

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

ТЕКТОНИКА СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ ОКЕАНОВ И ИХ ОКРАИН

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

Том 1

Москва
ГЕОС
2017

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 67

Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пуцаровского. М.: ГЕОС, 2017. 280 с.

ISBN 978-5-89118-731-3

Ответственный редактор

К.Е. Дегтярев

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

На 1-ой стр. обложки: академик РАН Ю.М. Пуцаровский (фото из архива ГИН РАН)

ББК 26.323

© ГИН РАН, 2017

© ГЕОС, 2017

**Признаки новейшей активизации Северного Приладожья
– палеопротерозойской активной окраины
Карельского кратона**

Северное Приладожье, расположенное на юго-восточном фланге линейно-амонитной Раахе-Ладожской зоны, разделяющей архейский Карельский кратон и раннепротерозойский свекофеннский складчатый пояс, относится к областям выхода докембрийских комплексов, испытавших полистадийную деформационно-метаморфическую эволюцию в эпоху карельского тектогенеза. Представляется вероятной синхронность главных деформационных событий и этапов мигматитообразования, имевших место на территории Приладожья 1.88–1.86 млрд лет назад [1], когда на юго-западной границе Карельского кратона формировались надсубдукционные островные дуги [2]. Анализ структурных соотношений складок и наложенных текстур позволяет сделать вывод о последовательности деформационных событий, сопровождавшихся существенными структурно-вещественными перестройками пород ладожского комплекса [3]. По-видимому, многочисленные зеркала тектонического скольжения, с которыми связано преобразование метатурбидитов ладожской серии в тонко-листоватый матрикс глинки трения, содержащей значительное количество слюдястых минералов, отражают основные этапы структурно-кинематической эволюции ладожского комплекса. Анализ массовых замеров зеркал скольжения дает возможность реконструировать положение главных нормальных осей напряжения. По кинематическим типам все зеркала скольжения можно разделить на 4 группы: в группу А объединены зеркала со сдвиго-сбросовой кинематикой, интерпретируемые как структуры рифейского возраста, развивавшиеся во время раскрытия Ладожского авлакогена, простирающегося в северо-западных румбах. К группе Б относятся зеркала преимущественно субширотного простираения со взбросо-сдвиговой кинематикой, образующие сопряженные пары. Возможно, соответствующий им тип напряженного состояния проявился в течение четвертого деформационного этапа, на протяжении которого формировались складки и разрывные нарушения аналогичного простираения. Сопряженные взбросо-сдвиги

¹ МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия, Agibalo@yandex.ru

групп В и Г могут быть связаны со складками второй и третьей генерации, возникших при субширотном и юго-восточном сжатии (рисунок).

Применение метода П.Н. Николаева позволило определить положение осей максимального сжатия и растяжения во время формирования трещин в метатурбидитах ладожской серии, которое, в целом, коррелирует с результатами обработки замеров зеркал скольжения. На непосредственную взаимосвязь трещиноватости и современного рельефа указывают данные геоморфологического дешифрирования детальных топографических карт масштаба 1 : 20 000, которое показало соответствие доминирующих ориентировок линеаментов и направлений простирания трещин вблизи точек замера. Кроме того, отмечено закономерное усложнение рисунка линеаментного поля, согласующееся с увеличением количества статистически значимых направлений простирания трещиноватости и докембрийских разрывных нарушений в субмеридиональном направлении, что может быть связано с последовательным изменением общего структурного плана и усилением текстурно-вещественных преобразований пород при переходе в более высокотемпературные (южные) зоны метаморфизма. Приведенные данные позволяют поставить вопрос об унаследованном характере развития рельефа и избирательной активизации докембрийских дизъюнктивных структур, к которым нередко приурочены хорошо выраженные на космических снимках и топографических картах линеаменты. Некоторые из характерных для Приладожья «V»-образных пересечений проявленных в рельефе линейных зон могут быть связаны с активизацией докембрийских структур, например, пересекающихся под острым углом разрывных нарушений, являющихся отличительной особенностью деформационного стиля раннепротерозойских метаосадочных пород, выходящих на дневную поверхность на полуострове Хуннука. Другие «V»-образные структуры можно объяснить унаследованным характером развития ранних изоклинальных складок и интерференционных структур, сформировавшихся при наложении складок двух генераций. Одна из таких крупных грибовидных интерференционных форм, расположенная на острове Риеккалансари, проявлена в рельефе как треугольная структура. Архейским гранито-гнейсовым куполам (Коккасельскому, Мурсульскому, Кирьяволахтинскому), фрагментированным на отдельные блоки разрывными нарушениями, соответствуют кольцевые структуры, нарушенные ослабленными зонами, разделяющими разновысотные участки. Возможно, формирование сводово-блокового строения в новейшее время обусловлено активизацией куполовидных выступов фундамента, развивающихся как растущие поднятия.

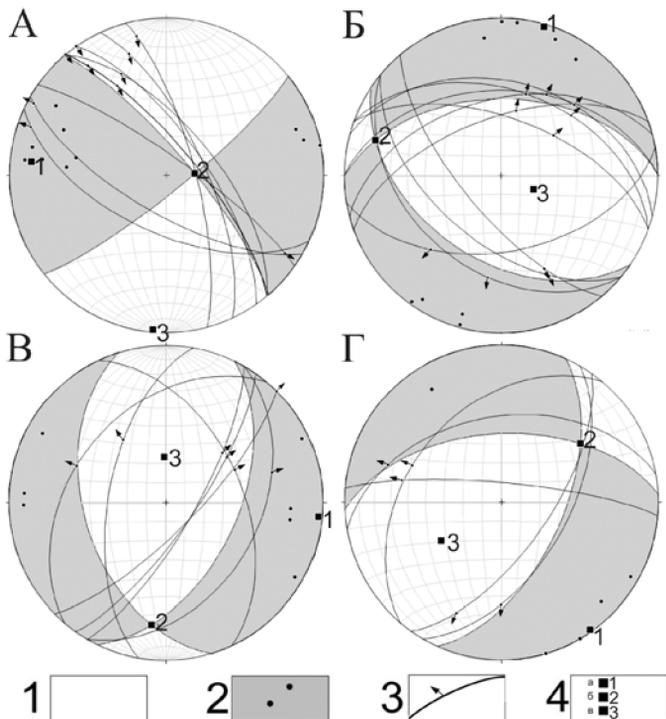


Рисунок. Положение главных нормальных осей напряжения, определенных по массовым замерам зеркал скольжения (верхняя полусфера)

1 – область растяжения; 2 – область сжатия (кругами обозначено положение осей сжатия); 3 – ориентировка поверхности зеркала скольжения и направления смещения по нему; 4 – наиболее вероятные положения главных нормальных осей: а – сжатия, б – промежуточной, в – растяжения. Буквами обозначены группы зеркал скольжения, относящиеся к разным кинематическим типам

Значительное количество выделенных на территории Приладожья сейсмогенерирующих структур приурочено к древним разрывным нарушениям [5], имеющим прямое отражение в рельефе. К одним из наиболее ярких примеров таких сейсмолинеаментов относится Восточно-Ладожский разлом рифейского возраста, об активности которого на современном этапе свидетельствует Салминское землетрясение 30 ноября 1921 года магнитудой около 4 [4].

Таким образом, характер взаимосвязи рельефа и геологического строения, сейсмические события, взаимосогласованность пространственного рисунка трещиноватости, разрывных нарушений и линеамен-

тов указывает на фрагментарную активизацию пликативных и дизъюнктивных структур Приладожья, сформировавшихся в эпоху карельского тектогенеза в обстановке активной континентальной окраины.

Литература

1. Азимов А. О., Морозов Ю. А. Стадийность формирования пликативных и дизъюнктивных структур в области развития палеопротерозойского ладожского комплекса и их активизация в новейшее время // Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН 25–26 апреля 2016 года. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2016. С. 14.

2. Кулешевич Л.В. Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения // Материалы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез северо-запада России». Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2007. С. 207–210.

3. Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–25.

4. Никонов А.А. Восточно-Ладожское землетрясение 30 ноября 1921 года // Физика Земли. 2005. № 7. С. 1–5.

5. 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: Изд-во Технического института СВФУ, 2015. С. 243–251.

**П.Я. Азимов¹, А.А. Разумовский², А.В. Орлова^{2,3},
Е.В. Хаин², А.А. Федотова^{2,3}**

Метаморфизм и деформации пород западной части Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье): связь с этапами развития окраинно-континентальной области

Байкало-Муйский пояс (БМП) – неопротерозойский тектонический коллаж, один из сегментов Циркум-Сибирского пояса офиолитов и островодужных комплексов [6, 8, 10]. Магматические и высокоградные

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

метаморфические комплексы глубинных уровней окраинно-континентальных структур выведены в БМП на уровень эрозионного среза. Условия метаморфизма позволяют восстановить геодинамические обстановки формирования этого коллажа. На северо-западном побережье Байкала, в междуречье Слюдянка – Рель, в породах БМП ранее установлен полиметаморфизм [2, 7, 9], однако условия и последовательность метаморфических событий остаются спорными. По структуре, составу протолита и метаморфической истории мы выделяем три домена (рисунок).

(1) **Слюдинский домен** сложен преимущественно амфиболитами с реликтами Fe-Ti габброидов Слюдинского массива. Амфиболиты интенсивно рассланцованы и мигматизированы, могут содержать *Grt*, *Bt*, *Czo*. По условиям метаморфизма отвечают средне- и высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений. Среди амфиболитов известны реликтовые тела *Grt-Cpx* “эклогитоподобных” пород [7, 9], отвечающие условиям гранулитового метаморфизма высоких давлений (пиковые условия этапа высокobarного метаморфизма), и реликты *Cum* [2], указывающие на этап низкobarного метаморфизма амфиболитовой фации. Слюдинский домен имеет линейную форму, вытянут в СВ направлении (параллельно сланцеватости).

(2) **Богучанский домен** сложен чередующимися гранулитами кислого, среднего и основного составов, амфиболитами и гнейсогранитами по ним. Для средних и основных гранулитов характерны парагенезисы $Opx+Cpx+Pl\pm Qtz$ и $Opx+Cpx+Hbl\pm Ol\pm Spl$, а для кислых – $Pl+Qtz+Opx\pm Kfs\pm Cpx\pm Bt$ [5, 9, 10]. *Grt* в гранулитах и амфиболитах отсутствует. Домен имеет субизометричную форму с преимущественно СЗ простираниями пород, дискордантными по отношению к структурам БМП. Для гранулитов Богучанского домена получены значения возраста 617 ± 5 [1] и 640 ± 7 млн лет [10]. Минеральные парагенезисы пород домена указывают на метаморфизм низких-умеренных давлений. Наложение метаморфизма повышенных давлений на низкobarные гранулиты, установленное лишь в зоне, переходной к Слюдинскому домену, проявилось в появлении реакционных *Grt* кайм вокруг зёрен *Px* [7].

(3) **Лударский домен** сложен мигматизированными амфиболитами и *Hbl* гнейсами. Структуры домена ориентированны субмеридионально. *Grt* в амфиболитах не установлен. В зонах рассланцевания обычны *Ms*- и *Ep*-содержащие парагенезисы.

