества щелочей, калия, фосфора, титана, а также Ва, Zr, легких лантаноидов. U-Pb датирование цирконов из вулканических пород позволило получить значения возраста в 297–290 млн лет. В юго-восточной части территории известны два вулканических аппарата центрального типа, сложенные дацитами, риодацитами и риолитами. В них встречены субвулканические тела, содержащие гранатовые и клинопироксеновые дацит-порфиры. Результаты их петрологических исследований, показали, что их магмы были сформированы в нижнекоровых условиях (10 кбар) при T от 1100 °C до 1200 °C за счет частичного плавления коровых субстратов под воздействием мантийных магм [1].

В пределах Чарской зоны известны несколько ареалов развития сравнительно небольших массивов габброидов и пикритоидов. С габброидами связаны рудопроявления Ti, с пикритоидами – Cu-Ni-ЭПГ минерализация. Состав базит-ультрабазитовых пород характеризуется повышенной калиевостью и обогащенностью несовместимыми элементами (легкие лантаноиды, Ва, Sr, Rb, Zr). Возраст габброидов оценен U-Pb датированием цирконов в 293±2 млн лет, а возраст пикритоидов – Ar-Ar датированием магматических амфибола и слюды в 280±3 млн лет. Сделано предположение, что формирование габброидов и пикритоидов

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

произошло в результате термального взаимодействия мантийного плюма с литосферной мантией и включало два эпизода ее плавления [2].

В центральной части Чарской зоны среди раннекаменноугольных осадочно-вулканогенных пород расположены несколько относительно крупных многофазных интрузий, сложенных широким спектром пород – от габброидов и долеритов через монцодиориты и монцониты до граносиенитов, гранитов и лейкогранитов. Недавно было завершено детальное исследование пород Преображенского интрузива. Выявлено, что в процессе формирования интрузива происходило взаимодействие базитовых и гранитоидных магм на разных глубинных уровнях – на нижнекоровом уровне доминировало химическое смешение магм (миксинг) с образованием гибридных кварцевых монцонитов, на среднекоровом уровне частично контаминированные магмы взаимодействовали с образованием минглинг-структур, на верхнекоровом уровне базитовые магмы не взаимодействовали в гранитоидами, а внедрялись по трещинам в виде даек. Возраст формирования Преображенского массива оценен U-Pb датированием цирконов в 291–290 млн лет [3].

Масштабное переплавление осадочно-метаморфических толщ на посторогенном этапе привело к формированию крупных гранитоидных батолитов на месте турбидитовых палеобассейнов – Калба-Нарымского и Жарма-Саурского. Наиболее масштабно гранитоидный магматизм проявлен в Калба-Нарымской зоне. Геохронологические исследования последних лет позволили установить, что главный объем Калбинского батолита сформирован на посторогенной стадии в интервале 295–275 млн лет [4]. В составе Калба-Нарымского батолита выделено две главные ассоциации 1) гранодиорит-гранитная, сформировавшая главный объем батолита в интервале 296–286 млн лет назад, и 2) гранит-лейкогранитная, образовавшая несколько самостоятельных крупных массивов с возрастом 283–276 млн лет. Проведенное петрогеохимическое моделирование показало, что гранитоиды первой ассоциации формировались при частичном плавлении метапелитовых источников с участием небольшой доли метабазитового субстрата, а гранитоиды второй ассоциации – при плавлении метапелитовых субстратов в условиях привноса флюидом высокозарядных и редких элементов [5]. Характерной особенностью Калбинского батолита является присутствие редкометалльных гранитных пегматитов, формирующих крупные промышленные месторождения Li, Be, Cs, Ta, Nb (Асубулак, Белогорское, Огневка, Кварцевое и др.). Их фациальными аналогами являются пояса даек онгонитов северо-восточного простирания. Возраст редкометалльных пегматитов и онгонитов, установленный Ag-Ag датированием слюд, составил 290–285 млн лет. Исследования поясов онгонитовых даек позволило установить, что они содержат про-

мышленные концентрации Li, Rb, Cs, обогащены F. Сформировавшие дайковые пояса магмы были образованы при дифференциации гранитоидных магм Калбинского батолита в условиях привноса с ювенильными флюидами рудных компонентов [6]. Источником ювенильных флюидов, обогащенных специфичными компонентами, мог являться подкоровый мантийный резервуар. Его производные являются наиболее поздними магматическими образованиями и представлены поясами базитовых даек северо-восточного простирания. Базиты представлены субщелочными долеритами, диоритами и лампрофирами и содержат повышенные концентрации Cs, Rb, Be, Li, Nb, Ta, F и В. Их возраст оценен U-Pb датированием цирконов и составляет 279 млн лет.

Обзор полученных данных свидетельствует что на территории Восточного Казахстана в интервале 300–270 млн лет назад было проявлен масштабный базит-гранитоидный магматизм. Породы мантийного генезиса являются субщелочными, геохимически обогащенными и отвечают породам внутриплитных (плюмовых) геодинамических обстановок. Исходя из полученных данных, целесообразно расширить область Таримской крупной магматической провинции на северо-запад, охватив территорию Восточного Казахстана. Столь значительное распространение термического возмущения в верхней мантии очевидно стало возможным благодаря процессам пост-орогенического растяжения после коллизии Сибирского и Казахстанского континентов. Реологическое ослабление литосферы позволило глубинным расплавам проникать в литосферную мантию, образовав крупные очаги базитовых магм. В дальнейшем развитие мантийно-корового взаимодействия происходило по двум сценариям (механизмам) – 1) прямое взаимодействие базитовых магм с коровыми субстратами на средне-верхнекоровых уровнях и 2) флюидное воздействие на процессы генерации и дифференциации гранитоидных магм.

Таким образом, современный геологический облик и металлогеническая специфика территории Восточного Казахстана является результатом плит-тектонических процессов посторогенического растяжения на фоне повышенного термического градиента в мантии, вызванного активностью Таримского мантийного плюма.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ, проект № 14.Y26.31.0018), РФФИ (грант № 17-05-00825).

Литература

1. *Хромых С.В., Куйбыда М.Л., Крук Н.Н.* Петрогенезис высокотемпературных кремнекислых расплавов в вулканических структурах Алтайской коллизионной системы герцинид, Восточный Казахстан // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 4. С. 529–540.
2. *Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С.* Петрология и геохимия габброидов и пикритовидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.
3. *Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Котлер П.Д., Соколова Е.Н.* Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 376–399.
4. *Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянттуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваяева Г.С.* Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.
5. *Котлер П.Д.* Петрология гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан). Диссертация на соискание уч. степени канд. геол.-мин. наук. Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология. Новосибирск, 2017. 205 с.
6. *Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Хромых С.В.* Условия кристаллизации, состав и источники редкометалльных магм при формировании онгонитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 168–193.

**А.К. Худoley¹, Д.В. Алексеев², А.Н. Москаленко³,
А.В. Кушнарёва¹**

Структурные ансамбли и кинематическая характеристика эклогитоносного гранито-гнейсового комплекса в зоне раннеордовикской континентальной субдукции: Актюз, Северный Тянь-Шань, Кыргызстан

Эклогитоносные гранитоидные гнейсы актюзского комплекса, развитые в районе одноименного поселка в западной части Заилийского хребта в киргизском Северном Тянь-Шане, образовались в раннеордовикское

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия; a.khudoley@spbu.ru, orinoksiya@mail.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; dvalexieiev@mail.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия; artemmn@gmail.com

время в обстановках континентальной субдукции вследствие погружения окраины докембрийского Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента на глубины до 50–70 км в зоне его столкновения с Джельтауским микроконтинентом, последовавшим за закрытием Джалаир-Найманского задугового моря [4, 5]. Эклогиты развиваются по дайкам железистых базальтов и габброидов, образующих протяженные линзовидные тела и будины в гранитоидных гнейсах. Возраст протолита гнейсов варьирует от 840 до 540 млн лет. Возраст метаморфического события, являющегося общим для эклогитов и вмещающих гнейсов, определяется как 475 млн лет по результатам Lu-Hf датирования эклогитов и U-Pb датирования недеформированных гранитов и вулканитов, рвущих и перекрывающих эклогитоносные гнейсы [4, 5].

Общие построения, основывающиеся на положении эклогитоносного комплекса по отношению к континентальному массиву Северного Тянь-Шаня на юге и Джалаир-Найманскому офиолитовому шву на северо-востоке, предполагают, что погружение субдуцирующей пластины, скорее всего, происходило в северо-восточных или северных румбах, что согласуется с данными о развитии в гнейсах актюзского комплекса запрокинутых к югу складок субширотного простирания [1, 4]. Детальные структурные наблюдения, однако, ранее здесь не проводились и основной задачей нашего исследования являлось изучение структурного плана и индикаторов перемещений в гранито-гнейсовом комплексе Актюза. Предварительные результаты проведенных работ позволяют сделать следующие выводы:

1. По всему гранито-гнейсовому комплексу широко развита линейность, характеризующаяся однообразной ориентировкой метаморфических минералов и являющаяся линейностью удлинения (*stretching lineation*). Линейность, сопровождающаяся в той или иной степени выраженными кинематическими индикаторами, позволяет рассматривать гранито-гнейсы как единую зону смятия, формирование которой связано, скорее всего, с раннеордовикской субдукцией.

2. Доминируют падения сланцеватости в северных румбах, хотя локально, на крыльях складок, фиксируются и южные падения. В срезе, перпендикулярном простиранию сланцеватости, видно широкое развитие как S- так и Z-образных складок.

3. Шарниры складок полого погружаются преимущественно на ЗЮЗ, реже на ВСВ. Линейность субпараллельна шарнирам, ее азимуты погружения варьируют от 235° до 265° при углах погружения от 4° до 11°. Сходство ориентировки линейности и шарниров складок свидетельствует, что вергентность складок не отражает направления перемещения.

4. Совместное развитие S- и Z-образных складок с шарнирами, субпараллельными метаморфической линейности, типично для зон развития колчановидных складок (sheath folds) (напр., [2]), сечения которых эллипсоидной формы локально наблюдались в обнажениях, ориентированных перпендикулярно линейности и шарнирам мелких складок. Таким образом, основным элементом структуры актюзского комплекса являются сжатые колчановидные складки, с длинными осями, ориентированными в субширотном направлении субпараллельно линейности.

5. В зонах развития колчановидных складок направление перемещения материала определяется по ориентировке их длинной оси и линейности [2, 3]. Следовательно, основным направлением тектонического транспорта было не субмеридиональное (погружение на север или северо-восток [1]), а субширотное, параллельное линейности и современному простираению структур Тянь-Шаня. При этом большинство сигма- и дельта-структур вокруг порфирокластов указывает на перемещение вышележащих комплексов в западном направлении (top-to-the-west) вдоль направления линейности.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 17-05-00267 и 18-35-00464.

Литература

1. Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 262 с.

2. Alsop G.I., Holdsworth R.E. The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis // J. Struct. Geol. 2004. Vol. 26. P. 1561–1589.

3. Fossen H. Structural Geology. Cambridge: Cambridge University Press, 2016. 510 p.

4. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gond. Res. 2012. Vol. 21. P. 901–927.

5. Rojas-Agramonte Ya., Herwartz D., García-Casco A., Kröner A., Alexeiev D.V., Klemm R., Buhre S., Barth M. Early Palaeozoic deep subduction of continental crust in the Kyrgyz North Tianshan: evidence from Lu-Hf garnet geochronology and petrology of mafic dykes // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. Vol. 166. Is. 2. P. 525–543.

Возраст и источники сноса докембрийских терригенных толщ Малого Каратау и Таласского Алатау

Докембрийские комплексы Таласского Алатау и Малого Каратау располагаются на западном окончании Северного Тянь-Шаня и структурно принадлежат к каледонидам Северного Тянь-Шаня, но по составу пород и строению разрезов демонстрируют сходство с осадочными комплексами Ишим-Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента, накопившимися в рифтогенных и пассивно-окраинных бассейнах [1].

Осадочный бассейн Малого Каратау содержит огромные запасы нижнекембрийских фосфоритов, вследствие чего различные аспекты его эволюции изучались многими геологами (напр. [1]). Однако систематические исследования возрастов докембрийских толщ и источников сноса терригенного материала как в Малом Каратау, так и в Таласском Алатау стали производиться лишь в последние годы [2, 4–7]. В настоящей работе мы подводим первые итоги этих исследований.

Несмотря на неоднозначную корреляцию метаморфизованных до фации зеленых сланцев терригенных и карбонатных флишоидных толщ кокджотской серии с неметаморфизованными отложениями большекаройской свиты (Малый Каратау), и метаморфизованных узунахматской и карабуриной свит с неметаморфизованными сарыджонской, чаткарагайской и постунбулакской свитами (Таласский Алатау), полученные нами предварительные данные показывают, что они близки по возрасту и накопились в сравнительно небольшом интервале времени между примерно 800 и 750 млн лет [4–6]. Преобладающее направление палеотечений ориентировано с северо-запада на юго-восток, вдоль простирания современной структуры и оси осадочного бассейна, но отмечается также снос и в восточном и северо-восточном направлениях [1, 3]. Незрелый состав обломочной фракции песчаников, как и низкие Zr/Sc отношения, свидетельствуют, что все обломочные породы являются осадками первого цикла осадконакопления. Распределение возрастов обломоч-

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия; a.khudoley@spbu.ru

² Геологический институт РАН, Москва, Россия; dvalexiev@mail.ru

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия; Sergey_Semiletkin@vsegei.ru

ных цирконов в кокджотской серии, большекаройской, сарыджонской и чаткарагайской свитах сходно. В них отчетливо выделяются две группы (1) с возрастом 900–800 млн лет и доминирующим пиком около 800–820 млн лет, и (2) палеопротерозойско-архейскими возрастами при отчетливых пиках около 2000–2050 и 2500 млн лет. Соотношения между этими группами варьируют, но они обе широко представлены во всех образцах. В песчаниках узунахматской свиты доминируют обломочные цирконы с возрастом 800–820 млн лет. Изотопные Nd характеристики всех этих толщ сходны и за исключением двух образцов $\epsilon_{Nd}(t)$ варьирует от –6 до –9 с модельными возрастами Tdm от 2000 до 2300 млн лет, отражая слабо изменяющееся смешение неопротерозойского и палеопротерозойско-архейского компонента. Отсутствие «древних» зерен в песчаниках узунахматской свиты связано, скорее всего, с тем, что соответствующая обломочная фракция имеет алевритовую или глинистую размерность и из них цирконы не были выделены. Судя по химическому составу песчаников, средний состав размывавшихся пород был близок к среднему составу континентальной коры, но в Малом Каратау в источники сноса содержали больше пород основного состава, чем в Таласском Алатау.

Преимущественно мелководные терригенные отложения малокаройской серии, изучавшиеся нами в Малом Каратау, не имеют стратиграфических контактов с перечисленными выше флишоидными толщами и существенно отличаются от них, как по составу материала, так и по возрасту обломочных цирконов. В песчаниках коксуйской и актугайской свит доминируют обломочные цирконы палеопротерозойского и архейского возрастов с наиболее крупным пиком около 2000–2050 млн лет. Изменение в источнике сноса фиксируется и по изотопным Nd характеристикам – в образцах из этих свит $\epsilon_{Nd}(t)$ варьирует от –14 до –20 при модельных возрастах Tdm изменяющихся от 2300 до 2700 млн лет. Наличие грубозернистых терригенных пород и широкое развитие полевых шпатов и обломков пород указывает на близость источника сноса, но увеличение отношения Zr/Sc до 30–50 свидетельствует, что появляется и переотложенный обломочный материал. Специфической характеристикой этих пород является аномально высокое содержание Sr, варьирующее от 560 до 4920 г/т при Sr/V отношении от 15 до 75, указывающие на появление с пород аномально высоким содержанием хрома в расположенных поблизости источниках сноса. В наиболее верхней в разрезе курганской свите преобладают цирконы с возрастом 740–770 млн лет, но значительная их часть может иметь туфогенное происхождение, что подтверждается и повышенными значениями $\epsilon_{Nd}(t)$, достигающими +0.4.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00267. Полевые работы Д.В.Алексеева проведены за счёт средств гранта РНФ 14-27-00058.

Литература

1. *Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау – модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: СО «Наука». 1979. 194 с.
2. *Семилеткин С.А.* Тектонические обстановки накопления флишеидного 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.
3. *Худолей А.К., Семилеткин С.А.* Флишевый бассейн Таласского Алатау (палеотечения и строение) // *Литология и полезные ископаемые.* 1992. № 4. С. 51–62.
4. *Худолей А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф.* Новые данные о возрастах обломочных цирконов из терригенных толщ Малого Каратау (Южный Казахстан) // *Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского.* М.: ГЕОС, 2017. Т. 2. С. 280–283.
5. *Худолей А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф.* Новые данные о возрастах обломочных цирконов из кокджотской серии и большекаройской свиты Малого Каратау (южный Казахстан) // *Доклады Академии наук.* 2018а. Т. 479, № 2, 179-182.
6. *Худолей А.К., Алексеев Д.В., Дюфрейн С.Э.* Новые данные о возрасте обломочных цирконов из терригенных толщ хребта Таласский Алатау (Кыргызстан) // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания.* Вып. 16. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2018б. С. 272–274.
7. *Rojas-Agramonte Y., Kröner A., Alexeiev D.V., Jeffreys T., Khudoley A.K., Wong J., Geng H., Shu L., Semiletkin S.A., Mikolaichuk A.V., Kiselev V.V., Yang J., Seltmann R.* Detrital and igneous zircon ages for supracrustal rocks of the Kyrgyz Tianshan and palaeogeographic implications // *Gondwana Research.* 2014. V. 26. No. 3–4. P. 957–974.

База данных разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

В работе приводятся результаты разработанной базы данных разломов, основанной на литературных источниках, собранных в «Каталоге разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий» [1].

База данных, реализованная в СУБД ACCESS предназначена для ввода, хранения и обобщения (выборки) информации по 18 признакам разломов, систематизированных в следующие семь категорий: I – общие характеристики: 1 – №, 2 – название, 3 – синоним, 4 – определение, 5 – местоположение; II – морфологические характеристики: 6 – протяженность, 7 – ширина зоны, 8 – глубина проникновения в земную кору, 9 – морфологический тип; III – амплитуда смещения: 10 – вертикальная, 11 – горизонтальная; IV – элементы залегания: 12 – направление/азимут простирания, 13 – направление/азимут и угол падения сместителя; V – возраст, 14 – время заложения; VI – косвенные характеристики: 15 – магматизм, 16 – оруденение, 17 – сейсмичность; VII – источник информации: 18 – автор.

База данных включает таблицы по каждому признаку разломов, общее количество которых составляет 1073 (рис. 1). Пользователю доступны формы ввода информации, представленные в виде вкладок по семи вышеперечисленным категориям. На рисунке показана форма для ввода информации по общим характеристикам на примере Баштавакского разлома.

Пользователь базой данных может самостоятельно создавать запросы в соответствии со своими задачами и на их основе – отчеты (таблицы), позволяющие делать обобщения не только по отдельным признакам отдельных разломов, но и нескольким признакам целой группы разломов. Организованные с помощью запросов данные (качественные и количественные) могут использоваться для статистического анализа в программе SPSS – мощном статистическом инструменте для обработки данных.

В работе приводится фрагмент отчета базы данных (таблица). Обобщение выполнено для Баштавакского разлома – крупнейшего (>100 км) широтного разлома, пересекающего Кураминский хребет (таблица). Согласно

¹ Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан; oksana_tsay@list.ru

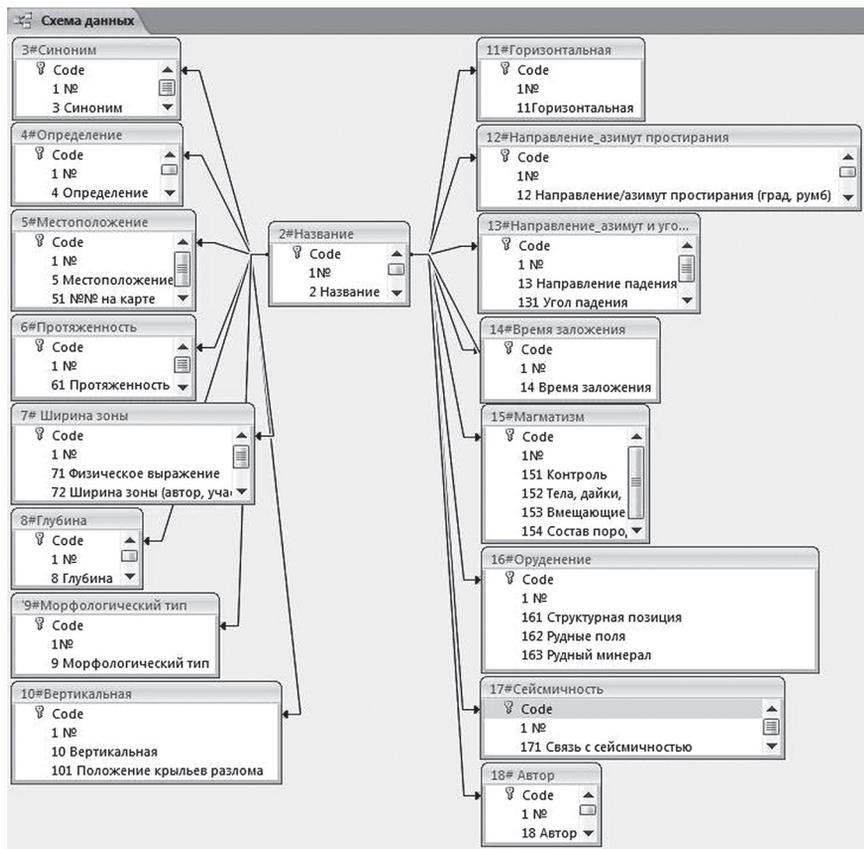


Рис. 1. Схема базы данных разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

информации, ширина зоны дробления, представленной брекчией, глиной трения достигает 25–500, в обстановке метаморфизма (милонитизации) – 500–800 м. Среди жил отмечены кварцевые, кальцитовые, хлоритовые, баритовые. Разлом сопровождается многочисленными сопряжениями (Тарызканский, Мулламирский), ответвлениями (Редкометальный, Бирюзовый, Кызылтурский), пересечениями (Железный, Мисканский) с другими разломами и является продольным по отношению к простирианию складок (Якубов, 1970). Его продолжением в пределах Ферганской впадины является Северо-Ферганская флексурно-разрывная зона (Присырдарьинская флексура) (А.Р. Ярмухамедов и др., 1979). В рельефе разлом прослеживается по пониженным формам рельефа, цепочкам седловин и родников,

Таблица. Фрагмент отчета базы данных на примере Баштавакского разлома

3. Синоним	4. Определение	5. №№ на карте/Местонахождение	6. Протяженность	7. Ширина на зоны	8. Глубина заложения	9. Морфологический тип	10. Вертикальная амплитуда смещения	11. Горизонтальная амплитуда смещения
	Разлом		до 100			Сброс		
	Разлом	От Джетгым-Чеку на западе до Гудаса на востоке	> 100	400–500		Взброс	С (+)	
	Разлом							
	Разлом	Центральная часть Кураминского хребта	22	50–150		Взброс	3000 С (+)	
	Разлом							
	Разлом	От Шайтавана к востоку до сел. Шайдана	53	200–500		Взбросо-сдвиг	1000–2000 С (+)	9
	Разлом	Восточный Карамазар	15			Сбросо-сдвиг	2560–2900 С (+)	6-7
	Разлом	Северный склон Кураминского хребта	100	10–400			1100–1200 С (+)	0,3
	Разлом	Восточный Карамазар		25–200		Сдвиг	2000 С (+)	9
	Разлом	От Джетгым-Чеку на западе до Гудаса на востоке	> 100	50–500		Взбросо-сдвиг	3000–4000 С (+)	9
	Разлом	От Шайтавана к западу	22	500–700		Сдвиг	С (+)	
	Разлом		100			Взбросо-сдвиг		

12. Азимут простираения	13. Азимут и угол падения	14. Воз- раст	15. Связь с маг- матизмом	16. Связь оруде- нием	17. Связь с сейсмич- ностью	18. Автор
Широтное						С.Ф. Машковцев, 1925
Широтное	С (40–50)	PZ3		Гематит		Б.Н. Наследов, 1928-1929, 1937, 1961
						Б.Н. Наследов, 1935/Д.Х. Якубов, 1970
						В.И. Попов, 1938
						В.И. Попов, 1939
Широтное	С (50–80)	PZ3	Висячем боку дайки			А.Д. Петренко, 1942/Д.Х. Якубов, 1970
						Ф.И. Вольфсон, 1948
Широтное	С (75–80)	PZ3		Пирит, халькопирит, галенит, гематит		А.П. Недзвецкий, 1950/ Д.Х. Якубов, 1970
Широтное	С (75–80)	PZ3				Ю.А. Лихачев, 1954/Д.Х. Якубов, 1970
Широтное	С (75–90)	С2	Дайки	Гематит, галенит		Б.Н. Левин, 1956/Д.Х. Якубов, 1970
Широтное	С (80)	PZ3				М.Е. Клим и др., 1957/Д.Х. Якубов, 1971
Субширотное	С (60–80)	С1	Дайки, очаги эффузивной деятельности	Гематит, пирит		В.А. Королев, 1959/Д.Х. Якубов, 1970
Широтное, СВ	ЮВ (70)	PZ3	Дайка	Пирит, галенит, халь- копирит, малахит, базовисмутин		Ф.Ш. Раджабов и др., 1958/Д.Х. Якубов, 1970
Близширотное		С2				В.Б. Мещерякова, 1959–1960