Нами определены *P-T*-условия высокотемпературного амфиболитового метаморфизма повышенных давлений в Слюдинском домене ($700-750^\circ\text{C}$ и $10-12$ кбар) и гранулитового метаморфизма низких давлений в Богучанском домене ($700-900^\circ\text{C}$ и $\leq 5-7$ кбар). Близкие значения усло-

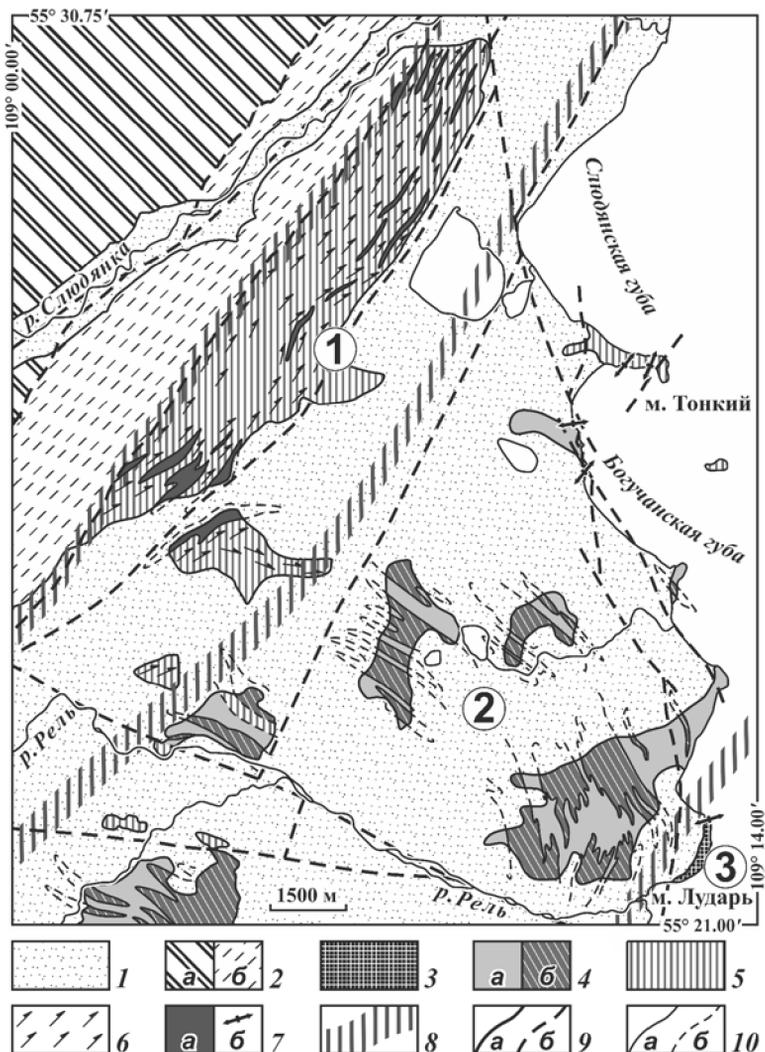


Рисунок. Схема геологического строения западного берега оз. Байкал между речья Слюдянка – Рель (с использованием данных группового геологического картирования Сафронова и др. (1969) и [4])

1 – четвертичные отложения; 2: *а* – метаморфические образования Олокинской зоны, *б* – милониты Мамско-Нюрундуканского разлома; 3–7 – неопротерозойские образования Байкало-Муйского пояса: 3 – мигматизированные амфиболиты и ассоциирующие гранитоиды; 4: *а* – двупироксеновые гранулиты и амфиболиты по ним, *б* – эндербиты, чарнокиты и гнейсы по ним; 5 – габбро, троктолиты, перидотиты;

6 – зоны амфиболитизации; 7 – тела комплекса гранодиоритов–лейкогранитов: *a* – в масштабе схемы, *б* – вне масштаба; 8 – границы структурно-вещественных доменов (цифры в кружках, домены: 1 – Слюдинский, 2 – Богучанский, 3 – Лударский); 9 – разрывные нарушения: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые; 10 – геологические границы: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые

вий гранулитового метаморфизма получены А.А. Цыганковым [9]. Отсутствие подходящих парагенезисов не позволяет провести термобарометрические исследования условий амфиболитового метаморфизма в Лударском домене, однако интенсивная мигматизация позволяет предполагать, что пиковые значения *P* и *T* отвечали условиям высокотемпературной амфиболитовой фации, а регрессивные изменения происходили в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Представленные данные указывают, что наиболее ранним был гранулитовый метаморфизм низких давлений, на который наложились регрессивные преобразования амфиболитовой фации (тоже низких давлений). В дальнейшем Богучанский домен вёл себя как жёсткий блок, благодаря чему в нём сохранились минеральные парагенезисы и структуры раннего метаморфизма. Во время позднего (высокобарного) метаморфического события Слюдинский домен, как следует из работы [3], был надвинут на Богучанский. *P–T*-условия метаморфизма Слюдинского домена указывают на режим коллизии.

Таким образом, в западной части Байкало-Муйского пояса устанавливаются по крайней мере два последовательных тектоно-метаморфических события, достигавших уровня гранулитовой фации: (1) ранее, низкобарное и (2) позднее, высокобарное. Оба события сопровождалось преобразованиями регрессивной стадии. Первое из этих событий мы связываем с ранней сдвигово-надвиговой стадией конвергенции структур тектонического коллажа и края кратона, второе – с коллизией Сибирского кратона и тектонического коллажа, консолидированного к концу неопротерозоя.

Работа поддержана грантом РФФИ № 16-35-00600 и программой I.5П Президиума РАН.

Литература

1. Амалин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш. и др. Вендский возраст эн-дербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства // ДАН. 2000. Т. 371. № 5. С. 652–654.

2. Добрецов Н.Л., Габов Н.Ф., Волкова Н.И., Картавченко В.Г. Особенности метаморфизма толщ района Холоднинского месторождения (Северное Прибайка-

лье) и некоторые критерии их рудоносности // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 56–69.

3. *Добржинская Л.Ф.* Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.

4. *Конников Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.

5. *Макрыгина В.А., Конева А.А., Пискунова Л.Ф.* О гранулитах в нюрундуканской серии Северного Прибайкалья // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 1. С. 195–201.

6. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.* Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Гео-тектоника. 2007. № 6. С. 23–51.

7. *Скублов С.Г.* Нюрундуканский мафический комплекс Северо-Западно-го Прибайкалья: состав, структура, петрогенезис. Автореф. канд. дис. СПб., 1994. 21 с.

8. *Федотова А.А., Разумовский А.А., Хаин Е.В. и др.* Этапы формирования магматических комплексов позднего неопротерозоя запада Байкало-Муйского пояса // Геотектоника. 2014. № 4. С. 44–66.

9. *Цыганков А.А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.

10. *Kröner A., Fedotova A.A., Khain E.V. et al.* Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 111. P. 138–160.

**Г.Н. Антоновская¹, И.М. Басакина¹, Н.К. Капустян^{1,2},
Е.А. Рогожин²**

О связи новейших сейсмических данных с геолого-геофизическими полями и строением литосферы Баренцевоморского региона

Развертывание сейсмологических наблюдений в Арктике, в том числе установка новых пунктов на арктических островах, существенно изменяет представление о сейсмичности региона [1]. Особенностью этих работ является то, что землетрясения относительно слабые (m_b от 0.9

¹ ФГБУН Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики (ФИЦ-КИА) РАН; essm.ras@gmail.com

² ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН

до 6.6, представительная магнитуда 2.9 [2]), станции расположены не оптимальным образом относительно очагов и их количества, особенно на территории РФ, явно недостаточно. Кроме того, наблюдения охватывают всего 20-летний период. Все это позволяет в настоящее время достаточно хорошо лоцировать события по площади (точность переменная, но в среднем не хуже 5–10 км), но при этом не удастся определять глубины очагов. Это не позволяет полноценно связать строение литосферы с горизонтами выделения сейсмической энергии, тем самым существенно затрудняет тектонические построения. Целью работы является попытка сопоставить распределение сейсмичности по площади с имеющимися данными о глубинном строении, что является путем к пониманию геодинамики региона. Рассматривается так называемый Евро-Арктический сектор Арктики в пределах Баренцевоморского региона. Для этого были составлены два профиля: меридиональный и широтный, секущие исследуемый район. Используются данные глубинных геолого-геофизических разрезов по геотраверсам земной коры и верхней мантии [3–8] и привлечена информация о пространственном распределении значений теплового потока [9–11]. Были составлены сводные разрезы вдоль профилей А-В и С-Д (рис. 1, 2), которые отражают основные черты строения литосферы этого региона и дают возможность найти связь сейсмичности, плотности теплового потока с активностью геодинамических процессов.

Меридиональный профиль А-В (рис. 1) пересекает: СОХ (хребет Гаккеля), абиссальную ступень (котловина Нансена), Баренцевоморский шельф, часть Балтийского щита, Беломорский шельф и континентальное поднятие Восточно-Европейской платформы. Широтный профиль С-Д (рис. 2) – Свальбардскую антиклизу, Северо-Баренцевскую впадину, Северо-Карская синеклизу и Таймырско-Северо-Земельскую складчатую систему. Вдоль сводных профилей представлены графики теплового потока, интерполированные нами, и нанесены эпицентры землетрясений.

Сопоставление сейсмичности и приведенных геолого-геофизических полей показывает следующее. На разрезе А-В рифтовую долину хребта Гаккеля образуют породы океанического фундамента со скоростями более 7.5 км/с [3]. Повышенные значения теплового потока и приуроченность к структуре эпицентров большого количества землетрясений указывает на их рифтогенную природу и, следовательно, мелкофокусность (первые километры коры).

В осадочном слое над океаническим фундаментом присутствуют несколько стратиграфических комплексов, мощность которых возрастает в направлении Баренцево-Карской континентальной окраины. В котло-

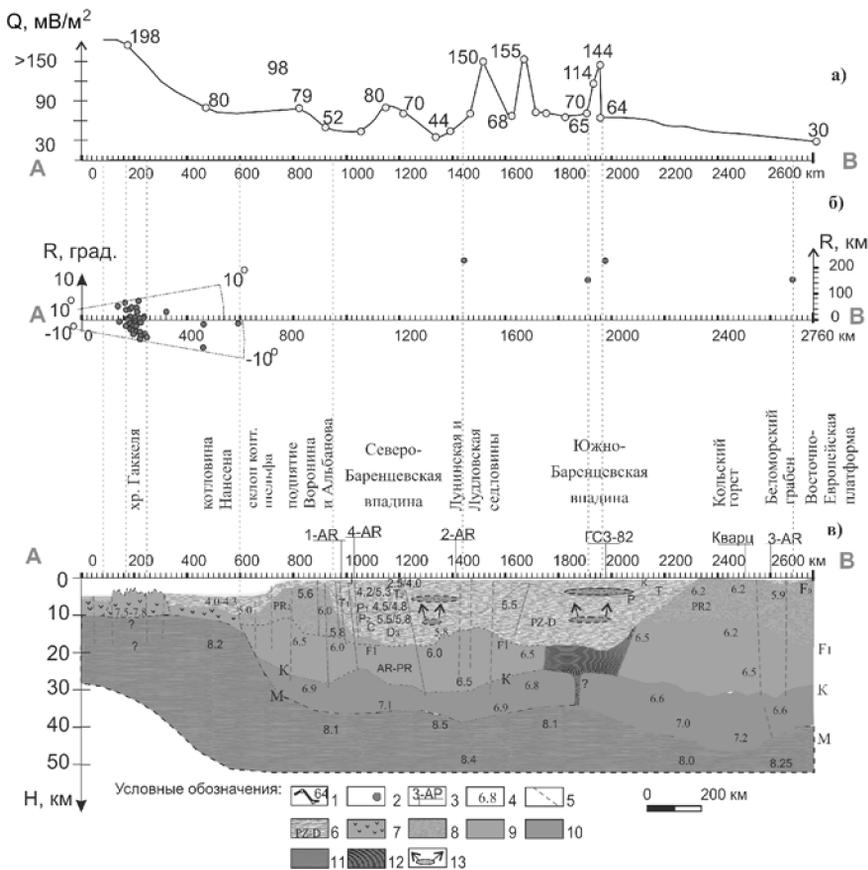


Рис. 1. Распределение значений теплового потока (а), сейсмичности (б) и геолого-геофизический разрез вдоль профиля А-В (в)

1 – график изменения теплового потока, мВт/м²; 2 – эпицентры сейсмических событий за 1995–2015; 3 – точки пересечения геотраверсов; 4 – скорости Р-волн; 5 – разломы; 6 – осадочный чехол, возраст; 7 – океанический акустический фундамент; 8 – верхнепротерозойский фундамент (PR₂); 9 – верхняя сиалическая часть консолидированной коры (PR₁-AR); 10 – базитовая часть консолидированной коры; 11 – верхняя мантия; 12 – предположительно массив базита; 13 – флюидонасыщенные зоны разуплотнения в осадочном чехле с возможной генерацией углеводородов; М – граница Мохо; К – срединная граница в коре; Fo – кровля верхнепротерозойского фундамента; F₁ – граница кровли коры архейско-протерозойского возраста (PR₁-AR) [9; 10, 24]