База данных разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

I. Общие характеристики | II Морфологические характеристики | III Амплитуда смещения | IV Элементы залегания | V Возраст | VI Связь с магматизмом | VII Связь с оруденением | VIII Связь с сейсмичностью | IX Автор

Code: 1

№: 1

Название: Агаджальский

Синоним:

Определение: Разлом

Местоположение:

..1 №№ на карте: 65

Записи: 1 из 3522 | Фильтры | Поиск

Рис. 2. Форма для ввода информации по общим характеристикам (на примере Баштавакского разлома)

в виде характерной депрессии, пересекающей водораздельные гребни между стекающими с Кураминского хребта реками. Участки разлома характеризуются амплитудой смещения: вертикальной (от 500 до 4000 м), горизонтальной (от 0.3 до 9 км). Морфологический тип разлома: меняется на различных его участках: взбросо-сдвиг (В.Б. Мещерякова, 1960; А.П. Недзвецкий, 1950; В.А. Королев, 1959; Д.Х. Якубов, 1970; Д.Х. Якубов, М.А. Ахмеджанов, О.М. Борисов, 1976; Д.Х. Якубов, Ф.Х. Зуннунов, Б.Б. Таль-Вирский, 1975), сбросо-сдвиг (Ю.А. Лихачев, 1954; А.Р. Ярмухамедов и др., 1979). Разлом заложен в палеозое (в пределах: силур-нижний девон – средний карбон) и контролирует крупные интрузивные массивы: Кармазарский, Каракиинский, Шайданский. В зоне разлома отмечены дайки и очаги вулканической деятельности. Среди температурных околорудных изменений пород отмечены окварцевание, серицитизация, каолинизация, алунитизация. На территории Узбекистана в зоне разлома оруденение (Шиберли, Куйбаги и др.) больших скоплений не образует и представлено сульфидами (пирит, халькопирит, реже галенит, флюорит с железным блеском) (Д.Х. Якубов, 1970); на территории Таджикистана отмечается наличие медно-висмутовых месторождений (К.Л. Бабаев и др., 1972). Сопоставляя тектонику и металлогению Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня с Провинцией Бассейнов и Хребтов на западной окраине Американского континента, А.Е. Антонов (2017), подчеркивает особую роль Баштавакского разлома в металлогении Кураминской зоны [2].

Литература

1. *Лорджипанидзе Л.Н., Цай О.Г.* Каталог разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий / Гл. ред. Х.А. Акбаров; Академия

наук Республики Узбекистан, Ин-т геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева. Т.: ГП НИИМР, 2016. 114 с.

2. Антонов А.Е. Роль рифтогенных структур в локализации оруденения в океанах и на континентах, применительно к Срединному Тянь-Шаню // Мат-лы науч.-техн. конф., посвящ. 80-летию создания Института геологии и геофизики и 105-летию со дня рождения акад. Х.М. Абдуллаева: «Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении». Т.: ГП «ИМР», 2017. Кн. 3. С. 14–17.

А.А. Черных¹

Крупные сдвиговые зоны в процессе формирования Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана

В ходе исследований 2014–2017 гг. была предложена новая кинематическая модель эволюции Амеразийского бассейна [3, 5, 6]. Она основана на результатах комплексной интерпретации данных потенциальных полей Северного Ледовитого океана (СЛО), батиметрии и сейсморазведки. Модель описывает процесс формирования Амеразийского бассейна в результате раскрытия прото-Канадской котловины и котловины Стефансона (ранний этап) и последующего распада кратона Арктида на блоки земной коры – хребтов Альфа (ХА) и Менделеева (ПМ), Чукотского плато и раскрытия котловин Макарова (КМ), Наутилус (КН), Подводников (КП) и Толля (КТ) между ними (поздний этап). Существующие ныне ограниченные геолого-геофизические данные позволяют рассматривать две альтернативные тектонические модели в отношении раннего этапа формирования бассейна, а также – три альтернативные возрастные модели, датирующие основные фазы его тектонической эволюции. В докладе приводятся новые аргументы в пользу «древней» модели – раскрытия Канадской котловины в юре–барреме, а котловин Макарова, Наутилус, Подводников и Толля – в барреме–кампане.

В 2018 г. исследование было продолжено и сосредоточено на уточнении тектонического строения ключевых зон Амеразийского бассейна с

¹ ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия; a.a.chernykh@vniio.ru

целью верификации предложенной модели. Среди таких зон – крупные сдвиговые зоны (КСЗ). Гипотезы об их существовании время от времени появлялись в публикациях разных авторов [9–11 и др.]. Однако, до недавнего времени ни одна из них не была убедительно подтверждена комплексом геофизических данных. Прорывом в этом направлении стало появление в последние годы уникальных данных сейсморазведки МОВ ОГТ 2Д, полученных в СЛО, прежде всего – российскими экспедициями (например, [2]). Их особенностью является использование длинной сейсмокосы, что ранее здесь было невозможным благодаря тяжелым ледовым условиям в СЛО. Как результат, были получены глубинные сейсмические

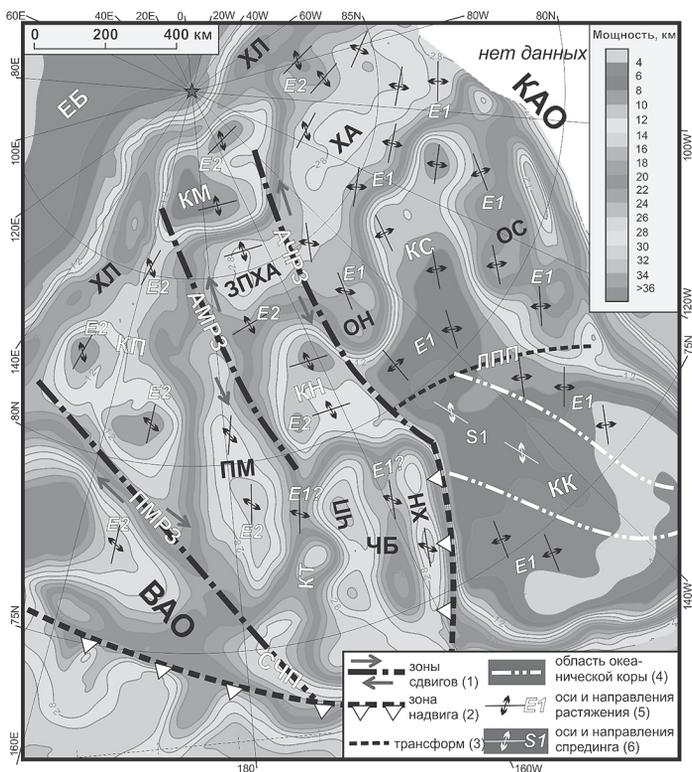


Рисунок. Основные тектонические элементы Американо-Арктического бассейна, показанные поверх схемы мощности консолидированной коры [1]. Сокращения даны в тексте, а также: ВАО – Восточно-Арктическая континентальная окраина; ЕБ – Евразийский бассейн; КАО – Канадская арктическая континентальная окраина; ОН – отрог Наутилус; ОС – блок отрогов Север и Пири; ЧБ – Чукотский бордерленд

разрезы, освещающие осадочный чехол на всю его мощность. Таким образом, появилась возможность верифицировать крупные тектонические нарушения, предполагаемые ранее исключительно по данным потенциальных полей.

Ряд КСЗ были активны на раннем этапе формирования Амеразийского бассейна – во время раскрытия прото-Канадской котловины и её северного окончания – котловины Стефанссона (например, [6, 11]). К сожалению, сейсмические разрезы, пересекающие эти зоны, были получены зарубежными коллегами лишь недавно, в ходе работ по установлению национальных внешних границ континентального шельфа (ВГКШ), и пока недоступны для детального анализа широкому кругу исследователей (например, [7]). Однако, одной из таких зон, вероятно, является зона Линеамента Принца Патрика (ЛПП на рисунке), уверенно выделяемая в потенциальных полях на севере Канадской котловины [6, 11]. Этот линеймент ограничивает указанную котловину с севера, отделяя её от котловины Стефанссона и, вероятно, маркирует зону трансформного разлома, активного во время раскрытия центральной, несомненно – океанической, части Канадской котловины.

Наиболее доказательным представляется существование КСЗ во время распада кратона Арктиды и раскрытия котловин Макарова, Наутилус, Подводников и Толля. Одна из таких сдвиговых зон была обнаружена между Западным Плато хребта Альфа (ЗПХА) и основным блоком хребта Альфа (рисунок) [5, 6, 8]. Она получила название Альфа-Чукотская Разломная зона (АЧРЗ), так как протягивается от восточных отрогов хребта Ломоносова в южном направлении, разделяя хребет Альфа на указанные блоки и достигая северной оконечности хребта Нортвинд (ХН) [6]. Строение тектонических элементов по разные стороны от зоны свидетельствует о её левосдвиговой природе.

Другая КСЗ – Альфа-Менделеевская (АМРЗ) отделяет ЗПХА от поднятия Менделеева (ПМ) и протягивается также от восточного фланга хребта Ломоносова до северо-западной оконечности Чукотского плато (ЧП) (рисунок) [3, 5, 6]. На нескольких сейсмических разрезах, пересекающих данную зону, выявлены признаки сдвиговых деформаций (цветковые структуры) [6]. Суммарное смещение вдоль этой левосдвиговой зоны оценивается равным ~320 км.

Третья, правосдвиговая КСЗ – Подводников-Менделеевская (ПМРЗ) – намечена *гипотетически*, так как фактических свидетельств её существования до сих пор обнаружено не было. Тем не менее, к югу от сформировавшейся в результате рифтогенеза котловины Подводников находится блок мощной (до ~40 км) континентальной коры поднятия Де Лонга (рисунок). Для того, чтобы поднятие Менделеева заняло своё нынешнее по-

ложение, оно должно было быть перемещено на юго-восток относительно этого поднятия. Изучению строения данной зоны посвящено настоящее исследование.

Литература

1. Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.С., Каминский В.Д., Поселов В.А. Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3-D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. 2013. № 3. С. 327–344.
2. Казанин Г.С., Заяц И.В., Иванов Г.И., Макаров Е.С., Васильев А.С. Комплексные геофизические исследования в районе Северного полюса // Океанология. 2016. № 2. С. 344–349.
3. Черных А.А., Астафурова Е.Г., Глебовский В.Ю., Корнева М.С., Егорова А.В., Редько А.Г. Новые данные о тектонике поднятия Менделеева и сопредельных геоструктуры // ДАН. 2016. № 470. № 2. С. 194–198.
4. Chernykh A.A., Astafurova E.G., Korneva M.S., Egorova A.V., Redko A.G., Glebovsky V.Yu. Tectonic pattern of the Mendeleev Ridge and adjacent basins: results of joint analysis of potential fields and recent Russian seismic data // Geophysical Research Abstracts. 2014. Vol. 16. EGU2014-14872.
5. Chernykh A.A., Glebovsky V.Yu., Egorova A.V., Redko A.G., Sukhanov R.A. Tectonic structure and evolution of the Alpha-Mendeleev Fracture Zone // Abstracts of the ICAM VII. 2015. Trondheim, Norway. <http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.29315.20004>.
6. Chernykh A., Glebovsky V., Zykov M., Korneva M. New insights into tectonics and evolution of the Amerasia Basin // J. Geodynamics. 2018. № 119. P. 167–182. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.010>.
7. Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R., Shimeld J.W., Oakey G.N., Lebedeva-Ivanova N., Li Q., Saltus R.W., Mosher D.C. Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 8–30.
8. Døssing A., Gaina C., Brozena J.M. Building and breaking a large igneous province: An example from the High Arctic // Geophys. Res. Lett. 2017. Vol. 44. P. 6011–6019. <http://dx.doi.org/10.1002/2016GL072420>.
9. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L. Stoupakova, A.V., Sørensen K. (eds.). Arctic Petroleum Geology // Geol. Soc. London Memoirs. 2011. № 35. P. 771–799. <http://dx.doi.org/10.1144/M35.50>.
10. Hall J.K. Arctic Ocean geophysical studies: the Alpha Cordillera and Mendeleev Ridge. PhD thesis, Columbia University, New York. 1970.
11. Lane L.S. Canada Basin, Arctic Ocean: evidence against a rotational origin // Tectonics. 1997. № 16(3). P. 363–387. <http://dx.doi.org/10.1029/97TC00432>.

Особенности геолого-геофизического строения и тектоническое положение подводных поднятий центральной части Индийского океана

Характерной особенностью строения рельефа дна центрального сектора Индийского океана является наличие подводных поднятий, сложенных блоками как океанического, так и континентального происхождения. Сложная история развития исследуемого региона, сопровождаемая проявлениями интенсивной магматической и тектонической деятельности, способствовала образованию ряда крупных подводных поднятий, таких как плато Кергелен, поднятия Крозе и Конрад, поднятие Афанасия Никитина и другие (рисунок).

С целью изучения плотностной структуры тектоносферы поднятий центральной части Индийского океана использованы новейшие глобальные модели и компиляции: цифровые модели рельефа дна GEBCO [9], гравитационного поля и его градиента [7], магнитного поля [5], глобальная модель эволюции границ плит [4], модель сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [8], модель земной коры GEMMA [6], данные о мощности осадков [10] и превышения геоида над эллипсоидом относимости [3]. На основе имеющихся геолого-геофизических данных произведено двумерное плотностное моделирование по профилям, пересекающим основные морфоструктуры центрального сектора Индийского океана.

Использование большего разнообразия геолого- геофизических параметров позволило изучить глубинное строение подводных поднятий, по-новому взглянуть на их природу и эволюцию. Так, анализ геолого- геофизических данных и двумерного плотностного моделирования подтверждает справедливость разделения плато Кергелен на северную, центральную и южную провинции, которые представляют собой блоки различного генезиса [1]. Также подтверждается тот факт, что тектоносфера поднятий Конрад и Крозе различна, так как структуры были образованы в разное время. Кроме того, результаты двумерного плотностного моделирования показали сходное строение коры и литосферы подводной горы Марион Дюфре (поднятие Конрад) и поднятия Афанасия Никитина, что подтверждает вероятность их одновременного образования 83–73 млн лет назад в результате действия горячей точки. На основании полученных

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

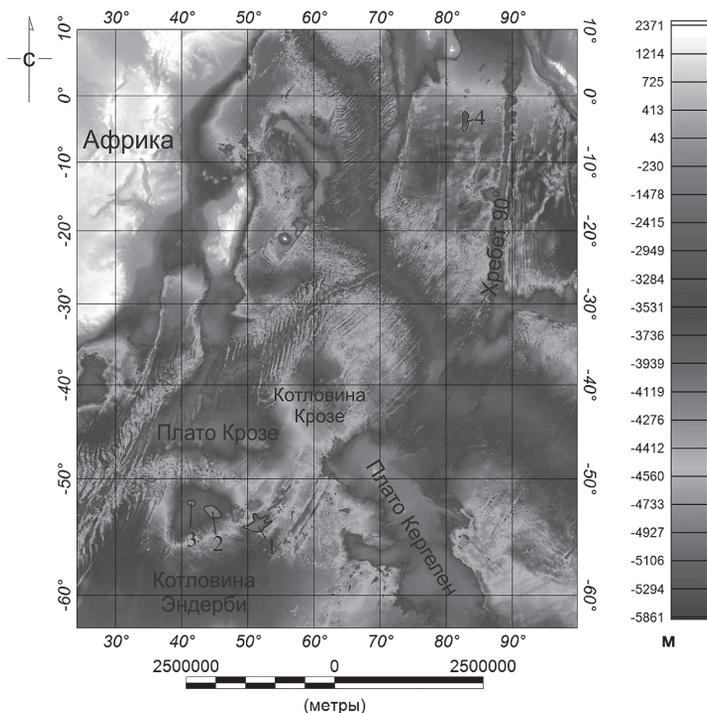


Рисунок. Обзорная схема изучаемых структур на батиметрической основе: Подводные горы поднятия Конрад: 1 – Марион Дюфре, 2 – Лена, 3 – Обь; 4 – поднятие Афанасия Никитина

результатов подтверждается предположение, что подводные горы Лена и Обь на поднятии Конрад сформировались впоследствии за счет возобновления деятельности горячей точки под Антарктической плитой [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00127). Авторы выражают благодарность Е.П. Дубинину за полезные советы и рекомендации.

Литература

1. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Булычев А.А., Гилод Д.А. Тектоносфера плато Кергелен по геофизическим данным // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2018. Т. 37. № 1. С. 43–50.

2. Шайхуллина А.А., Дубинин Е.П., Бульчев А.А., Гилод Д.А. Тектоносфера поднятий Крозе и Конрад по геофизическим данным // Геофизика. 2018. № 2. С. 44–51.

3. *Barthelmes F.* Definition of Functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models. Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Revised Edition. 2013. Doi: 10.2312/GFZ.b103-0902-26.

4. *Matthews K.J., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Muller R. D.* Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic // *Global and Planetary Change*. 2016. Vol. 146. P. 226–250. DOI:10.1016/j.gloplacha.2016.10.002.

5. *Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al.* EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2009. Vol. 10. № 8. 12 p.

6. *Reguzzoni M., Sampietro D.* GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data. *Int. J. Appl. Earth Observ. Geoinf.* (2014), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.

7. *Sandwell D.T., Muller R.D., Smith W.H.F., Garcia E., Francis R.* New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // *Science*. 2014. Vol. 346. № 6205. P. 65–67. DOI: 10.1126/science.1258213 (<http://www.ngdc.noaa.gov/>, <http://topex.ucsd.edu>).

8. *Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E.* LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // *Journal of Geophysical Research*. 2012. Vol. 117. N B10302. Doi: 10.1029/2012JB009525.

9. *Weatherall P., Marks K.M., Jakobsson M., Schmitt T., Tani S., Arndt J.E., Rovere M., Chayes D., Ferrini V., Wigley R.* A new digital bathymetric model of the world's oceans // *Earth and Space Science*. 2015. Vol. 21. № 2. P. 331–345. DOI:10.1002/2015EA000107.

10. *Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al.* Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. Vol. 14. № 8. P. 3297–3305. DOI:10.1002/ggge.20181.

**Тиллиты основания байкальской серии –
новое местонахождение и предварительные
хемостратиграфические и палеомагнитные данные
по карбонатным постгляциальным толщам
(Прибайкалье, разрез Риты)**

Неопротерозойские ледниковые отложения известны на южной окраине Сибирской платформы в основании оселковой серии Присаянья (марнинская свита) [1] и дальнетайгинской серии Байкало-Патомского региона и западного склона Алданского щита (большепатомская, джемкуканская и ничатская свиты) [2] и объединяются в так называемый Среднесибирский гляциогоризонт. До последнего времени, на территории Прибайкалья – связующего элемента между «присаянскими» и «байкало-патомскими» разрезами – выделение Среднесибирского гляциогоризонта представляло определенные проблемы. Здесь сходные с тиллитами отложения были описаны [1, 3] по левому борту долины р. Бугульдейка в р-не устья р. Куртун (бугульдейская пачка). Однако положение этой толщи в стратиграфической последовательности не ясно, поскольку разрез представляет собой тектонический блок среди раннедокембрийских гранитоидов фундамента кратона и какие-либо его соотношения со стратифицированными образованиями неизвестны. Ранее при составлении ГКК-200 [4] эта толща была отнесена к хотской свите раннего–среднего протерозоя. Для вулканитов, включаемых в ее состав, был впоследствии доказан пермский возраст [5]. В работах [1, 6] бугульдейская пачка рассматривается в составе байкальской серии неопротерозоя (основание голоустенской свиты).

Положение тиллитоподобных пород (диамиктитов) в разрезах байкальской серии в р-не пос. Бол. Голоустное более определено, однако не бесспорно. Здесь диамиктиты отмечены по левому борту пади Озерко [7], где они сильно тектонизированы и локализованы между породами кристаллического фундамента и доломитами голоустенской свиты. Однако на этом участке коренные выходы диамиктитов и вмещающих пород разделены крупными задернованными участками, при этом восточнее на гранитоиды фундамента с маломощным прослоем алевролитов в осно-

¹ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

вании налегают голоустенские доломиты, а какие-либо признаки диамиктитов отсутствуют.

В береговых разрезах оз. Байкал в р-не мысов Хомуты голоустенские доломиты (по нашим наблюдениям, проведенным в марте 2018 г.) подстилаются мощной (не менее 50–100 м) пачкой грубокластических пород и связаны с ними постепенным переходом через пачку доломитовых мергелей. Грубокластическая пачка здесь представлена преимущественно кварцевыми гравелитами с серо-зеленым песчаным матриксом, ее контакт с породами фундамента не обнажен, а диамиктиты, которые (теоретически) можно интерпретировать как ледниковые отложения, встречены в единственном маломощном прослое. Южнее устья р. Бугульдейка (~7 км) в обнажениях борта оз. Байкал грубокластическая пачка основания голоустенской свиты вновь «пропадает» из разреза, и на кристаллический фундамент с неясным контактом налегают доломиты. При этом, однако, «следы присутствия» гравелитов, аналогичных таковым из разрезов мысов Хомуты, отмечаются в аллювии ручьев, секущих структуру.

Во всех приведенных примерах толщи, которые возможно интерпретировать как тиллиты, характеризуются полимиктовым составом грубокластической части, присутствием несортированных обломков разной степени окатанности при преобладании матрикса, имеющего алевро-песчаную размерность и зеленовато-серую окраску.

Летом 2018 г. нами был совершен рекогносцировочный маршрут по водораздельному хребту между долинами рек Хейрем и Риты (р-н мыса Рытый), где на высоте ~1650 м вскрывается нижняя часть голоустенской свиты и ее контакт с породами фундамента [8].

В водораздельной части хребта, ориентированного в меридиональном направлении, встречены развалы гранитоидов, сменяющиеся к северу аркозовыми гравелитами. Далее к северу и ниже по склону (в правом борту долины р. Риты) в серии коренных выходов наблюдается контакт пачки диамиктитов и подстилающих пород. Подстилающие породы здесь представлены кварцитовидными песчаниками (рисунок, Б, В). В других случаях диамиктиты подстилаются маломощным прослоем алевролитов (10–30 см) и невыдержанными линзами гравелитов, выполняющими карманы в породах фундамента. По борту долины р. Риты пачка диамиктитов, имеющая мощность от 2 до 4 м, прослеживается по простиранию не менее чем на 200 м (рисунок, А) и повсеместно с резким контактом перекрывается пачкой серых и кремовых, часто брекчированных слоистых доломитов мощностью около 30 м, сменяющихся вверх по разрезу красноцветными ламинарными мергелями. Ламинарные мергели частично задернованы, и в связи с достаточно интенсивной тектоникой (наличие приразломных изоклинальных складок, флексур и т.д.) оценить их мощ-

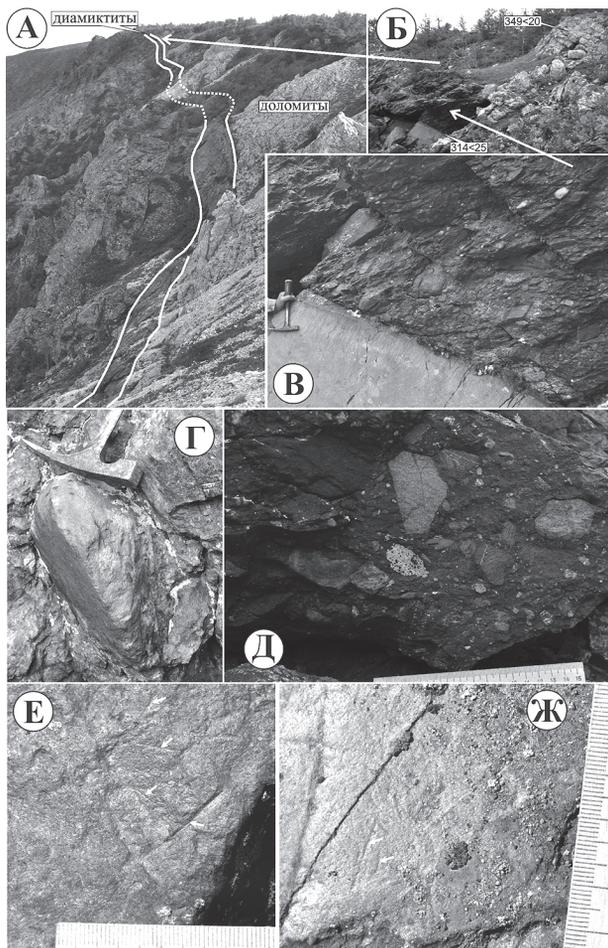


Рисунок. Разрез голоуспенской свиты в левом борту долины р. Риты. А – общий вид разреза (на юг); Б – фрагмент разреза, снизу-вверх: кварцитопесчаники – диамиктиты – доломиты (цифры – элементы залегания); В – контакт кварцитопесчаников и диамиктитов; Г – класт утюгообразной формы; Д – диамиктиты, увеличенный фрагмент (шкала 1 мм); Е и Ж – признаки ледниковой штриховки и ледниковые борозды на кластах диамиктитов

ность проблематично, однако она составляет, вероятно, не более первых десятков метров. После небольшого задернованного участка разрез надстраивается пестроцветной сланцево-карбонатной толщей, относимой

по [8] к средней–верхней части голоуспенской свиты, слагающей далее к северу видимую часть водораздельного хребта.