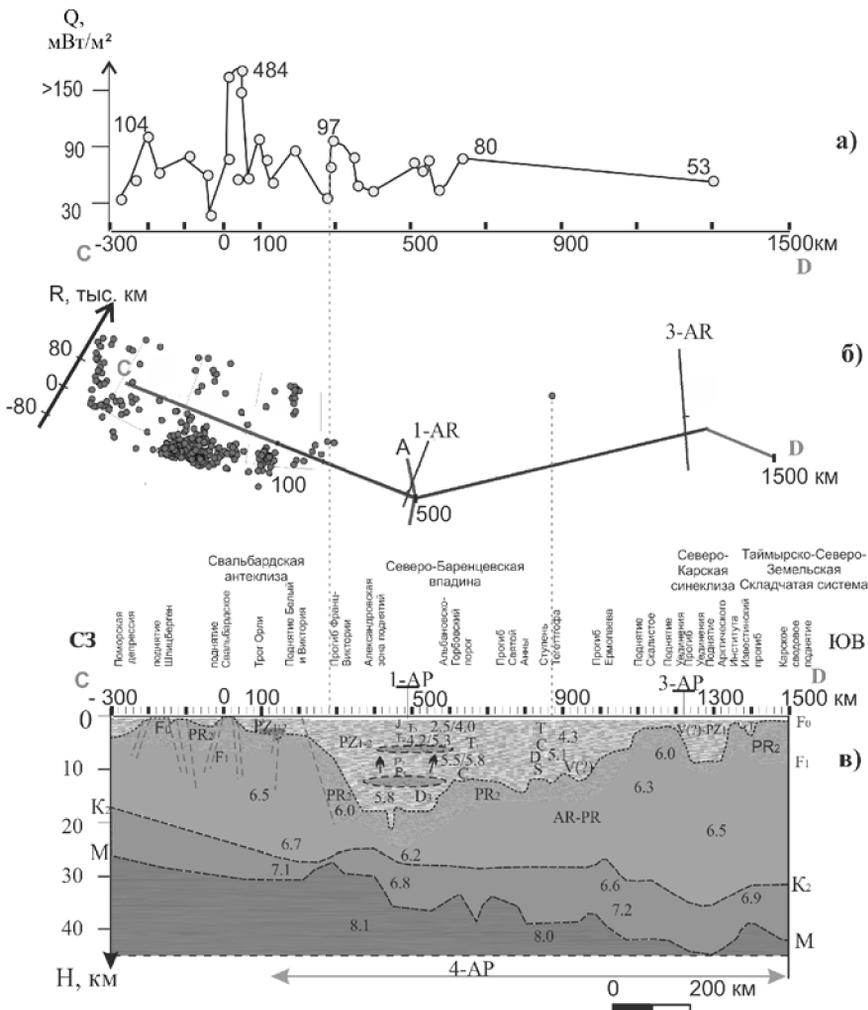


Рис. 2. Распределение значений теплового потока (а), сейсмичности (б) и геолого-геофизический разрез вдоль профиля С-Д (в) (условные обозначения см. на рис. 1)

вине Нансена зафиксированы единичные землетрясения приближенные к зонам трансформных разломов. В зоне сочленения континентальной и океанической литосферы отдельные сейсмические события предположительно являются результатом сноса осадочных масс с континента, т.е. вся сейсмичность также мелкофокусная.

В пределах верхнего слоя коры континентального типа в районе Южно-Баренцевской впадины выделены локальные скоростные неоднородности. Такое утонение, преобразование континентальной коры и ее опускание, возможно, смоделировано фазовыми переходами пород [12], которые сопровождаются восходящими тепловыми потоками глубинных флюидов, являющихся ведущим фактором формирования скоплений нефти и газа (на рис. 1, 2 схематично отображены флюидонасыщенные зоны разуплотнения в осадочном чехле с последующей генерацией там углеводородов). К ним, возможно, приурочены на соответствующей глубине очаги наблюдаемых землетрясений. Завершает разрез по профилю А-В мощная мантийно-коровая структура, термически холодная – значения теплового потока от 30 до 50 мВт/м², с тонким, вплоть до выклинивания, осадочным слоем в юго-западной части континентального поднятия Восточно-Европейской платформы. Возможно, эта структура сдерживает сжатие и тектонические деформации, как со стороны СОХ, так и орогенов, что выражается в единичных относительно слабых землетрясениях на границах крупных тектонических структур.

На широтном профиле С-D на участке коллизионных дислокаций в районе окраины Свальбардской плиты отмечается повышенная сейсмическая активность (рис. 2). Значения теплового потока (порядка 80 мВт/м²) выше средних показателей для Баренцевоморского поднятия, а в зоне трога Орли они достигают экстремальных значений до 500 мВт/м². Результатом медленного и плавного прогибания этой части Баренцевоморской плиты почти до горизонтальной поверхности является формирование Северо-Карской впадины [13]. Здесь характерна кора континентального типа, что подтверждают низкие скорости сейсмических волн (5.6–6.0 км/с) в гранито-гнейсовом слое. Согласно [12], утонение коры и воздействие небольших (по сравнению с таковыми для Южно-Баренцевской впадины) потоков глубинных мантийных флюидов запустили медленные процессы эклогитизации в низах коры. Подтверждением этому являются средние значения теплового потока (порядка 70 мВт/м²), с аномальными включениями до 97 мВт/м². Для восточной части профиля С-D имеются лишь единичные сведения о значениях теплового потока, в среднем это 50 мВт/м². Сейсмическая активность проявляется на большей части профиля С-D, которая снижается по мере удаления от зоны сочленения Свальбардской плиты с зоной СОХ. Отчасти подобный результат может быть связан с отсутствием постоянно действующих сейсмических станций в Карском регионе, т.к. согласно модели [13] в зоне сочленения Баренцевоморской и Северо-Карской плит должна наблюдаться слабая сейсмическая активность. По

аналогии с профилем А-В вдоль профиля С-Д зафиксировано единичное землетрясение в центральной части Северо-Баренцевской впадины в районе грабен-желоба Святой Анны – ступень Тегеттгофа (рис. 2).

Выводы 1. Сопоставление сейсмологических данных и геолого-геофизических полей позволяет взаимно увязать разрозненные представления о геодинамике района, причем ряд гипотез находят косвенное подтверждение в получаемых выводах. Наиболее геодинамически активным районом Баренцевоморского региона является Северо-Баренцевская зона поднятий, где предположительно присутствует наибольшая концентрация тектонических напряжений со стороны СОХ и повышенные значения теплового потока.

2. Представленный анализ показывает возможность проявления сейсмической активности для перспективных областей генерации углеводородов в пределах Южно- и Северо-Баренцевской впадин, прогиба Святой Анны и западной части Баренцевоморского бассейна.

Труднодоступность изучаемого региона определяет фрагментарность полученной картины, тем не менее, представленные исследования дополняют существующие представления о строении и тектонике Баренцевоморского региона.

Благодарности Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 14-05-93080.

Литература

1. Рогожин Е.А., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н., Конечная Я.В. Новая карта сейсмичности Евро-Арктического сектора Российской Федерации // Геотектоника. 2016. № 3. С. 19–25.

2. Антоновская Г.Н., Конечная Я.В., Морозов А.Н. Сейсмическая активность Арктической зоны: новые данные по Западному сектору // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 16–25.

3. Поселов В.А., Павленкин А.Д., Погребницкий Ю.Е., Каминский В.Д., Мурзин Р.Р., Сорокин М.Ю. Структура литосферы Арктического бассейна по сейсмическим данным в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа России // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 48–54.

4. Arctic Petroleum Geology // Spencer, A.M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stouprakova, A.V. & Sørensen, K. (eds). Geological Society Memoir No.35. Published by the Geological Society, London 2011.

5. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами. Вып. 10. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2014. 192 с. (РОСНЕД-РА, ИФЗ РАН, ГЕОКАРТ)

6. Сакулина Т.С., Павленкова Г.А., Кашубин С.Н. Структура земной коры северной части Баренцево-Карского региона по профилю ГСЗ 4-АР // Геология и Геофизика. 2015. Т. 56, № 11. С. 2053–2066.

7. Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А. Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-AP (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли. 2009. № 3. С. 56–63.

8. Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 99–115.

9. Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС, 2013. 232 с.

10. Davies J.H., Davies D.R. Earth's surface heat flux // Solid Earth. 2010. №1. P. 5–24.

11. The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. Site Provided by the University of North Dakota <http://www.heatflow.und.edu/data.html>

12. Artyushkov E.V., Belyaev I.V., Kazanin G.S., Pavlov S.P., Chekhovich P.A., Shkarubo S.I. Formation mechanisms of ultradeep sedimentary basins: The North Barents basin. Petroleum potential implications // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. N 5-6. P. 649–667.

13. Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Кошель С.М., Козлов Н.Е. Геодинамическая эволюция и морфоструктурный анализ западной части арктического шельфа России // Вестник МГУ. 2016. Вып. 19. Т. 1/1. С. 123–137.

А.В. Аргамонов¹

Геолого-геохимические особенности различных морфологических типов внутриплитных океанических поднятий и модель «мантийных плюмов»

Современные карты рельефа дна Мирового океана ярко иллюстрируют широкое развитие поднятий, не связанных с границами литосферных плит. Размеры и морфологический облик таких внутриплитных поднятий весьма разнообразны. В самом общем виде можно выделить несколько типов подобных тектоно-магматических структур: 1) крупные подводные плато; 2) протяженные хребты, получившие название «асейсмичных»; 3) линейные цепи подводных гор, гайотов и островов; 4) изометричные в плане архипелаги островов; 5) отдельные острова и подводные горы.

Представители каждого из этих морфологических типов присутствуют во всех океанах. Примерами крупных подводных плато являются плато Кергелен и поднятие Риу-Гранди, расположенные в Индийском и

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; anvlad970@mail.ru

Атлантическом океанах, соответственно. В пределах Тихого океана находятся такие крупные плато как Онтонг-Джава и Манихики. Наиболее яркими представителями асейсмичных хребтов, другого морфологического типа внутриплитных поднятий, являются Восточно-Индийский и Мальдивский хребты в Индийском океане, а также хребет Китовый в Атлантическом океане. В Тихом океане к подобному типу структур относят хребет Наски. Для этого океана характерно широкое развитие линейных протяженных цепей подводных гор и островов (Гавайская-Императорская цепь, вулканические цепи Французской Полинезии, поднятие Лайн, Маршалловы острова и др.). Подобные вулканические цепи присутствуют и в других океанах (горы Новой Англии, Камерунская линия и др.). Здесь также широко представлены архипелаги островов, не образующие протяженные линейные цепи (Азорский и Канарский архипелаги, Коморские острова и др.) [1].

В настоящее время модель глубинных мантийных плюмов рассматривается большинством исследователей как универсальное объяснение формирования внутриплитных тектоно-магматических поднятий в океане. При этом вопрос о причинах, приводящих к формированию в одном случае подводного плато, а в другом – цепи подводных гор, архипелага островов или асейсмичного хребта пока не получил убедительного ответа. Предполагаемая моделью пространственно-временная связь между крупными подводными плато, формирующимися на начальных этапах активности плюма, и более молодыми линейно вытянутыми хребтами или цепями подводных гор наблюдается далеко не всегда, как и закономерное изменение возраста вулканизма вдоль линейной внутриплитной структуры.

Универсальность модели подразумевает близкие геолого-геохимические характеристики для внутриплитных океанических поднятий. Одной из таких характеристик является характерная для них увеличенная по сравнению с абиссальными плитами мощность коры. Однако, значения этого параметра сильно варьируют у конкретных структур, даже относящихся к одному морфологическому типу. Так, мощность коры для Китового хребта оценивается в 25 км, а для его структурного аналога, Восточно-Индийского хребта, лишь в 12 км. Для плато Онтонг-Джава характерны значения, превышающие 40 км, а для одновозрастного с ним плато Манихики – 20–21 км. Мощность коры в районе Срединно-Тихоокеанских гор определена лишь в 8 км [1, 2 и др.]. Достаточно убедительного объяснения таких широких вариаций значений мощности коры под поднятиями в рамках плюмовой модели пока не предложено.

Данные по петрологии и геохимии магматических пород, полученные при исследовании множества внутриплитных поднятий в океане, указывают на значительное разнообразие их составов. Отчетливой закономерности между геохимическими особенностями внутриплитного вулканизма и морфологическим типом поднятия не наблюдается. Однако, все же можно говорить о более широком спектре магматических пород и их составов, характерном для вулканизма островов, в сравнении с подводными поднятиями. Концепция «горячих точек» была разработана на примере Гавайского архипелага. Разными геологами в формировании каждого из его островов выделяются от четырех до восьми магматических циклов [3 и др.]. В первом цикле формируется цоколь поднятия, сложенный толеитовыми базальтами, затем образуются аппараты центрального типа (щитовые вулканы), которые в процессе своего развития претерпевают стадию кальдерообразования и излияние лав на посткальдерной стадии. Состав вулканизма меняется с толеитового (свыше 95% объема излившихся лав) на субщелочной и щелочной [4 и др.].

Для множества подводных внутриплитных океанических поднятий подобный характер развития вулканизма не наблюдается. Вулканисты этих поднятий часто обладают геохимическими особенностями, отличающими их как от толеитов COX, так и от базальтов островов. Такая картина характерна, например, для асейсмичных хребтов, таких как Восточно-Индийский, Мальдивский и Китовый, и подводных плато (Манихики, Риу-Гранди). В частности, по уровню концентраций P3Э базальты из скважин глубоководного бурения на этих структурах занимают положение между нормальными базальтами COX (N-MORB) и базальтами океанических островов (OIB). При этом, в ряде случаев, фундамент внутриплитных поднятий слагают базальты близкие к нормальным базальтам COX (N-MORB) (скважины ODP 707C и 713A на Мальдивском и Маскаренском хребтах, скважина DSDP 317A на плато Манихики) [5, 6].

Для некоторых асейсмичных хребтов (Восточно-Индийский и Китовый хребты) наблюдается тенденция к обогащению вулканитов редкими и редкоземельными элементами по мере уменьшения возраста их образования [5]. В то же время, имеются примеры внутриплитных структур, для которых характерно абсолютное доминирование вулканитов щелочных серий над толеитовыми базальтами (гайоты системы поднятий Маркус-Неккер на западе Тихого океана) [4, 7]. Имеющиеся данные указывают на сложную и длительную историю развития плато Кергелен. В его пределах было пробурено большое количество скважин, которые вскрыли широкий спектр разновозрастных вулканических пород (базальты, трахиты, дациты и др.), а также породы, указывающие на

присутствие здесь фрагментов континентальной коры (конгломераты с обломками древних континентальных пород) [8, 9].

Наблюдаемое геохимическое разнообразие внутриплитного магматизма в океане заставляет усомниться в универсальности гипотезы горячих точек для объяснения формирования любого поднятия, расположенного вне границ литосферных плит. Предлагаемые интерпретации наблюдаемых фактов в ее рамках значительно усложняет исходную простую и элегантную модель. Согласно положениям этой гипотезы формирование и эволюция глубинного мантийного плюма никак не связаны с составом и структурой коры и верхней мантии. Однако, современные карты рельефа дна океана наглядно иллюстрируют определенную закономерность в расположении многих линейных внутриплитных поднятий, которую далеко не всегда можно объяснить простым движением плиты над горячей точкой, тем более, что постулируемое плюмовой моделью последовательное изменение возраста вулканизма вдоль структуры наблюдается далеко не везде [10]. В то же время, эти закономерности расположения, а также особенности морфологии многих поднятий (например, наличие глубоких протяженных трогов) вполне объяснимы, если допустить, что формирование внутриплитных океанических поднятий проходило в тектонически ослабленных зонах океанической коры. Предложены различные модели образования внутриплитных разломов [11 и др.], а также высказываются предположения о причинах формирования закономерной глобальной сети разломных зон [12].

С другой стороны, широкий спектр имеющихся геохимических данных позволяет предполагать существование как вертикальной, так и латеральной вещественной неоднородности верхней мантии под океанами [13, 14]. В этой связи, предположение об образовании разломных зон на океанической коре, провоцирующих плавление неоднородного верхнемантийного субстрата и приводящих к формированию протяженных внутриплитных океанических поднятий, выглядит не менее убедительно, чем гипотеза о существовании глубинных мантийных плюмов. Однако, такой подход также не решает всех имеющихся вопросов и, в частности, вопроса об источнике тепла, необходимого для столь масштабного плавления мантийного субстрата. Предполагаемой альтернативой веществу мантийного плюма, как теплоносителя, могут стать глубинные флюидные потоки [2, 15].

Таким образом, модель глубинных мантийных плюмов не достаточно убедительно объясняет структурно-морфологическое многообразие внутриплитных океанических поднятий, а также геохимические особенности связанного с ними магматизма. Применение этой модели к

любым проявлениям внутриплитного магматизма представляется не достаточно обоснованной. По крайней мере, в отдельных случаях, таких как образование асейсмичных хребтов, связь внутриплитных тектоно-магматических процессов с разломными зонами на океанической коре выглядит более правдоподобной.

Литература

1. *Удинцев Г.Б.* Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
2. *Маракушев А.А., Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Тарарин И.А.* Рудно-петрологические комплексы Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. 296 с.
3. *Macdonald G.A.* Composition and origin of Hawaiian lavas // *Contrib. Hawaii Inst. Geophys. Year.* 1968. P. 477–522.
4. Петрологические провинции Тихого океана / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский и И.Н. Говоров. М.: Наука, 1996. 444 с.
5. *Артамонов А.В., Золотарев Б.П.* Петрология и геохимия базальтов внутриплитных поднятий Индийского океана и некоторые аспекты вертикальной аккреции океанической коры / Ред. М.Г. Леонов // *Вертикальная аккреция Земной коры: факторы и механизмы.* М.: Наука, 2002. С. 279–323. (Тр. ГИН РАН; Вып. 542).
6. *Kurnosov V.B., Zolotarev B.P., Artamonov A.V. et al.* Technical Note: Alteration effects in the upper oceanic crust – data and comments. Moscow: GEOS, 2008. 1046 p. [CD-ROM].
7. *Артамонов А.В.* Подводные горы системы поднятий Маркус-Неккер (Тихий океан): особенности строения и магматизма // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле.* 2016. № 3. Вып. 31. С. 40–57.
8. *Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J. et al.* Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 73–89.
9. *Артамонов А.В., Золотарев Б.П.* Вулканизм плато Кергелен (Индийский океан): состав, эволюция, источники // *Литология и полезные ископаемые.* 2003. № 4. С. 425–448.
10. *Smoot N.C.* Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific Ocean Basin: a case of the Mid-Pacific mountains // *Geomorphology.* 1999. V. 30. P. 323–356.
11. *Turcotte D.L., Oxburgh E.R.* Mid-plate tectonics // *Nature.* 1973. V. 244. P. 337–339.
12. *Долицкий А.В.* Образование и перестройка тектонических структур. М.: Недра, 1985. 219 с.
13. *Пушаровский Ю.М., Пейве А.А.* Базальты океана и проблемы гетерогенности мантии (общий обзор) // *Твердая кора океанов (проект «Литос»).* М.: Наука, 1987. С. 5–18. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 414).
14. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана. М.: Научный мир, 2002. 278 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 548).
15. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // *Геология рудных месторождений.* 2001. Т. 43. № 4. С. 291–307.

Механизмы крупных поднятий и погружений земной коры на пассивных окраинах континентов

Одной из главных структур планетарного масштаба являются пассивные континентальные окраины. Природа движений земной коры в этих областях, покрывающих значительную часть площади материков, – одна из основных проблем в геодинамике. На периферии Атлантического и Индийского океанов во многих местах кора сильно приподнята. Такие поднятия там обычно объясняют уменьшением нагрузки на расходящиеся литосферные плиты после раскола континента и образования между ними пологого разлома в земной коре (low-angle normal fault). Это приводит к утонению континентальной коры и уменьшению нагрузки на нее в области континентальных склонов [1]. В таком случае поднятия должны следовать непосредственно за расколом континентов. В действительности в течение 50–100 млн лет после раскола в большинстве областей кора оставалась на небольшой высоте над уровнем моря, а основные поднятия произошли в неоген-четвертичное время. Такая ситуация характерна для Бразильского щита и Аппалачей, Скандинавских каледонид, плато Ангола и Южно-Африканского кратона, юго-западной части Аравийского щита, окраин Восточной Антарктиды, Деканского плато, Восточной Австралии и ряда других областей [2–4 и др.].

Большой временной разрыв между поднятием и расколом континентов не позволяет связывать эти два процесса один с другим. Более того, в разных областях раскол происходил в разное время, а поднятия проявились в неогене и главным образом в плиоцен-четвертичное время. Для объяснения крупных поднятий коры чаще всего используется ее сильное сжатие [5, 6]. На пассивных окраинах в большинстве мест кора сформировалась уже давно, и ее сжатие завершилось в докембрии или в палеозое. В отсутствие значительных изостатических аномалий силы тяжести поднятия требовали понижения плотности в коре и в мантийной части литосферы. В плиоцене и плейстоцене поднятия коры проявились и на основной части площади внутриплитных областей на континентах [2, 7]. Как показывает анализ геофизических данных [8, 9],

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН; artyu-evgenij@yandex.ru

² Музей земледования МГУ имени М.В. Ломоносова; p.chekhovich@gmail.com

понижение плотности на литосферном уровне было связано с двумя основными процессами. Первый – это метаморфизм с разуплотнением пород в земной коре в результате ретроградного метаморфизма с образованием водосодержащих минералов при поступлении мантийных флюидов. Он сыграл основную роль в поднятиях архейских и палеопротерозойских кратонов. Второй процесс – конвективное замещение астеносферой нижней части мантийной литосферы, испытавшей сильное размягчение при инфильтрации мантийных флюидов. На пассивных окраинах с корой фанерозойского возраста этот механизм внес в новейшие поднятия коры вклад, сопоставимый с поднятиями за счет разуплотнения пород коры вследствие метаморфизма.

Быстрым новейшим поднятиями коры в плиоцен-четвертичное время предшествовал период относительной стабильности продолжительностью ~ 100 млн лет. Близкое по времени проявление новейших поднятий на разных континентах, по-видимому, указывает на недавний выброс большого объема флюидов из глубоких недр в глобальном масштабе.

В разные эпохи на пассивных окраинах проявлялись крупные погружения коры на месте низкой суши и мелководного шельфа. В отличие от поднятий коры на пассивных окраинах, погружения происходили в разное время по отношению к моменту раскола континентов. Так, на шельфах Южной и Восточной Африки погружения имели место одновременно с поднятиями в прилегающих частях континента. В Арктическом океане, в области подводного хребта Ломоносова, располагавшемся вблизи уровня моря, глубоководные условия установились в миоцене [10], в то время как раскол континента в прилегающем Евразийском бассейне произошел в палеоцене. В бассейне Кампос глубоководные обстановки возникли на месте шельфа в апте [11] вскоре после раскола континента в Южной Атлантике. Вслед за [12], крупные погружения коры обычно связывают с ее растяжением [13, 14]. Во многих глубоко погруженных областях на пассивных окраинах, в том числе на хребте Ломоносова и в бассейне Кампос, растяжение коры было, однако, много меньше, чем это потребовалось бы для обеспечения наблюдаемого погружения. Такая ситуация характерна для большинства континентальных склонов на пассивных окраинах [15].

В отсутствие больших нарушений изостатического равновесия крупные погружения коры без ее сильного растяжения требовали значительного уплотнения пород в литосферном слое. В таких условиях быстрые погружения, такие как на хребте Ломоносова и в бассейне Кампос, можно объяснить уплотнением пород, развивающимся в земной коре в эпохи инфильтрации в нее мантийных флюидов [15, 16]. Как по-

казывает анализ P – T -диаграмм для основных типов пород, слагающих континентальную кору, в зависимости от того, какие изменения температур и давлений – отрицательные или положительные – произошли в ней после образования коры, метаморфизм при поступлении флюида может сопровождаться как значительным разуплотнением пород, так и их уплотнением.