Диамиктиты характеризуются алевро-песчаным серо-зеленым матриком и полимиктовым составом грубой кластики. При полевых наблюдениях и при изучении шлифов в составе кластов установлены обломки кварца, кварцитопесчаников, вулканических пород, гранитоидов, габброидов, сланцев и филлитов. Обломки от угловатых до среднеокатанных, преобладают плохоокатанные, размер от гравийного до ~40 см, часто вытянутые или уплощенные, неориентированные и несортированные (рисунок, Д). Присутствуют обломки утюгообразной формы (рисунок, 1 Г), типичные для ледниковых отложений, на некоторых кластах обнаружены признаки ледниковой штриховки и ледниковые борозды (рисунок, Е, Ж).

Выявленные особенности строения диамиктитов позволяют со значительной степенью уверенности идентифицировать их как ледниковые отложения.

По красноцветным ламинарным мергелям нами получены рекогносцировочные палеомагнитные данные, свидетельствующие о низкоширотном (~8°) положении региона в начале голоуспенского времени. Полученный результат с новой остротой поднимает вопрос о «неопротерозойском климатическом парадоксе», т.е. присутствии ледниковых отложений в экваториальных широтах, что является, по нашему мнению, очередным указанием на несоответствие геомагнитного поля неопротерозойского времени модели Центрального Осевого Диполя, т.е. актуалистической модели поля.

Изучен изотопный состав углерода в карбонатном материале наддиамиктитовой части голоуспенской свиты (изучено ~9 0 м разреза). Светло-серые доломиты, залегающие непосредственно выше ледниковых отложений, характеризуются выдержанными значениями $\delta^{13}\text{C}$, укладывающимися в интервал $-2.9 - -3\%$ (VPDB), что типично для неопротерозойских «венчающих карбонатов» [11 и др.]. Выше по разрезу, в красноцветных ламинарных мергелях и карбонатно-сланцевой толще, значения закономерно «падают» до -5.2% . Близкий нисходящий тренд $\delta^{13}\text{C}$ был обнаружен ранее в разрезе голоуспенской свиты р. Чая [12], в постгляциальной последовательности основания кумах-улахской свиты бассейна р. Чара [11], а также в «венчающих карбонатах» оселковой серии Присяяня [13].

Таким образом, в результате проведенных работ в пределах Прибайкалья впервые достоверно установлено наличие и положение в стратиграфической последовательности региона Среднесибирского гляциогоризонта. Мы предполагаем, что отсутствие тиллитов в некоторых разрезах голоуспенской свиты и налегание на породы фундамента ее карбонатной

части почти без базальных терригенных уровней (падь Озерко) [7] может быть обусловлено расчлененностью предголоуспенского рельефа и низким уровнем моря, связанным с оледенением. В этом случае налегание доломитов на фундамент может маркировать наиболее возвышенные части суши раннегоуспенского времени, представлявшие области ледниковой эрозии, затопление которых и соответствующее накопление карбонатов были обусловлены подъемом уровня моря, вызванного дегляциацией. В свою очередь, наличие расчлененного рельефа в предголоуспенское время может свидетельствовать о проявлении активных тектонических процессов, обусловивших горообразование. В качестве наиболее вероятного процесса, который мог бы это реализовать мы рассматриваем неопротерозойскую (600 млн лет) [9, 10] коллизию структур ЦАСП (Байкало-Муйский пояс) и Сибирского кратона. Если это предположение верно, то возраст голоуспенской свиты должен быть <600 млн лет – в этом случае Среднесибирский гляциогоризонт должен соответствовать глобальному оледенению Гаскье (~580 млн лет), а не Марино (~635 млн лет), как это предполагается сейчас [1, 2 и др.], что требует пересмотра существующих стратиграфических схем.

Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ 17-05-00021.

Литература

1. *Советов Ю.К., Комлев Д.А.* Тиллиты в основании оселковой серии Присяня и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13. № 4. С. 3–34.
2. *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли: История, стратиграфическое значение и роль в биосфере / Отв. ред. М.А. Семихатов. М.: ГЕОС, 2015. 160 с. (Тр. ГИН; Вып. 61).
3. *Божко Н.А.* О присутствии тиллоидов в разрезе докембрия центральной части Западного Прибайкалья // Вест. МГУ. Геология. 1976. № 4. С. 106–108.
4. Геологическая карта СССР масштаб: 1 : 200 000, лист N-48-XXXV, серия: Прибайкальская, составлена: Бурятское геологическое управление. Ред. С.М. Замараев, 1962.
5. *Гладкочуб Д.П., А.М. Мазукабзов, Т.В. Донская, Б. де Вазле, А.М. Станевич, С.А. Писаревский* Проблема возраста и природы вулканитов Западного Прибайкалья, рассматриваемых в разрезе рифея Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 990–1002.
6. *Хабаров Е.М., Пономарчук В.А.* Изотопы углерода в верхнерифейских отложениях байкальской серии Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 10. С. 1019–1037.
7. *Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Постников А.А., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.* Основание байкальской серии в стратотипе: син- и постседиментационная история // ДАН. 2001. Т. 378. № 3. С. 370–374.

8. Геологическая карта СССР масштаб: 1 : 200 000 лист N-49-XIX, серия: Прибайкальская, составлена: Бурятское геологическое управление. Ред. Д.Ц. Цыренов, 1968.

9. 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.

10. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Ковач В.П., Богомолов Е.С., Федосеенко А.М. Возраст гранитоидов зоны сочленения Байкало-Муйского складчатого пояса и Каларского метаморфического террейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 2. С. 38–46.

11. Покровский Б.Г., Чумаков Н.М., Мележик В.А., Буякайте М.И. Геохимические особенности неопротерозойских «венчающих доломитов» Патомского палеобассейна и проблема их генезиса // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 644–661.

12. Покровский Б.Г., Буякайте М.И. Геохимия изотопов С, О и Sr в неопротерозойских карбонатах юго-западной части Патомского палеобассейна, Юг Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 2. С. 159–186.

13. Kaufman A.J., Sovetov J.K., Peek S., Sievers N., Agbebaku K. Carbon, oxygen, and strontium isotope stratigraphy of the Oselok Group, Sayan Mountains, Siberia // Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential: Guidebook on the post-conf. field trip to the East Sayan Foothills. Novosibirsk, 2–14 Aug. 2011. P. 230–239.

**Э.В. Шипилов¹, С.И. Шкарубо², М.В. Митяев³,
О.В. Козлова²**

Тектонический каркас окраинно-континентального плато Земля Франца-Иосифа

По результатам морских геолого-геофизических, сухопутных геологических и геоморфологических исследований приводятся данные о тектонике сводово-блокового поднятия арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), расположенного в северной части Баренцевоморской континентальной окраины на границе с Евразийским океаническим спрединговым бассейном.

¹ Полярный геофизический институт, Мурманск, Россия; shipilov@pgi.ru

² Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, Мурманск, Россия

³ Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск, Россия

В основу работы положены результаты анализа и интерпретации двух групп данных. Первую составляют материалы глубокого параметрического бурения на архипелаге ЗФИ, геомагнитного моделирования и сейсмо-разведки на прилегающем шельфе [2, 4, 6, 7, 10]. Во вторую входят материалы батиметрических и геоморфологических исследований [3, 12].

По результатам моделирования в глубинной структуре архипелага, помимо двух трогов ограничивающих его с запада и востока, обнаруживается достаточно глубокий (до 8–10 км) грабен в зоне пролива Австрийский канал (рис. 1). Он выражен главным образом в отложениях среднего–верхнего палеозоя, а вверх по разрезу в мезозойских отложениях, преобразуется в зональную бортовую сбросово-флексурную зону

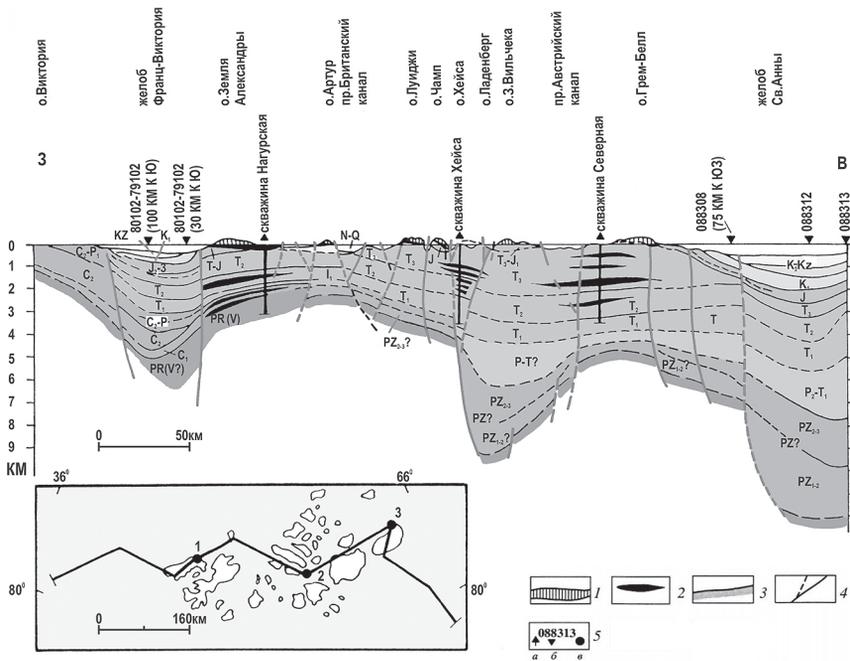


Рис. 1. Синтетический субширотный геолого-геофизический разрез арх. Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа по данным бурения на островах, геомагнитного моделирования и морских сейсмических исследований [6]. На врезке – расположение разреза.

1 – ледниковые образования и верхнечетвертичные отложения; 2 – пластовые тела базальтоидов J–K возраста; 3 – предполагаемое положение подошвы осадочного чехла/поверхности фундамента; 4 – разломы и нарушения; 5 – а – параметрические скважины, б – расстояние до пересечения с ближайшим сейсмическим профилем, в – положение скважин на профиле

расположенного к востоку триасового прогиба. По глубинной структуре вдоль профиля весь массив ЗФИ разделен грабенообразным прогибом и сопровождающими его разломами на две крупных глыбы (все СВ простирания), каждая из которых имеет сложную блоково-ступенчатую структуру. Судя по морфологии фундамента, нарастанию общей мощности палеозойско-триасовых отложений глыбы погружаются с северо-запада на юго-восток по направлению к Восточно-Баренцевскому мегапрогибу, что согласуется с моделью его рифтогенного развития в позднем девоне – карбоне.

Вместе с тем, особенности залегания триасово-нижнеюрских отложений, судя по данным бурения параметрических скважин (рис. 1), показывают картину обратного (с юго-востока на северо-запад) погружения по вышележащим юрско-меловым стратиграфическим уровням. Таким образом, массив ЗФИ в целом оказывается запрокинутым к северо-западу. На это указывает и характер избирательной площадной эрозии в большей степени затронувшей юго-восток архипелага, тогда как на его северо-западе меловые отложения сохранились в большем объеме.

В соответствии с трехчленным делением массива ЗФИ на блоки северо-восточного простирания в новейшей структуре архипелага вдоль линии профиля реконструируются три сводовых поднятия, которые в плане согласуются с тремя группировками островов – западной, центральной и восточной. Западное и восточное поднятия соответствуют блоковым поднятиям фундамента. Центральное представляет собой осложнение, возникшее в поле влияния флексурно-сбросовой зоны (вблизи о. Хейса), вероятно, при некотором схождении западного и восточного поднятий. Характеризуя общую асимметрию движений массива ЗФИ, следует отметить большую напряженность поднятий вдоль его южного ограничения и юго-восточного угла, обращенных к прогибам Св. Анны и Северо-Баренцевскому. Повышенная геодинамическая активность этих районов континентальной окраины отмечена слабыми землетрясениями [10].

На фоне рассмотренных элементов тектоники СВ ориентировки получил развитие структурный план с СЗ трендами, созданный в юрско-меловую тектономагматическую эпоху, связанную с доминирующим рифтогенно-спрединговым режимом, обусловленным деструктивным воздействием плюма на литосферу Арктики [1, 7]. Особенностью юрско-мелового структурного плана ЗФИ является не только его ортогональная наложенность на палеозойскую зональность, но и секущий по отношению к подстилающим структурам характер, нарушающий их сплошность. Эта специфика тектоники отчетливо отражена в рисунке аномалий магнитного поля. Архипелаг и прилегающий шельф в магнитном поле представлен ярко выраженными положительными полосовыми аномалиями

на отрицательном фоне все той же СЗ ориентировки [7]. Эти аномалии однозначно совпадают с дайками базальтоидов различной мощности и протяженности, штокообразными телами и подводными магматическими каналами, аккомодированными к зонам разломов. Следует отметить при этом, что палеозойская зональность ЗФИ в магнитном поле практически не просматривается.