Литература

1. *Weissel J.K., Karner G.D.* Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 84. P. 13919–13950.
2. Неотектоническая карта мира. Масштаб 1:15 000 000 / Ред. Н.И. Николаев, Ю.Я. Кузнецов, А.А. Неймарк. М.: Мингео СССР, Мин. высш. и средн. спец. образ. СССР, 1981.
3. *Partridge T.C., Maud R.R.* Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic // *S. Afr. J. Geol.* 1987. V. 90. P. 179–208.
4. *Japsen P., Chalmers J.A., Green P.F., Johan M., Bonow J.M.* Elevated, passive continental margins: Not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation // *Global and Planetary Change.* 2012. V. 90–91. P. 73–86.
5. *Dewey J.F., Bird J.M.* Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 2625–2647.
6. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // *Science.* 1975. V. 189. P. 419–426.
7. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А.Ф. Грачев. М.: Министерство природных ресурсов России, Российская Академия Наук, 1997.
8. *Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // *Геология и геофизика.* 2012. Т. 53, № 6. С. 738–560.
9. *Артюшков Е.В., Чехович П.А.* Мощность литосферы под докембрийскими кратонами и механизмы их новейших поднятий // *ДАН.* 2016. Т. 466, № 2. С. 188–192.
10. *Weigelt E., Jokat W., Franke D.* Seismostratigraphy of the Siberian Arctic Ocean and adjacent Laptev Shelf // *3PArctic* 2013, Stavanger.
11. *Beglinger S.E., van Wees J.-D., Cloetingh S., Doust H.* Tectonic subsidence history and source-rock maturation in the Campos Basin, Brazil // *Petroleum Geoscience.* 2012. V. 18. P. 153–172. DOI: 10.1144/1354-079310-049.
12. *Artemjev M.E., Artyushkov E.V.* Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 1197–1211.
13. *McKenzie D.* Some remarks on the development of sedimentary basins // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 40. P. 25–32.
14. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 108–125.
15. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
16. *Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И.* Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности // *Геология и геофизика.* 2014. № 5–6. С. 821–846.

Современный сейсмогеодинамический режим островодужной окраины Тихого океана

Синхронное увеличение сейсмической активности подвижных зон по периферии Тихого океана отмечалась японскими сейсмологами еще в 80-х гг. прошлого столетия. К. Моги отмечал: «То обстоятельство, что сейсмическая активность возрастает сразу на всем протяжении границ плит, а затем сразу прекращается, заслуживает пристального внимания. Это означает, что весьма отдаленные районы связаны друг с другом механически» [1]. К. Моги рассматривал наличие синхронных периодов активности на отрезках Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов как «подтверждение теории жестких плит с точки зрения сейсмологии». С тех пор прошло более четверти века, существенно удлинились временные ряды инструментальных наблюдений, повысилась точность определения координат эпицентров и глубины гипоцентров. Теперь, имея уже более точные данные за более длительный период времени, необходимо еще раз вернуться к вопросу об импульсном характере сейсмической активизации островодужной окраины Тихого океана и более детально рассмотреть особенности увеличения активности как для регионов в целом, так и для отдельных уровней глубины.

Анализ тенденций изменения активности землетрясений во времени проведен с помощью сопоставления временных рядов количества землетрясений, построенных на основе выборок из каталога USGS [5]. Выборки сейсмических событий за период с 1973 по 2015 г. производились для островных дуг западной окраины Тихого океана, начиная с М от 4.3. На их основе выполнено построение временных десятилетних сумм землетрясений со скользящим осреднением и сдвигом в один год для отдельных регионов в пределах островных дуг в целом, а также для наиболее сейсмоактивных уровней литосферы. Выборки сформированы для Курило-Камчатской, Японской, Марианской и Филиппинской дуг, Молуккских и части Зондских островов, для архипелага Бисмарка и Соломоновых островов, острова Новые Гебриды (дуга Вануату) и островов Новая Каледония и Новая Зеландия.

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

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

Курило-Камчатская островная дуга протягивается на 2500 км на север от о-ва Хоккайдо до Северной Камчатки. Общими чертами системы являются форма дуги, выпуклой в сторону океана, и продольная северо-восточная зональность структурных элементов, важнейшие из которых – вулканический пояс, узкий глубоководный (до –8576 м) жёлоб перед фронтом дуги и наклонённая под дугу зона ЗВБ, которая продолжается глубоко в мантию [2]. Северная часть Японской островной дуги – остров Хоккайдо является частью Сахалино-Хоккайдской складчатой системы. Юго-Западная Япония (о-ва Хонсю, Сикоку, Кюсю, арх. Рюкю) имеет более чёткую тектоническую зональность. В этой части островной дуги тектонические элементы закономерно омолаживаются с севера на юг. Северная часть этой системы включает две зоны террейнов. Восточнее располагаются глубоководные желоба Нанкай и Рюкю, внутренний борт которых сложен аккреционной призмой [4]. Тайваньско-Филиппинская дуга разделяет Южно-Китайское и Филиппинское моря. Филиппинский архипелаг соединён с Береговым хребтом Тайваня подводным хребтом. Со стороны Южно-Китайского моря архипелаг окаймлён цепочкой частично разделённых глубоководных желобов, из которых главным является Манильский, а со стороны Филиппинского моря – более глубоким единым Филиппинским желобом. В целом архипелаг является сложным коллажем террейнов, большая часть которых – осколки позднемезозойско-кайнозойских вулканических дуг [4]. Марианская дуга образовалась в эоцене, её окаймляет самый глубокий в мире Марианский желоб с максимальной отметкой в 11022 м. Зона ЗВБ от желоба прослежена до глубины 680 км, причём с глубины 300 км её падение становится почти вертикальным [4].

На центральную часть Западной периферии Тихого океана приходится Малайский архипелаг, а именно восточная часть Зондских островов и Молуккские острова – индонезийская группа островов между Сулавеси и Новой Гвинеей, к северу от острова Тимор. Молуккские острова обладают высокой сейсмической и геодинамической активностью и расположены в точке схода четырёх литосферных плит. Остров Новая Каледония и о-ва Новой Зеландии – часть Внутренней Меланезийской дуги. Общая структура Новой Зеландии выглядит в виде слабо-выпуклой к юго-востоку и раздваивающейся на севере дуги, косо пересечённой крупным правым сдвигом [3]. Соломоновы о-ва и арх. Бисмарка представляют собой часть Внешней Меланезийской дуги. Архипелаг Бисмарка составляет её северо-западный фланг, подковообразно охватывает с востока окраинное Новогвинейское море. Соломоновы о-ва располагаются чуть восточнее во Внешней Меланезийской дуге. Они заключены между двумя зонами субдукции и глубоководными желоба-

Таблица.

Коэффициенты корреляции временных рядов мантийных землетрясений с глубинами более 100 км (M от 4,3, скользящее осреднение по 10 гг., сдвиг 1 год)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1		0,90	0,86	0,91	0,81	0,88	0,74	0,96	0,93	0,86	0,76
2	0,90		0,70	0,78	0,76	0,76	0,67	0,88	0,86	0,71	0,79
3	0,86	0,70		0,98	0,54	0,93	0,86	0,89	0,77	0,93	0,79
4	0,91	0,78	0,98		0,64	0,94	0,87	0,93	0,84	0,94	0,83
5	0,81	0,76	0,54	0,64		0,68	0,53	0,79	0,92	0,63	0,58
6	0,88	0,76	0,93	0,94	0,68		0,85	0,92	0,87	0,93	0,85
7	0,74	0,67	0,86	0,87	0,53	0,85		0,81	0,75	0,93	0,90
8	0,96	0,88	0,89	0,93	0,79	0,92	0,81		0,91	0,88	0,79
9	0,93	0,86	0,77	0,84	0,92	0,87	0,75	0,91		0,84	0,79
10	0,86	0,71	0,93	0,94	0,63	0,93	0,93	0,88	0,84		0,88
11	0,76	0,79	0,79	0,83	0,58	0,85	0,90	0,79	0,79	0,88	

1 – о-ва Вануату, 2 – Зондские и Молуккские о-ва, 3 – Курильские о-ва, 4 – п-ов Камчатка, 5 – о-ва Новой Зеландии, 6 – о-ва северо-западной части Японской островной дуги, 7 – о-ва юго-восточной части Японской островной дуги, 8 – Марианские о-ва, 9 – Филиппинские о-ва, 10 – Соломоновы о-ва, архипелаг Бисмарка, 11 – о-в Рюкю.

ми, простирающимися с северо-запада на юго-восток. Северная зона более древняя, отделяет острова от Тихоокеанской плиты [3]. На востоке к окончанию архипелага Соломоновых островов под почти прямым углом примыкает другая вулканическая дуга – о-ва Новые Гебриды (Вануату), протягивающаяся в южном направлении более чем на 1000 км. Дуга Вануату сопровождается с запада Новогебридским желобом и подстилается соответствующей зоной ЗВБ, уверенно прослеживающейся до глубины порядка 300 км [3].

Для каждого из рассмотренных регионов, представляющих собой островные дуги в целом или их крупные фрагменты, выполнен анализ распределения гипоцентров по глубинам, выделены наиболее сейсмоактивные горизонты. Для каждого из таких горизонтов проведено построение временных рядов, отражающих долговременные вариации сейсмичности и, по существу, вариации современной геодинамической активности, отраженные в подъемах и спадах долговременной активности землетрясений. Сопоставление временных рядов по вертикали в

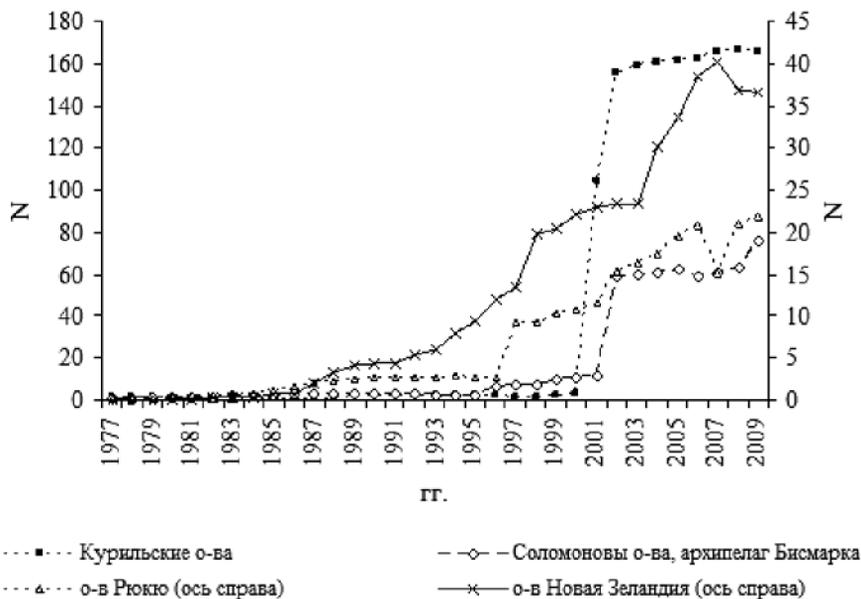


Рис. 1. Корреляция временных рядов годового числа землетрясений на глубинах 10–15 км со скользящим усреднением по 10 гг. и сдвигом в 1 год. М от 4.3, год по нижней оси обозначает середину 10-летнего интервала

большинстве случаев показало отсутствие корреляции. В то же время, по латерали в подавляющем большинстве случаев отмечена высокая значимая корреляция, наиболее четко проявленная для мантийных глубин более 100 км, что указывает на единый источник синхронизации сеймотектонических процессов в зонах ЗВБ на мантийном уровне (таблица). Для сейсмоактивных уровней 10–15 км и 30–35 км картина не столь однозначная, тем не менее, в большинстве случаев прослеживается значимая корреляция временных рядов для каждого из уровней (рис. 1, 2).

Подводя итог, основной причиной сейсмической активности островных дуг западной окраины Тихого океана является процесс субдукции Тихоокеанской литосферной плиты. Отслеживание динамики этого процесса возможно с использованием анализа долговременных вариаций сейсмичности, который однозначно указывает на наличие синхронизации геодинамических процессов в регионах на разных уровнях глубины, в основном соответствующих низам верхней и нижней коры и верхней части мантии. Автономное функционирование различных обо-

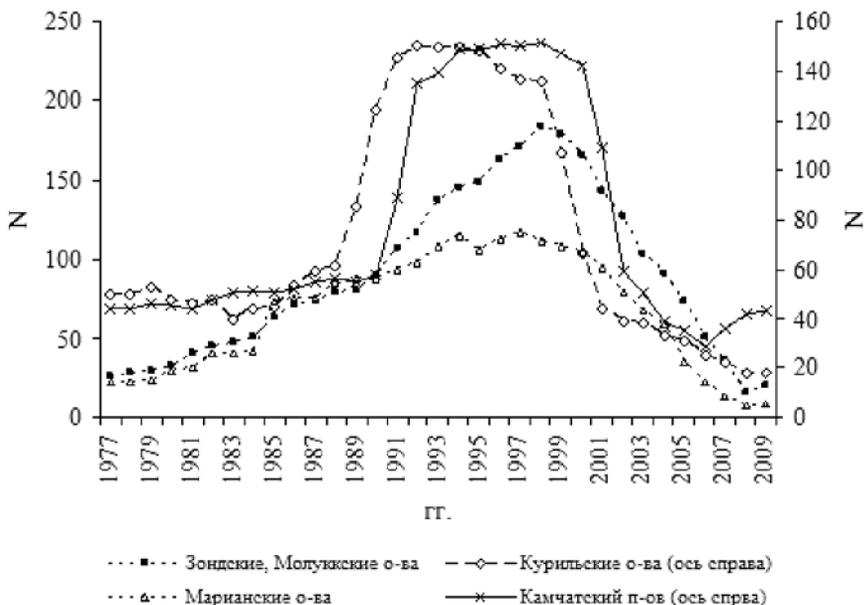


Рис. 2. Корреляция временных рядов годового числа землетрясений на глубинах 30–35 км со скользящим осреднением по 10 гг. и сдвигом в 1 год. М от 4.3, год по нижней оси обозначает середину 10-летнего интервала

лочек, возможно, связано с особенностями их строения и специфической реакцией на процесс субдукции.

Литература

1. *Мози К.* Предсказание землетрясений: Пер. с англ. М.: Мир, 1988. 382 с.
2. *Трифонов В.Г.* Неотектоника: Учебник для студентов. Дубна: Государственный университет «Дубна», 2016. 310 с.
3. *Хаш В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
4. *Хаш В.Е., Лимонов А.Ф.* Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов): учебное пособие. Тверь: ООО «Издательство «ГЕРС», 2004. 270 с.
5. Earthquake Data Base USGS <http://earthquake.usgs.gov>

Океаны в глобальной и планетарной геодинамике Земли

После признания концепции тектоники литосферных плит геолого-геофизическая изученность океанов значительно возросла и в настоящее время вполне позволяет достоверно представлять не только их геологическое строение, но и получать новые знания в области глубинного строения Земли, её коромантийной оболочки и геодинамического механизма в целом.

Так, под Атлантическим океаном апвеллинг–спрединг есть, а субдукция наблюдается только около Антильских островов. Замкнутая конвекция в астеносфере под океаническими литосферными плитами Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океана в их современных границах явно не происходит, но эти океаны расширяются. Конвекцию, причем только общемантийную, можно допустить только в Тихом океане, при этом площадь этого океана сокращается, а слэбы литосферы проникают до раздела ядро–мантия. Их вещество явно не попадает в конвективные ячейки астеносферы. Апвеллинг в океанических рифтах на многих схемах показывается сквозным [6], что вполне соответствует здесь общемантийной конвекции [5]. На окраинах Тихого океана не только холодная часть плиты «тонет» в мантии, но и самые молодые, современные части плиты вместе с апвеллинговой осью «погружаются» в мантию! Здесь явно происходит доминирующая деструкция и поглощение океанических коромантийных секторов Тихого океана в Кордильеро-Андийском поясе дайвинга. В процессе закрытия Тихого океана будут сформированы и переформированы десятки осадочных задуговых, междуговых и преддуговых бассейнов, произойдет несколько фаз орогенеза, сформируется новая платформа и новая Пангея. В результате комплексирования современных данных сейсмотомографии [7], космической геодезии, геологического картирования океанической коры и поверхности Земли в целом, а также детально изученных многих окраин континентов, поясов и областей закрывшихся палеоокеанов, современного и палео-рифтогенеза, бассейно- и орогенеза удалось получить следующие важные научные положения, существенно уточняющие мобилистскую парадигму [1].

1. На фоне оболочечного строения Земли литосфера и мантия текто-

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

нически активных поясов, областей, включая рифтовые зоны океанов, континентов, осадочные бассейны и орогены, имеет четко выраженные радиальные и субрадиальные (столбчатые) структуры, обусловленные деструктивными процессами гравитационного погружения (дайвинга) отдельных столбчатых тел на слой D'' или на раздел ядро–мантия, а также встречным восходящим магматизмом, вызванным декомпрессией [2, рис. в 1–4]. Процессы деструкции, гравитационного погружения, встречного восходящего магматизма развиваются дискретно во времени и по простиранию, порождая дискретно проявляющийся мантийный магматизм, в том числе и в поясах апвеллинга–спрединга. Контрастная ячеистая (столбчатая) структура нижней части литосферы и всей нижележащей мантии по данным современной качественной сейсмотомографии наблюдается под континентами и, особенно, под их активными окраинами, орогенами, рифтовыми системами, осадочными бассейнами.

2. Астеносферная оболочка выражена не повсеместно под океанами и особенно под континентами, латерально изменчива по толщине, глубине залегания, плотности и скорости прохождения сейсмических волн, что исключает наличие в ней замкнутых конвективных ячеек «океанической» размерности, а следовательно, астеносфера не может обеспечивать перемещения литосферных плит глобальной и планетарной масштабности.

3. С учетом радиальной и субрадиальной столбчатости коромантийной оболочки Земли границы литосферных плит фактически являются границами коромантийных секторов (плит), охватывающих твердофазное вещество мантии до слоя D'' .

4. Крупнейшими тектоническими элементами коромантийной оболочки после распада Вегенеровской Пангеи к настоящему времени являются группировки (ансамбли) океанических и континентальных коромантийных секторов: Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанская, Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая, сопряженные с соответствующими частями океанических сегментов [3]. Несмотря на сложные геометрические границы и сопряжения, именно они являются реальными земными конвективными ячейками. Внешними границами таких конвективных ячеек являются пояса апвеллинга–спрединга, а внутренними областями гравитационного погружения (дайвинга) литосферно-мантийного вещества являются пояса и области субдукции и мезозойско-кайнозойские орогены, формирующиеся в настоящее время.

5. Движение группировок коромантийных секторов происходит, главным образом, по слою D'' или по разделу ядро–мантия, а не по

астеносфере, но при этом важную роль играет гипсометрия поверхности внешнего ядра Земли, обеспечивая гравитационное сползание особенно океанических коромантийных секторов внутри каждой из группировок с поднятий поверхности внешнего ядра под поясами апвеллинга–спрединга в понижения (впадины) под поясами и областями субдукции–дайвинга.

6. В поясах и областях субдукции–дайвинга происходит столбчатая деструкция краевых частей преимущественно океанических коромантийных секторов и гравитационное неравномерное погружение столбчатых тел на слой D'' . Вещество мантии здесь плавится и захватывается слоем D'' и, вероятно, жидким ядром, верхняя часть которого расслоена.

7. В поясах и областях апвеллинга–спрединга синхронно несколько облегченные, после перехода железа, никеля и других элементов в состав жидкого ядра, расплавы возвращаются в мантию, образуя пояса апвеллинга–спрединга океанических коромантийных секторов. Здесь ступенчато, дискретно во времени и по простиранию обеспечивается вертикальное и почти симметричное наращивание расходящихся океанических коромантийных секторов на всю их толщину – 2900 км. Поэтому возраст мантийного твердофазного вещества под океанической литосферой близок к возрасту соответствующих зон (полос) океанической коры на поверхности.

8. Пояса апвеллинга–спрединга являются зависимыми от интенсивности деструкции и гравитационного погружения (дайвинг-деструктивного процесса) коромантийного вещества под поясами субдукции. Дайвинг-деструктивный процесс первичен, от него зависит скорость конвективного процесса в каждой конвективной ячейке. В поясах субдукции–дайвинга даже пояса апвеллинга–спрединга могут разрушаться, например, под Кордильеро-Андийским поясом.

9. В пределах континентальных коромантийных секторов, особенно на их окраинах под рифтами, осадочными бассейнами, орогенами также происходит столбчатая деструкция коромантийного вещества, сопровождающаяся встречным восходящим магматизмом и гравитационным неравномерным их погружением. Окружающее области деструкции древних океанов вещество мантии и коромантийные сектора в целом сдвигаются к наиболее ослабленным областям – к осевым зонам дайвинга–субдукции. Этот процесс в итоге вызывает орогенез за счет вертикального и латерального выжимания пород осадочного чехла и консолидированной коры любого типа. Все это сопровождается магматизмом и динамометаморфизмом. Верхние части горных сооружений испытывают эрозию и пенепленизацию. Ослабленные деструкцией и рифтогенезом области сокращаются по площади и

преобретают строение платформ. Процесс рифто-, бассейно-, орогенеза и пенеценизации может повторяться многократно. Так происходила эволюция и старение континентальных коромантийных секторов, формировались ядра древних плат-форм, окруженные более молодыми платформами и орогенами.

10. Океанические коромантийные сектора, судя по возрасту современной океанической коры (около 150 млн лет) при возрасте Земли 4.6 млрд лет, могли обновиться до 30 раз, а скорость конвекции на ранних этапах эволюции Земли при более высокой температуре недр могла быть больше современной [4].

11. Конвективному процессу на Земле способствовала сформировавшаяся по сути планетарная магмофлюидодинамическая система, включающая: области и пояса дайвинга коромантийного вещества, инициирующие встречный восходящий магматизм; транзитный слой D'' на разделе ядро–мантия; пояса авеллинга–спрединга. Эта система обеспечивает функционирование конвективных земных ячеек, а следовательно, весь планетарный тектогенез. По существу, именно эта система является одновременно глобальной и планетарной дегазационной системой Земли. В океанах элементами этой системы являются области вулканизма, а также рифтогенеза на океанических плато, например, плато Шатского. Эта же планетарная магмофлюидодинамическая система обеспечивает эффективный отвод эндогенной тепловой энергии, выделяющейся на разделе ядро–мантия, а также циклический процесс формирования и распада Пангей.

Кроме известных эндогенных источников энергетическое поддержание планетарной магмофлюидодинамической системы обеспечивает внутреннее ядро, которое за счет общего барицентра с Луной и эксцентриситета во внешнем ядре в процессе суточного вращения Земли и гравитационного взаимодействия с Луной способствует мощной генерации тепловой энергии, отвод которой осуществляется конвективным процес-сом в группировках коромантийных секторов.

Таким образом, мобилизм остается, но традиционный механизм тектоники литосферных плит явно несовершенен, давно подвергается сомнению и критике даже самими сторонниками концепции тектоники литосферных плит и требует существенных уточнений. В предлагаемой концепции литосферные плиты как океанические, так и континентальные на самом деле являются коромантийными секторами (плитами), движущимися не по астеносфере, а по слою D'' или по разделу ядро–мантия.

Литература

1. *Астафьев Д.А.* Современные тенденции в решении фундаментальных проблем бассейногенеза и нефтегазоносности. *РОГТЕС. Российские нефтегазовые технологии*. http://issuu.com/rogtecmagazine/docs/issue32_lowres. Март 2013. С. 24–43.
2. *Астафьев Д.А.* Глубинная структура и роль в планетарной геодинамике Земли поясов и областей субдукции // *Материалы XLVII Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, 2015. С. 19–24.
3. *Астафьев Д.А.* Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники // *Материалы XL Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–35.
4. *Астафьев Д.А.* Экстремальные состояния геодинамики Земли // *Материалы XL Тектонического совещания*. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 36–39.
5. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
6. *Пуцаровский Ю.М.* Глубины Земли: строение и тектоника мантии // *Природа*. 2001. № 3. С. 13–15.
7. *David C. Rubie, Rob D. van der Hilst.* Processes and consequences of deep subduction: introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. V. 127. P. 1–7.