Ввиду отсутствия сейсморазведочных данных на островах архипелага, по результатам батиметрических и геоморфологических исследований [3, 12] нами был составлен структурно-геоморфологический профиль СВ ориентировки вкрест простирания юрско-мелового структурного плана (рис. 2). Несмотря на экзарационные и эрозионные преобразования рельефа, гравитационно-оползневую тектонику на профиле между о-вами Мак-Клинтон и Земля Вильчека весьма отчетливо отображается рифтоподобная долина, представленная сочетанием грабенов и горстов, практически симметричная относительно поднятия о. Хейса. Это дает основание говорить об унаследованном характере новейшего рельефа и

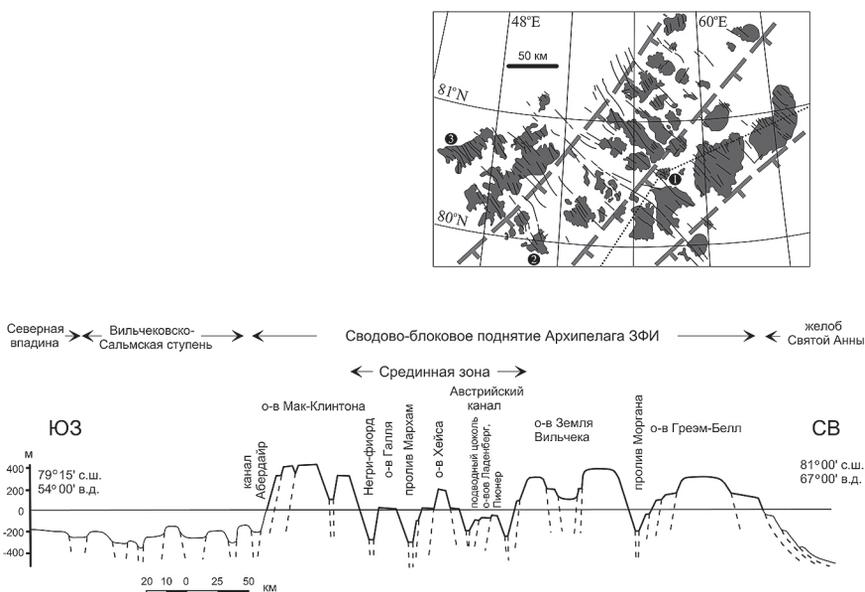


Рис. 2. Структурно-геоморфологический профиль через арх. Земля Франца-Иосифа. Составлен на основе карты [12]. На врезке: точечная пунктирная линия – положение профиля; толстая пунктирная линия с зубцами – разломы палеозойского заложения; тонкие линии – линеаменты аномалий магнитного поля, ассоциируемые с дайками [11]. Цифры в кружках – острова, упоминаемые в тексте: 1 – Хейса, 2 – Нортбрук, 3 – Земля Александры

подтверждает наш вывод о срединном положении этой зоны растяжения земной коры на архипелаге [7]. Радиологическое датирование базальтов из даек о. Хейса [7], как центра рифтовой зоны, показывает, что осевое растяжение происходило в интервале от 138 до 124 млн лет (начало раннего мела: валанжин–баррем).

Сведения о наличии структур растяжения в мезозойских комплексах осадочного чехла были получены в результате сейсморазведочных работ (МАГЭ) на южном шельфовом обрамлении ЗФИ. Здесь закартированы различные по размерам грабены и многочисленные проявления базальтоидного магматизма в виде даек, штоков и силлов (рис. 3).

Сейсмическим разрезом МОВ ОГТ (рис. 3) в юрско-меловом интервале осадочного чехла зафиксирован грабен с размером в поперечнике около 50 км. Вертикальная амплитуда смещения по ограничивающим его разломам наиболее ясно отмечается по опорным отражающим сейсмическим горизонтам, начиная от подошвы юры, затухая в апт-альбских отложениях. Практически под центральной частью грабена обнаруживается

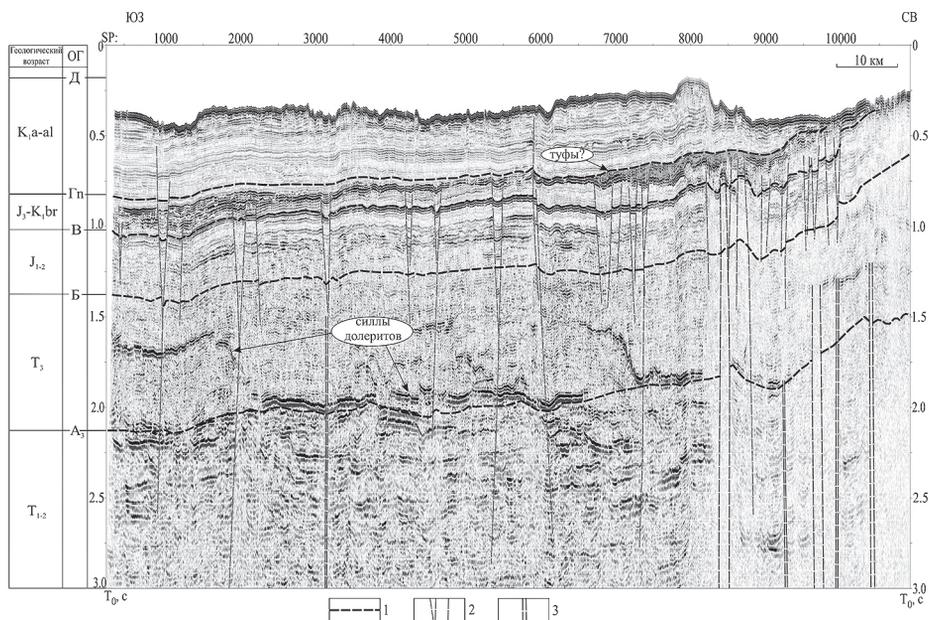


Рис. 3. Сейсмический разрез (МАГЭ) осадочного чехла южного шельфового обрамления арх. ЗФИ.

1 – основные сейсмические отражающие горизонты, 2 – разломы, 3 – дайки и подводящие магматические каналы. Слева – стратиграфическая приуроченность сейсмических горизонтов и комплексов отложений

вертикальная «засвеченная» зона (отсутствие отражений), интерпретируемая как подводящий канал магматогенного вещества, который венчается линзой вулканогенно-осадочного материала либо туфобрекчий. Фиксированное положение этой линзы в разрезе и связанный с ней интенсивный отражающий горизонт, тянущийся южнее, указывают на предбарремское время проявления этого магматического события, как и основной фазы образования грабена. Особенности строения, отчетливый подъем комплексов чехла в сторону ЗФИ позволяют говорить о том, что грабен был сформирован в условиях куполообразного воздымания и тектонического расчленения земной коры под воздействием плюма.

Описанный грабен укладывается в трассированную дайками полосу СЗ простирания, за пределами которой южнее дайки не прослеживаются, о чем свидетельствует и характер аномального магнитного поля. Вместе с тем, следует отметить, что на шельфе имеют место единичные дайки, которые отличаются ориентировкой, что указывает, видимо, на несколько их генераций, как это имеет место на о. Хейса [7].

Изложенное выше позволяет заключить, что современная блоковая структура архипелага и окружающего его шельфа обусловлена тектоническим каркасом диагональной системы разломов. Разломы северо-восточной ориентировки соотносятся с серией ступенчатых сбросов по направлению к депоцентру Восточно-Баренцевского мегабассейна на начальном рифтогенном этапе его образования в средне-позднепалеозойское время. Наличие довольно мощного комплекса триасовых образований на архипелаге дает основание считать, что этот район входил в состав мегадепрессии и являлся ее бортовой зоной с соответствующими режимами и темпами осадконакопления. Разломы северо-западного направления возникли в юрско-меловое время на тектономагматическом этапе, связанном с доминирующими рифтогенно-спрединговыми процессами в Арктике под воздействием плюма. Эти разломы на архипелаге и прилегающем шельфе контролируют довольно широкую (около 400 км) полосу растяжения, представленную чередованием грабенов и горстов, сочетающихся с трассами кулисообразно размещенных даек. Таким образом, был создан перекрестный структурный план сводово-глыбового поднятия, активизированный в неотектоническую эпоху развития океанических спрединговых бассейнов [5, 6, 9] и моделированный экзарационными и эрозионными процессами [8].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012 «Развитие геодинамической модели эволюции литосферы Арктики в мезозое-кайнозое в связи с научным обоснованием заявки России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа РФ в Северном Ледовитом океане».

Литература

1. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Базовая модель тектонического развития Арктики как основа для подготовки обновленной заявки России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 4–19.
2. Макарьева Е.М., Лопатин Б.Г. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист. Т-37-40 – Земля Франца-Иосифа (южные острова). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. С. 74–79.
3. Митяев М.В., Герасимова М.В. Геолого-тектонические, геоморфологические особенности строения и современные условия седиментации архипелага Земля Франца-Иосифа // Тр. Кольского научного центра РАН. Вып. 2. 2014. № 4 (23). С. 5–60.
4. Пискарев А.Л., Казанин Г.С., Куреев А.А. и др. Строение восточного борта Северо-Баренцевской впадины и перспективы открытия в регионе крупных месторождений нефти // Разведка и охрана недр. 2016. № 1. С. 44–48.
5. Шипилов Э.В. Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375–379.
6. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
7. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника Арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Аме́разийского бассейна // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2115–2142.
8. Шипилов Э.В., Тюремное В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозойе // ДАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.
9. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницин Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // ДАН. 2006. Т. 410. № 4. С. 506–511.
10. Шкарубо С.И., Шипилов Э.В., Костин Д.А. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист. Т-37-40 – Земля Франца-Иосифа (южные острова). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. С. 80–97.
11. Buchan K.L., Ernst R.E. // Hanski E., Mertanen S., Ramo T., Vuollo J. (eds.), Dyke Swarms: Time Markers of Crustal Evolution. Balkema Publishers, Rotterdam. 2006.

12. *Matishov G.G., Cherkis N.S., Vermillion M.S., Forman S.L.* Bathymetric Map of the Franz Josef Land Area. Scale 1:500 000. Colorado: Geol. Soc. Amer., 1995.

**М.В. Шитов¹, Ю.С. Бискэ¹, Т.Э. Багдасарян²,
И.В. Сумарева³**

Дифференцированные движения земной коры и сейсмичность Южного Приладожья в позднеледниковье–голоцене

При корреляции поздне- и послеледниковых отложений южного побережья Ладожского озера в рамках классической модели послеледникового поднятия Приладожья, с ее параллельными изобазамы почти постоянного заложения [1, 2], часто возникают непреодолимые противоречия: субазральные отложения (торф, погребенные почвы, культурные слои археологических памятников) оказываются расположены гипсометрически ниже, чем одновозрастные бассейновые. При этом, классическая модель находится в соответствии с представлениями о синхронном отступании ледника с территории Южного Приладожья [3, 4], а изолинии мощностей ошашковского ледникового покрова проводят параллельно южному берегу Ладожского озера [5, 6]. Поэтому, вне зависимости от действительных возраста дегляциации и мощности ледника, очевидно, что вся территория южного Приладожья должна теоретически находиться в области одинаковых скоростей послеледниковых поднятий. Известные факты в нарушение классической модели связаны с дифференцированными движениями.

Области распространения, амплитуды и возраст дифференцированных движений на южном побережье Ладожского озера были существенно детализированы на основе высокоточной палеогидрологической кривой изменений относительного уровня Ладожского озера в позднеледниковье–голоцене, полученной по высотным отметкам трансгрессивно-регрессивных контактов в 53 разрезах, обеспеченных 133 радиоуглеродными датировками, из которых 65 получены авторами (рис. 1). Все эти разрезы

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия; envigeo@yandex.ru

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

³ ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

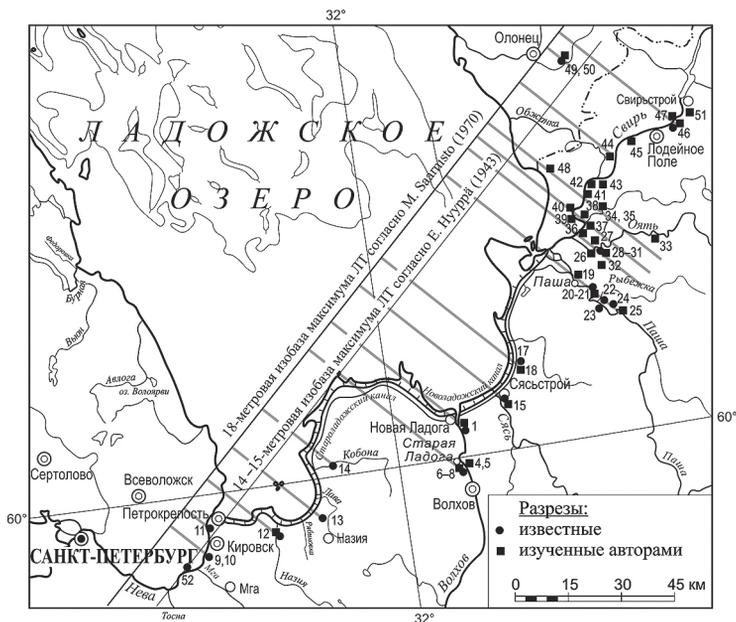


Рис. 1. Изобазы позднеголоценовой ладожской трансгрессии в классической модели последникового поднятия Южного Приладожья согласно [1, 2] и местоположение опорных разрезов позднеледниковых–голоценовых отложений района

теоретически находятся на 14–15-метровой изобазе позднеголоценовой ладожской трансгрессии, согласно Э. Хюппя [1], или на 18-метровой изобазе, по М. Саарнисто [2].