**А.П. Афанасенков, А.Н. Обухов, С.А. Каламкаров,
А.А. Чикишев, Р.Р. Любаев¹**

Новая тектоническая модель Енисей-Хатангского регионального прогиба

Основу современного структурно-тектонического районирования северных районов Западной и Центральной Сибири составляют тектонические карты Ю.Е. Погребницкого (1971) [6], Д.Б. Тальвирского (1976) [9] а также важные обобщения Н.Е. Котт, Д.А. Вольнова, и многих других, суммированные в Тектонической карте нефтегазоносных провинций [8] и карта нефтегеологического районирования ВНИГНИ 2009 года. Крупный вклад в эти исследования в последние годы был внесен работами научных коллективов «Геостра» (В.А. Балдин), «Сибнефтегео-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ «ВНИГНИ»), Москва, Россия; lyubaevroman@vniigni.ru

физика» (С.Н. Варламов), Таймырнефтегеофизика (В.А. Казаис, Д.Г. Кушнир) [3, 4], Южморгеология (В.И. Савченко), МГУ (А.М. Никишин, А.В. Ступакова) [1, 8]. Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) в последние 15 лет стал объектом федерального геологического изучения в рамках государственного контракта № 8Ф-14 от 28.02.2014 г. Новые сейсмические работы по центральным и северным районам ЕХРП существенно изменили представления о регионе. Синергетический эффект от рассмотрения всего объема новых и накопленных сейсмических данных, полевых геологических маршрутов, аналитических петрофизических, литологических, геохимических исследований позволил предложить новый вариант структурно-тектонического районирования этой древней пассивной окраины Восточно-Сибирского континента.

Принципиальное отличие новой тектонической модели ЕХРП заключается в том, что основным режимом развития прогиба с позднепалеозойского времени является глобальное растяжение. Признаваемый большинством исследователей пермо-триасовый рифтинг [1, 2, 7] находит фактическое подтверждение на сейсмических профилях. Крупные инверсионные валы, проходящие по оси Енисей-Хатангского регионального прогиба, обычно считаются структурами сжатия. Эта все время повторяющаяся ошибка является результатом досадного недоразумения, связанного с неправильным представлением сейсмических данных. Привычное сжатие горизонтального масштаба (обычно 1 к 20), настолько затушевывает механизм деформаций, что кажется разумным латеральное смятие осадочной толщи в десятки и сотни километров. На самом деле горизонтальное сжатие Рассохинского и Балахнинского валов составляет всего около 5 км. Более того, традиционно образование этих валов связывается с коллизией Таймырского микроконтинента с Сибирской платформой. На самом деле эти валы образуют единую тесно связанную систему антиклинальных валов, получившую даже собственное название – Обско-Лаптевская гряда. Западный элемент этой гряды – Мессояхский вал (или порог) находится почти в центре севера Западной Сибири, и его образование никак не может быть связано с Таймырским микроконтинентом, а формирование Нордвикского вала на востоке вообще обязано своему происхождению соляно-купольной тектонике. Механизм образования столь разнородных структур может быть объяснен в рамках концепции гравитационной геодинамики [5], примененной при детальном палеотектоническом анализе сейсмопрофилей. Простое выравнивание по главным отражающим горизонтам здесь не поможет, поскольку горизонтальные срывы пластин могут достигать здесь десятков километров. Поэтому очень важно проследить историю геологического развития региона, опираясь только на досто-

верные факты, сейсмические профили и комплекты палеогеографических, литолого-фациальных и новых структурных карт, построенных в рамках федерального контракта.

Северная окраина Сибирского континента в течение своей раннепалеозойской истории являлась пассивной окраиной с типичным для них площадным карбонатно-терригенным осадконакоплением. И только в девоне добавились лагунные соленосные фации, а в карбоне появились признаки перестройки. Со среднего карбона началась эпоха угленосных паралических бассейнов, достигшая расцвета во время формирования тунгусской серии. Зоны распространения этих платформенных формаций не имеют никакого отношения к структуре ЕХРП и поэтому можно однозначно определить время заложения прогиба – средний триас. Эта северная пассивная окраина Сибирского континента в конце пермского – начале триасового периодов подверглась рифтингу, в результате которого её обширный фрагмент был отчленен и отодвинут на север. Между континентальными массивами образовалось зияние в 70–80 км на западе ЕХРП и около 50 км в центре, закрывшееся только в районе Анабаро-Хатангской седловины, т.е. протяженность зоны развития океанической коры достигла 800 км. В результате рифтинга образовался региональный уклон, по которому произошло гравитационно-геодинамическое оползание ниже-палеозойских терригенно-карбонатных компетентных толщ в рифтовую долину. При этом происходил мощный вулканизм, создавший трапповое плато площадью более 2 млн кв. км. И только со среднего триаса, началось образование удлиненной структуры ЕХРП. Гравитационно-геодинамические срывы продолжались в течение всей истории прогиба, усиливаясь в середине мела, в конце олигоцена и в плиоцен-четвертичное время. Именно ими объясняется инверсионная структура валов ЕХРП и наличие в них погребенных покровов. Все эти явления демонстрируются и обосновываются на сети региональных сейсмических профилей.

Таким образом, структура ЕХРП составлена двумя главными комплексами: пассивно-окраинным палеозойским и платформенным (плитным, пострифтовым) среднетриас-юрко-меловым, разделенными локальным верхнепермско-нижнетриасовым рифтовым комплексом. Поэтому были построены две структурно-тектонические карты, которые стали основой для нефтегеологического районирования, бассейнового моделирования и количественной оценки нефтегазоносности региона в рамках федерального контракта.

1. Построенная в ФГБУ «ВНИГНИ» Структурно-тектоническая карта Енисей-Хатангского региона по мезозойскому (послесреднетриасовому) этажу является продолжением и развитием ранее утвержденных

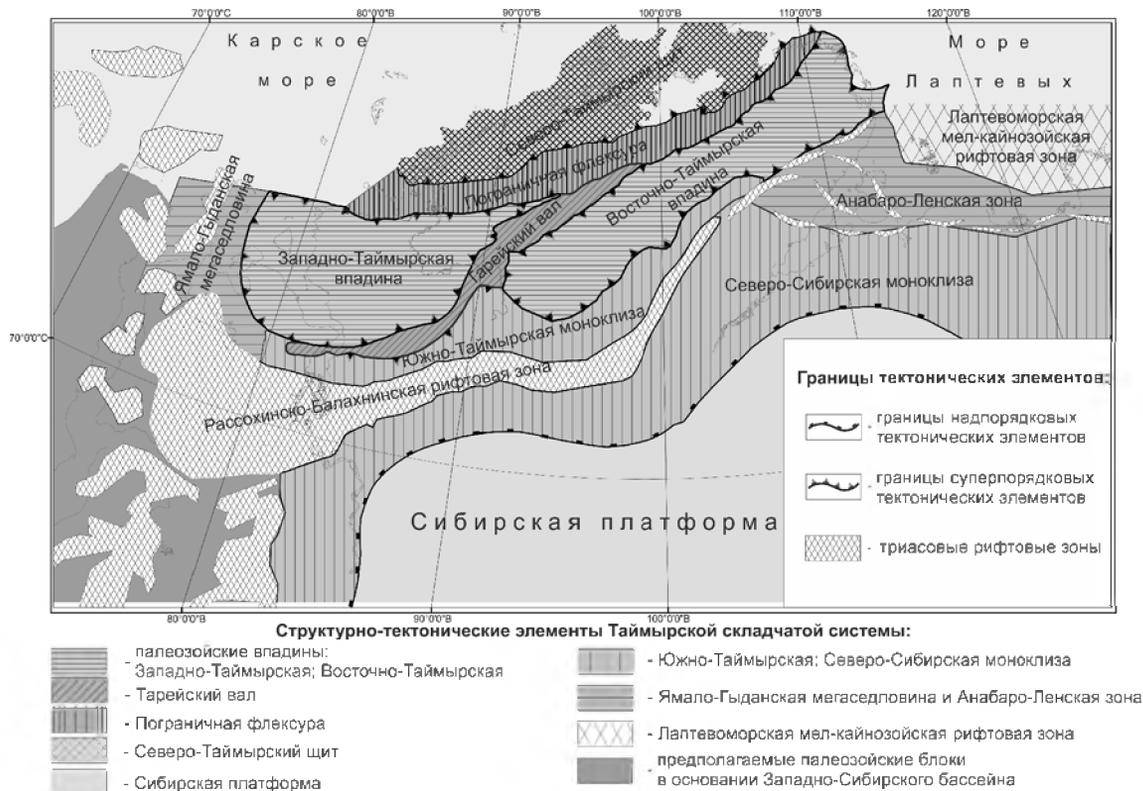


Рис. 2. Структурно-тектоническая карта Енисей-Хатангского региона по досреднетриасовому комплексу

карт [7] (рис. 1). Она существенно уточнена новыми сейсмическими, геофизическими, литолого-стратиграфическими и полевыми материалами.

Нижний переходный палеозойско-нижнетриасовый этаж имеет принципиально иные площади распространения, формационно-литологический состав, типы тектонических деформаций и катагенетических преобразований и представлен второй Структурно-тектонической картой Енисей-Хатангского региона по досреднетриасовому комплексу (рис. 2).

Две структурно-тектонические карты по Енисей-Хатангскому региону позволяют более четко и раздельно оценить перспективы этих двух принципиально различных нефтегазовых систем и целенаправленно планировать геолого-поисковые работы.

Литература

2. *Афанасенков А.П., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковшина Е.В.* Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23-42.

3. *Балдин В.А., Козьмина К.Х., Мунасытов Н.З.* Доюрские комплексы северо-востока Западной Сибири // Третья международная научно-практическая конференция для геологов и геофизиков. Проблемы и достижения нефтегазовой геологии. Калининград, 2013. С. 200-204.

4. *Казаис В.И.* Новая тектоническая модель северо-западной части Сибирской платформы по данным геофизического моделирования (технология СГММ) // Геология нефти и газа. 2006. № 5.

5. *Кушинир Д.Г.* Глубинное геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской полосы Таймыра и Гыдана. Нефтегазовая геология // Теория и практика. 2016. Т. 11, № 1.

6. *Обухов А.Н.* Гравитационная геодинамика и при нефтегазопроисковых работах // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2015. С. 41-46.

7. *Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой области. Л.: Недра, 1971. 284 с.

8. *Пронкин А.П., Савченко В.И., Хлебников П.А., Эрст В.А., Филитцов Ю.А., Афанасенков А.П., Ефимов А.С., Ступакова А.В., Бордунов С.И., Сулова А.А., Сауткин Р.С., Глухова Т.А., Перетолчин К.А.* Новые данные о геологическом строении и возможной нефтегазоносности зон сочленения Западно-Сибирской и Сибирской платформ со складчатым Таймыром // Геология нефти и газа. 2012. № 1. С. 30-44.

9. *Старосельцев В.С.* Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. М 1:5 000 000 / В.С. Старосельцев, Н.В. Мельников, М.П. Гришин и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005.

10. *Тальвирский Д.Б.* Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.