В результате установлено, что в раннем голоцене территория Южного Приладожья испытала быстрое слабо дифференцированное поднятие, амплитуда которого возрастает с северо-востока на юго-запад, что выражается в удренении раннеголоценового регрессивного контакта (подшва торфа в кровле бассейновых отложений) на одинаковых высотных отметках от 8.69 тыс. ^{14}C -л.н. в разрезе на р. Свирь в ур. Верхний Калач (рис. 1, разрез № 40) до 9.05–9.15 тыс. ^{14}C -л.н. на Оять у дер. Чегла (№ 26) и 9.51–9.55 тыс. ^{14}C -л.н. на Невском Пятачке (разрез № 9), причем по сравнению с юго-восточным Приладожьем исток Невы испытал относительное поднятие не менее чем на 4.5 м (рис. 2).

Для конца раннего – всего среднего голоцена в период 8.5–4.5 тыс. ^{14}C -л.н. никаких признаков дифференцированных движений не выявлено. Следовательно, уже к середине бореального времени скорости гляциоизо-

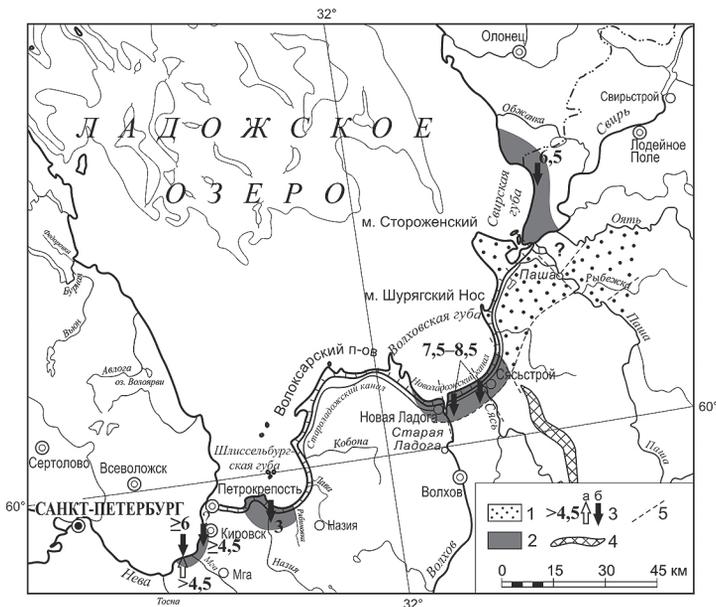


Рис. 2. Дифференцированные движения земной коры Южного Приладожья. 1 – стабильные или слабо поднимающиеся области; 2 – области позднеголоценовых опусканий; 3 – направление и амплитуда движений: а – раннеголоценовых, б – позднеголоценовых; 4 – гряда Массельга; 5 – предполагаемые нарушения

статического поднятия и собственно тектонических движений становятся настолько малыми, что они перестают улавливаться геологическими методами. Завершение периода тектонической стабильности совпадает по времени с начальной фазой ладожской трансгрессии около 4.5–4.0 тыс. ¹⁴С л.н.

Позднеголоценовые движения фиксируются в районе верхнего течения Невы на Невском Пятачке (№ 9), где амплитуда опусканий, определяемая по высотам субаэральных отложений относительно синхронного уровня воды, только за последние 2.5–2.3 тыс. ¹⁴С-лет составила не менее 4.5 м, что соответствует средней скорости около минус 1.9 мм в астрономический (календарный) год. Судя по данным из разреза на правом берегу Невы (№ 52) на гипотетическом Мгинско-Тосненском водоразделе, минимальная амплитуда опусканий там в период 3.2–2.2 тыс. ¹⁴С-л.н. составляет 4 м, а за последние 2.0 тыс. ¹⁴С-лет – не менее 2 м, то есть не менее 6 м за весь поздний голоцен (рис. 2). Позднеголоценовые опускания явственно проявляются в пределах Волхов-Сясьского сектора Ладожского

побережья и на юго-восточном побережье в северной части Свирской губы (рис. 2), где их амплитуды составляют соответственно около 7 м за последние 4.2 тыс. ¹⁴С-л.н. и 6.5 м за последние 4.0 тыс. ¹⁴С-л.н., что соответствует средней скорости –1.5 мм/год.

Указанные области позднеголоценовых опусканий разделены относительно стабильными или слабо поднимающимися участками побережья, один из которых, между мысами Шурыгский Нос и Стороженский, хорошо выражен в современном и дочетвертичном рельефе (Шурыгско-Стороженская морфоструктура). Таким образом, стабильные и поднимающиеся области южного Приладожья расположены в пределах осевой части Пашско-Ладожского авлакогена, для которой характерны горстобразные выступы и максимальная мощность рифейских отложений, которая испытывает резкие изменения на нарушениях северо-восточного простираия [7]. Позднеголоценовые опускания, за исключением верхнего течения Невы, напротив, локализованы на плечах рифта с минимальными мощностями и выклиниванием рифея.

Если опережающее раннеголоценовое поднятие района верхнего течения Невы еще можно объяснить влиянием быстрой деградации мало-мощного ледника в Приневской низменности, то активизация позднеголоценовых движений после более чем 4-тысячелетнего тектонически стабильного периода никак не может быть связана с компенсационными процессами. Это тем более очевидно, если учитывать, что максимальные скорость и амплитуда гляциоизостатического поднятия приходится на субгляциальные условия [8]. Вероятно, именно в таких условиях на фоне уже дифференцированных движений на западном плече Пашско-Ладожского авлакогена произошло образование 40-километровой радиальной трещины в леднике, где накопилась мощная толща флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений, которыми сложена известная гряда Массельга (рис. 2).

Период тектонической стабильности около 8.5–4.5 тыс. ¹⁴С л.н. соответствует, видимо, перестройке регионального поля напряжений от «гляциально-позднеледникового» к современному «межледниковому» типу, а начало опусканий в позднем голоцене знаменуют завершение этой перестройки и установление тектонического режима с преобладанием нисходящих движений на южном побережье Ладожского озера.

Учитывая плотностные, реологические и другие отличия пород фундамента и рифейского заполнения Пашско-Ладожского авлакогена, следует предполагать дифференцированный характер реакции блоков, ограниченных древними нарушениями в цикле оледенение–межледниковье. Многократное чередование оледенений и межледниковий на протяжении всего четвертичного времени предполагает, видимо, формирование усто-

явшейся системы движений без разрыва в виде флексур или с нарушением сплошности пород. В последнем случае, эти разрывы могут быть сейсмогенерирующими, что дает объяснение голоценовой сейсмичности Южного Приладожья [9], подтверждения которой недавно получены в ряде новых пунктов региона.

Литература

1. *Huypä E.* Beiträge zur Kenntnis der Ladoga und Ancylustransgressionen // Bull. Comm. Geol. Finl. 1943. № 128. P. 139–178.
2. *Saarnisto M.* The history of Finish lakes and Lake Ladoga // Commentationes Physico-Mathematicae. 1970. Vol. 41. № 4. P. 371–388.
3. *Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Strömberg B., Jansson K.N.* Deglaciation of Fennoscandia // Quat. Sc. Rev. 2016. Vol. 147. P. 91–121.
4. *Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne O.S., Mangerud J., Svendsen J.I.* The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. 2016. Vol. 45. P. 1–45.
5. *Fjeldskaar W., Lindholm C., John F. Dehls J., Fjeldskaar I.* Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia // Quat. Sc. Rev. 2000. Vol. 19. P. 1413–1422.
6. *Craig T.J., Calais E., Fleitout L., Bollinger L., Scotti O.* Evidence for the release of long-term tectonic strain stored in continental interiors through intraplate earthquakes // Geophys. Res. Lett. 2016. Vol. 43. P. 1–11.
7. *Дуркин А.Т., Вольфштейн П.М., Пухлякова С.С., Елиусеев А.А., Алексеев С.Г.* Особенности глубинного строения южной окраины Балтийского щита по субширотным региональным профилям Новая Ладога – Лодейное Поле – Ошта и Доможирово – Шамокша (Ленинградская область) по данным комплексных геофизических исследований // Геофизика XXI столетия: 2005 год. Сборник трудов Седьмых геофизических чтений имени В.В. Федынского. М., 2006. С. 48–56.
8. *Mörner N.-A.* Glacial Isostasy: Regional – Not Global // International Journal of Geosciences. 2015. Vol. 6. P. 577–592.
9. *Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Сумарева И.В.* Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. II. Параметры // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геол. география. 2010. Вып. 3. С. 18–28.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Летникова Е.Ф., Иванов А.И., Ветров Е.В., Бродникова Е.А.</i> Доордовикские осадочные бассейны Тувино-Монгольского микроконтинента и «тувинских» террейнов – родственники или соседи?	3
<i>Лосие В.М.</i> Новая модель формирования Сихотэ-Алинской складчатой системы	6
<i>Лубнина Н.В., Бычков А.Ю., Тарасов Н.А., Зверев А.Р.</i> Свекофенское перемагничивание докембрийских комплексов Карельского кратона: продолжительность и пространственное распространение	11
<i>Лукашов А.А., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Щербакова Е.Л., Доманская П.А.</i> Неотектоническое строение и модель развития погруженного плато и острова Сокотра (физическое моделирование)	15
<i>Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Пиис В., Миллер Э., Беляцкий Б.В.</i> Гранитоидный меловой магматизм Восточной Чукотки: состав, возраст и геодинамическая обстановка формирования	19
<i>Мазарович А.О., Ольшанецкий Д.М.</i> Оползни и новейшие движения на побережье Западной Камчатки (Точилинский разрез)	24
<i>Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В., Королева Г.С.</i> Роль древних структур в формировании новейших структур Сальско-Донского района.	28
<i>Манилов Ю.Ф., Иволга Е.Г.</i> Особенности строения литосферы Охотского и Японского окраинных морей по гравиметрическим данным	33
<i>Мануилова Е.А.</i> Структурно-геоморфологический анализ Западно-Сибирской плиты	37
<i>Маринин А.В., Деев Е.В., Тверитинова Т.Ю., Поречная Е.В.</i> Реконструкция палеонапряжений в зоне Катунского разлома (Горный Алтай).	39
<i>Маслов А.В., Подковыров В.Н.</i> Становление Родинии и влияние гранвильской орогении на формирование осадочных последовательностей рифея Северной Евразии.	44

<i>Медведева С.А.</i> Тектонические обстановки формирования рифейских нефтеносных отложений Алдано-Майского осадочного бассейна	47
<i>Мицу М.В.</i> Океанская кора мезоархейского медленно-спредингового хребта: строение, метаморфизм зоны спрединга, эклогитовый метаморфизм зоны субдукции (ассоциация Салма, Беломорская Эклогитовая Провинция) . . .	51
<i>Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.</i> Неопротерозойский основной вулканизм острова Врангеля – возраст и геодинамические обстановки формирования	56
<i>Молчанов А.Б., Гордеев Н.А.</i> Автоматизация структурно-геоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений Л.А. Сим	61
<i>Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Сухих Е.А.</i> Маркеры неотектонических движений в южной части Баренцевоморского шельфа	63
<i>Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А., Смутьская А.И.</i> О вертикальной структурной зональности в метаморфогенной коре (на примере Северного Приладожья)	67
<i>Москаленко А.Н., Рекашова М.В.</i> Реконструкция полей напряжений по малым структурным формам Кокджотского блока Малого Каратау (Южный Казахстан)	73
<i>Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.</i> Исследование формирования напряжённо-деформированного состояния эпиплатформенных орогенов с учётом влияния экзогенных (эрозионно-аккумуляционных) факторов	75
<i>Низовцев В.В.</i> Единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках	80
<i>Никишин А.М., Петров Е.И., Гайна К., Малышев Н.А., Фрейман С.И.</i> Тектонические реконструкции Арктического региона для позднеюрско-кайнозойского времени	83
<i>Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б., Зыков Д.С., Флейфель Л.Д., Родкин М.В., Королева А.О.</i> Три активные сеймотектонические зоны высшего ранга на севере Европейской части России: прогресс-репорт	86
<i>Овсяченко А.Н., Корженков А.М., Ларьков А.С., Рогожин Е.А.</i> Предварительные результаты исследований активных разломов и следов сильных палеоземлетрясений в районе г. Дербент	92
<i>Павленкова Г.А.</i> Структурные особенности земной коры Кавказа и природа их формирования	95

<i>Павленкова Н.И.</i> Структурные особенности литосферы континентов и океанов и их природа	98
<i>Павловская Е.А.</i> Структурный анализ северной части Хараулахского антиклинория (бассейны рек Босхо и Данил) . . .	102
<i>Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В., Браун М.</i> Петролого-термомеханическое моделирование субдукции при повышенной температуре мантии: особенности режима отступающих плит	106
<i>Петров Г.А., Маслов А.В.</i> Фрагмент субдукционно-аккреционного комплекса тиманид в северной части Квакушско-Каменногорского блока	109
<i>Подурушин В.Ф.</i> Неокомские структуры горизонтального сжатия в Ямало-Гыданском регионе	113
<i>Покалюк В.В., Ломакин И.Э., Шураев И.Н.</i> Тектонолинеamentные зоны восток-северо-восточного простирания как составной элемент регматогенного разломного каркаса Балкано-Черноморского региона	117
<i>Пономарева Т.А., Пыстин А.М., Кушманова Е.В.</i> Структурные особенности эколгитсодержащих комплексов Приполярного и Полярного Урала по гравимагнитным данным	121
<i>Попков В.И.</i> Строеие фундамента запада Туранской плиты (по материалам аэромагнитной съемки)	125
<i>Попков И.В., Попков В.И., Дементьева И.Е.</i> Региональные сдвиги Мангышлака	129
<i>Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В.</i> Структуры тектонической дезинтеграции гранитных массивов	133
<i>Пряткина Н.С., Худолей А.К., Эрнст Р.Э.</i> Характеристика погребенных частей фундамента Восточно-Сибирской платформы: результаты U-Pb-Hf исследования обломочных цирконов	138
<i>Прокотьев А.В., Ершова В.Б., Стокли Д.</i> Первые данные по (U-Th)/He низкотемпературной термохронологии обломочных цирконов (ZHe) из осадочных пород южной части Приколымского террейна (Верхояно-Колымская складчатая область)	141
<i>Проскурнин В.Ф., Петров О.В., Проскурнина М.А., Салтанов В.А., Лохов Д.К.</i> Раннекиммерийский посттрапповый магматизм Центрального сектора Арктики России – проблемы триасового орогенеза и горячего пятна Таймыра	144
<i>Пучков В.Н.</i> Значение Международной наземной опорной системы отсчета (ITRF) для актуогеодинамики	148

<i>Пушкарев Е.В.</i> Лерцолиты орогенного типа в меланже Главного уральского разлома (первые данные)	150
<i>Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Рязанцев А.В., Каменецкий В.С.</i> Анкарамитовый магматизм в истории геологического развития Урала	154
<i>Разницын Ю.Н.</i> Новая геодинамическая модель формирования углеводородного потенциала Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна	159
<i>Рассказов С.В., Чувашова И.С.</i> Рубежи эволюции мантии в Японско-Байкальском геодинамическом коридоре Азии по Рb-изотопным данным источников расплавленных аномалий новейшего геодинамического этапа.	163
<i>Рахматуллина А.С., Сим Л.А., Сабиров И.А.</i> Прогнозирование зон развития трещиноватости и неотектонические напряжения Прасковейско-Ачикулакской площади Северо-Кавказской НГП.	166
<i>Ребецкий Ю.Л.</i> Является ли общемантийная конвекция источником движения литосферных плит?	169
<i>Рогожин Е.А., Милюков В.К., Миронов А.П., Горбатилов А.В., Овсюченко А.Н.</i> Характеристики современных горизонтальных движений в зонах заметных землетрясений начала 21-го века в центральном секторе Большого Кавказа по данным GPS-наблюдений и их связь с глубинным строением земной коры	173
<i>Родионова А.В., Войтенко В.Н.</i> Геологическое строение и структурный контроль проявлений Малтанского рудного поля (Верхне-Индигорский район, республика Саха (Якутия) . . .	178
<i>Родкин М.В., Пуланова С.А., Рукавишников Т.А.</i> Свидетельства в пользу модели реализации массивированного нафтидогенеза по схеме проточного неравновесного химического реактора. . . .	181
<i>Романько А.Е., Имамвердиев Н.А., Прокофьев В.Ю., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Хейдари М., Рашиди Б.</i> Некоторые новые и прежние материалы по кайнозойскому магматизму и тектонике отдельных структур Восточного Ирана и Малого Кавказа; региональные проблемы.	186
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Паверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.</i> Уточнение возраста и стратиграфической позиции осадочных образований Багрушинских гор (Южный Урал) по результатам U/Pb датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов	188

<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Маслов А.В., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.</i> Ограничения на положение крупной магматической провинции в Колумбии по результатам U/Pb датирования детритовых цирконов из нижнерифейской бакальской и среднерифейской зигальгинской свит (Башкирское поднятие, Южный Урал)	194
<i>Рязанцев А.В., Пушкарёв Е.В., Пилицына А.В., Новиков И.А., Разумовский А.А.</i> Каменноугольные окраинно-континентальные рифтогенные комплексы Южного Урала (мафит-ультрамафитовый комплекс параллельных даек, редкометальные риолиты) . . .	200
<i>Ряполова Ю.М.</i> Модели формирования позднечетвертичных травертинов восточной части Горного Алтая и их связь с активными разломами	204
<i>Савин В.А., Пискарев А.Л.</i> Структура консолидированной коры континентальной окраины моря Лаптевых по результатам совместного моделирования сейсмических, гравитационных и магнитных данных.	207
<i>Савчук Ю.С., Волков А.В.</i> Геодинамические обстановки формирования крупных и суперкрупных орогенных месторождений золота	211
<i>Самсонов А.В., Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Арзамасцев А.А., Веселовский Р.В., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Егорова С.В., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В.</i> Неоархейский плюм «Печенгского типа» в северной Фенноскандии: дайки 2680 млн лет в Мурманском кратоне.	216
<i>Самсонов А.В., Богданова С.В., Спиридонов В.А., Постников А.В., Ларионов А.Н., Застрожная О.И., Кузьмин А.Н.</i> Главные этапы формирования архейской коры Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона: геохронологические и изотопно-геохимические данные	220
<i>Сафонов Ю.Г.</i> Тектонические и геодинамические аспекты металлогении золота и урана	224
<i>Сенцов А.А.</i> Современная геодинамика и зоны возможных очагов землетрясений территории Фенноскандинавского щита, установленные с помощью компьютерного моделирования	228
<i>Сергеева В.М., Лейченко Г.Л.</i> Сравнение процессов формирования двух сопряженных пар пассивных континентальных окраин Ньюфаундленда–Иберии и Австралии–Антарктиды	234

<i>Сим Л.А., Рахматуллина А.С., Маринин А.В.</i> Неотектонические напряжения, разломная тектоника и нефтегазоносность Восточного Предкавказья.	237
<i>Симонов В.А., Карякин Ю.В., Котляров А.В.</i> Условия генерации базальтовых магм архипелага Земля Франца-Иосифа	242
<i>Симонов Д.А., Брянцева Г.В.</i> Неотектонические реконструкции Керченского полуострова на основе морфоструктурного анализа	247
<i>Сколотнев С.Г., Петров Е.И., Корнийчук А.В.</i> К вопросу о тектонической истории формирования осадочного разреза акустического фундамента поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан)	250
<i>Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н.</i> Структура и геодинамика Индигиро-Охотского звена сейсмического пояса Черского . . .	254
<i>Соколов С.А., Гайдаленок О.В., Тесаков А.С., Фролов П.Д., Трифонов В.Г.</i> Новые данные о тектоническом строении и стратиграфии нижнеплейстоценовых отложений азовского побережья Таманского полуострова	258
<i>Соколов С.Ю.</i> Признаки глубинной дегазации в осадочной толще восточного борта хребта Книповича	262
<i>Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А., Гиляев Р.М., Шелков Е.С., Книппер А.А.</i> Роль сдвиговых бассейнов Енисей-Хатангского прогиба в формировании черных сланцев баженовского горизонта.	266
<i>Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В., Арзамасцев А.А., Егорова С.В., Веселовский Р.В., Ларионова Ю.О., Ерофеева К.Г., Стифеева М.В.</i> Дайки 2505 млн лет Кольской и Мурманской провинций Фенноскандии: геохронология, геодинамические следствия	270
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Положение Аkitканского вулканического пояса по отношению к структуре кристаллического фундамента.	274
<i>Суханова Т.В., Макарова Н.В., Десятков Д.О., Стафеев А.Н.</i> Соотношение современного рельефа и новейшей структуры Крыма с палеозойскими структурами.	278
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Проблема возраста зеркал скольжения и деформационные циклы	282
<i>Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Хотылев А.О., Прудников И.А., Володина Е.А., Мосейчук В.М.</i> Землетрясения 2018 года в Катав-Ивановске (Южный Урал): кинематика инициирующих разрывов.	286

<i>Терехов Е.Н., Балугев А.С.</i> Особенности строения и эволюции зон аккомодации континентальных рифтовых систем (на примере Внешних островов Финского залива)	290
<i>Травин В.В., Козловский В.М.</i> Об использовании даек базитов для изучения эволюции Беломорского подвижного пояса	295
<i>Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Летникова Е.Ф., Каньгина Н.А., Данукалов Н.К., Иванов А.В.</i> Возраст, строение и состав «древнейших» комплексов Улутауского докембрийского массива (Центральный Казахстан)	298
<i>Третьяков А.А., Пилицына А.В., Каньгина Н.А.</i> Источники докембрийских магматических комплексов сиалических массивов Южного Казахстана	302
<i>Трифонов В.Г., Соколов С.Ю.</i> Отражение тектонической зональности и сегментации центральной части Альпийско-Гималайского пояса в структуре верхней мантии	305
<i>Турова Е.С., Алексеева А.К., Басов В.А., Косько М.К., Нехорошева Л.В., Соболевская Р.Ф., Турова А.В.</i> Геология геодинамического полигона острова Анжу: актуализация стратиграфической модели	309
<i>Турова И.В.</i> Палеосейсмичность в областях регионального сжатия (на примере Прииссыккуля и Юго-Восточного Алтая).	314
<i>Тучкова М.И., Шокальский С.П., Соколов С.Д., Петров О.В., Сергеев С.А., Моисеев А.В.</i> Триасовые песчаники поднятия Менделеева, Чукотки и острова Врангеля – отложения единого осадочного бассейна в раннем мезозое	316
<i>Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Мамонтов Д.А.</i> Аномальные палеомагнитные направления в пограничных пермотриасовых отложениях Русской плиты как возможный магнитостратиграфический маркер при проведении локальных и региональных корреляций	318
<i>Фролова Н.С., Кара Т.В., Читалин А.Ф., Чернецкий А.Г.</i> Аналоговое моделирование сложных сдвиговых зон. Пример Баимской рудной зоны (Западная Чукотка)	320
<i>Хромых С.В., Котлер П.Д., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Крук Н.Н.</i> Раннепермский (300–270 млн лет) магматизм Восточного Казахстана: результат сочетания плейт- и плюм-тектонических факторов	325
<i>Худолей А.К., Алексеев Д.В., Москаленко А.Н., Кушнарёва А.В.</i> Структурные ансамбли и кинематическая характеристика эклогитоносного гранито-гнейсового комплекса в зоне	

раннеордовикской континентальной субдукции: Актюз, Северный Тянь-Шань, Кыргызстан	328
<i>Худолей А.К., Алексеев Д.В., Семилеткин С.А.</i> Возраст и источники сноса докембрийских терригенных толщ Малого Каратау и Таласского Алатау	331
<i>Цай О.Г.</i> База данных разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий	334
<i>Черных А.А.</i> Крупные сдвиговые зоны в процессе формирования Амеразийского бассейна Северного Ледовитого океана	339
<i>Шайхуллина А.А., Булычев А.А., Гилод Д.А.</i> Особенности геолого-геофизического строения и тектоническое положение подводных поднятий центральной части Индийского океана	343
<i>Шацлло А.В., Латышева И.В., Колесникова А.А.</i> Тиллиты основания байкальской серии – новое местонахождение и предварительные хеомстратиграфические и палеомагнитные данные по карбонатным постгляциальным толщам (Прибайкалье, разрез Риты)	346
<i>Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Митяев М.В., Козлова О.В.</i> Тектонический каркас окраинно-континентального плато Земля Франца-Иосифа	351
<i>Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Багдасарян Т.Э., Сумарева И.В.</i> Дифференцированные движения земной коры и сейсмичность Южного Приладожья в позднеледниковье–голоцене	358

Научное издание

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ
КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ**

Материалы LI Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 10.01.2019
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 23,0 п.л. Тираж 200 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г. Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.