Проявления глиняного диапиризма на Пай-Хое и связанные с ним выходы пород эоцена-олигоцена на дневную поверхность

В 2013–2015 годах при ГДП-200 Амдерминской площади (R-41-XX, XXI) в верхнем течении реки Сибитаяхи (Югорский п-ов, Пай-Хой) (рис. 1) в протяженных береговых обрывах изучены дислоцированные глинистые и песчаные толщи, реконструирующиеся как грибообразные, диапироподобные структуры (рис. 2), названные Сибитинскими дислокациями [2]. Отложения в береговых обрывах дислоцированы, по наше-

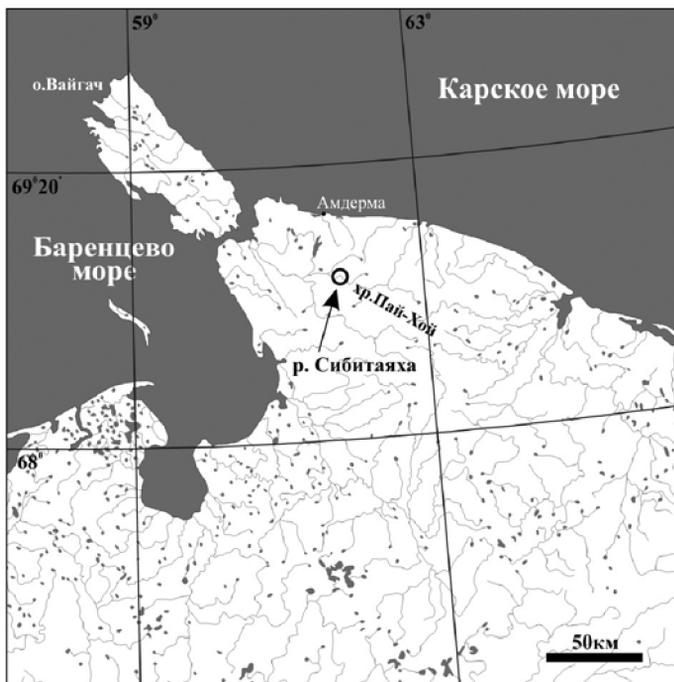


Рис. 1. Схема расположения района работ

¹ ЗАО «Поляпрео»; arina_bartova@mail.ru, dzarkhidze@yandex.ru

му мнению, из-за выдавливания пород существенно глинистой толщи (диамиктона) – в результате проявления глиняного диапиризма по субпараллельно ориентированной системе ослабленных неотектонических зон. Система таких ослабленных направлений проявилась в более широкой зоне динамического влияния над одним из сдвигов в палеозойском фундаменте. Эта полоса Сибитинских дислокаций выделяется на крупномасштабных картах и АФС и узнается в рельефе по скоплениям изометричных сглаженных возвышенностей с относительными превышениями порядка 10–15 метров. Возвышенности приурочены к смятым в складки песчаным толщам с нормальным или же запрокинутым залеганием, понижения между холмами – места выходов тел диапиров на дневную поверхность – соответствуют центральным, осевым частям диапиров. В ядрах диапиров, вероятно, участвуют существенно кремнистые породы среднего палеогена, встреченные в ряде проб в краевой части диапира-4 (рис. 2, инт. 480–490 м). В обнажениях в основании склона, в пределах «ножек» диапира, наблюдались породы скрытобрекчиевидной текстуры; в брекчии зафиксированы спиккулиты, пропитанные аутигенным глауконитом (закл. А.В. Журавлева). Из них были выделены представительные палинокомплексы эоцена (закл. Л.Г. Деревянко). Возможно именно эти породы – остатки плаща эоценовых осадков, сохранившегося по площади фрагментами у подножия возвышенностей, сложенных устойчивыми к выветриванию падейскими песчаниками. По р. Сибитаяхе они, возможно, находятся ниже современного эрозионного среза реки и были встречены в виде фрагментов пород, поднятых диапиром с глубины. Этой фрагментарностью объясняется наличие в отдельных пробах то олигоценовых, то эоценовых спор и пыльцы. Эоценовые пробы приурочены чаще к более глубоким уровням отбора, олигоценовые – ближе к контакту с прорываемыми диапирами породами.

Ранее на этой территории ни подобные дислокации, ни палеогеновые отложения описаны не были. Ближайшие известные поля развития палеогеновых пород находятся за пределами площади листов: на севере, в акватории Карского моря, выделены по данным сейсмических и сейсмоакустических исследований и вскрыты скважинами Ленинградская-1 и Русановская-1 ($^S P_1$ и $^S P_{1-2}$) [3]; к востоку от площади в пределах Карской астроблемы выделены нерасчленённые верхнемеловые и эоценовые породы, перекрывающие импактные образования Карской астроблемы (саяхинская толща K_2-P_2sh) [1].

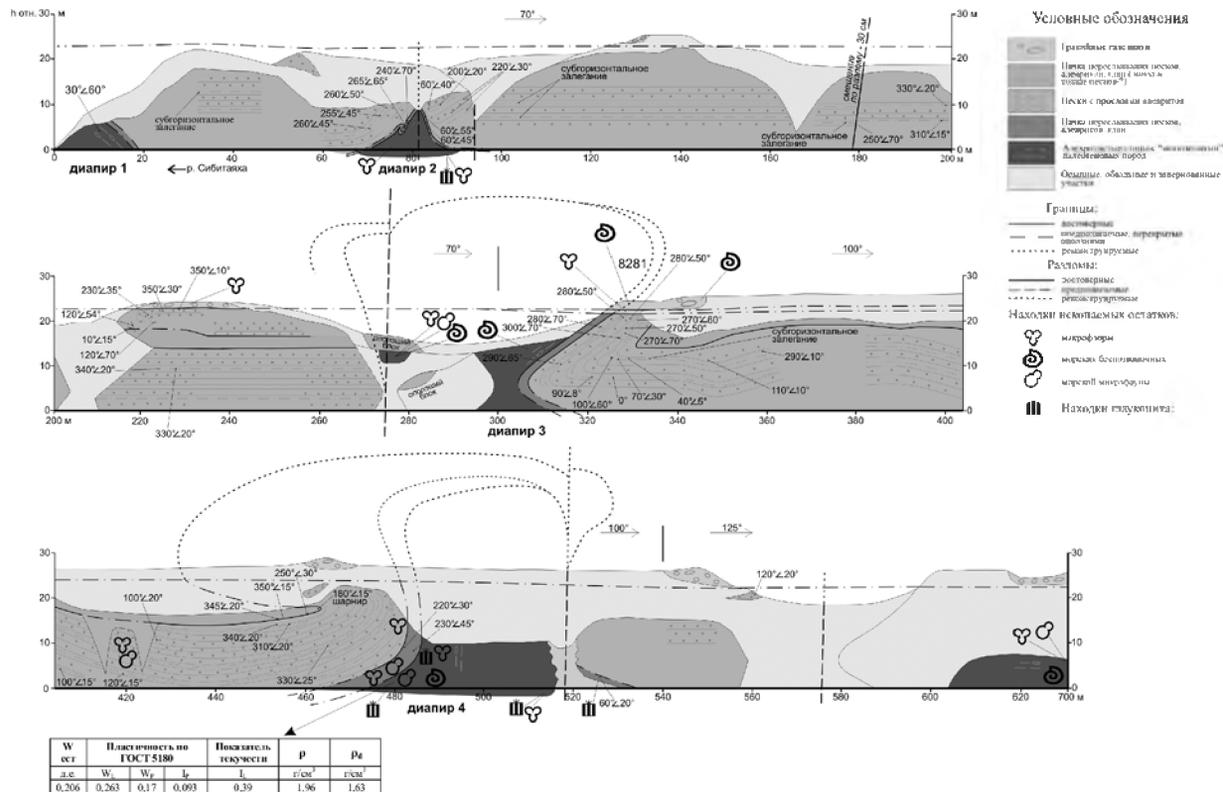


Рис. 2. Разрез с диапирами и сопряжёнными дислокациями на р. Сибитаяха. Сост. А. В. Бартова, Д. В. Зархидзе

В разрезе на реке Сибитаяхе снизу вверх вскрываются:

1. Голубовато-серые алевритистые глины (диамиктон), слагающие выходящие на дневную поверхность осевые части диапиров, плотные, пористые, с гравием, галькой плохой и средней окатанности, редкими валунами (содержание обломочного материала до 15 %). В породе присутствуют участки (возможно, зоны внедрения) с брекчией глин с эоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами, зёрнами аутигенного (в ряде проб и терригенного) глауконита, состоящие на 20 % из спикул губок (глауконитовые глинистые спикулиты). В толще отмечаются отдельные обломки раковин морских моллюсков: *Chirona harmeri* (Ascanius, 1767). Отмечается постепенный переход к перекрывающей толще тонкого переслаивания песков и алевритов через переслаивание песков алевритистых и диамиктона. Спорово-пыльцевые спектры аномально теплые для типичного диамиктона (т. к. диамиктон по условиям своего формирования обычно коррелируется с холодными или умеренными климатическими условиями от таежных, лесостепных до лесотундровых и тундровых) характеризуют хвойно-широколиственные леса, известные в позднем олигоцене, в ряде проб диапира-4 определен эоценовый палинокомплекс. Микрофаунистические находки крайне бедны: преимущественно представлены единичными фораминиферами и лишь в одной выделен аркто-бореальный мелководный комплекс фораминифер, вероятно обитавших в бассейне с пониженной солёностью вод: *Retroelphidium atlanticum*, *R. aff. boreale*, *Cassidulina reniforme*, *C. subacuta*, *Cassandra tereti*, *Buccella frigida*, *Nonionellina labradorica*, *Haynesina orbicularis*, *Trifarina angulosa*, *Stainforthia loeblichii*. Мощность толщи превышает 4 м.

2. Пачка тонкого переслаивания песков, алевритов, глин (с ритмичностью трансгрессивного типа), с олигоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами (вероятно, переотложенными) и с постепенным переходом как в подстилающий диамиктон, так и в перекрывающие пески. Мощности ритмов от 0.5 до 3 см, мощности песчаных частей ритмов преобладают над глинистыми, максимальная мощность глинистых прослоев – 0.5 см. Песчаность увеличивается к кровле, глинистость – к подошве. Мощность пачки около 1.5 м.

3. Толща мелко- и средне-зернистых желтовато-серых песков с различными прослоями алевритистых песков, гравийных песков, а также гравийников и глинистых алевритов, с олигоценовыми спорово-пыльцевыми спектрами (вероятно, переотложенными). Мощность более 25 м.

Все три вышеописанные пачки вовлечены в дислокации, вероятно, связанные с процессами диапиризма и с глубоким размывом и зафиксиро-

рованными угловым несогласием перекрыты плащом гравийно-валунных галечников с раковинами морских моллюсков.

4. Пачка разноокатанных гравийно-валунных галечников со средне- и крупнозернистым песком в заполнителе, с прослоями и линзами жёлто-коричневых алевроитов с глубоким размывом и угловым несогласием перекрывает разные уровни дислоцированных нижележащих толщ (рис. 2, инт. 220–240 м и 320–340 м). Валуны – мелкие, средние, крупные и приурочены, в основном, к нижней части слоя. Галечники включают обломки раковин морских моллюсков: *Mya schwarzbachi* Strauch, 1972; *Chirona harmeri* (Ascanius, 1767) (опред. А.В. Крылова). Спорово-пыльцевой материал из прослоев алевроитов, вероятно, переотложен из подстилающих толщ и соответствует этапу развития березово-еловых лесов с примесью умеренно-теплолюбивых древесных растений, характерных для колвинского времени плиоцена. Мощность слоя до 3 м. Нижняя граница – неровная, чёткая и является границей углового несогласия.

Таким образом, на реке Сибитаяхе, в ядрах диапироподобных структур, вероятно, выведены на дневную поверхность залегающие на глубине в депрессиях докайнозойского рельефа палеогеновые–эоценовые и олигоценовые – глины. Диапиры прорывают и сминают в складки – в том числе запрокинутые – залегающие выше неогеновые пески. С размывом и угловым несогласием эти толщи перекрыты плащом гравийно-валунных галечников зоплейстоцена (?). Наблюдаемые нами толщи по комплексу данных – литологическое строение, наличие фораминифер и фауны морских моллюсков, вероятнее всего, имеют морской генезис.

Литература

1. *Зархидзе Д.В.* Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-41-XXVIII, XXIX (Карская площадь). Нарьян-Мар, 2011.
2. *Зархидзе Д.В.* Отчёт по объекту «Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листов R-41-XX, XXI (Амдерминская площадь)». Сыктывкар, 2014.
3. *Шишкин М.А., Шкарубо С.И.* Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Южно-Карская. Лист R-41 – Амдерма. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008.

Роль ядерно-мантийной конвекции и ротационного режима Земли в океанизации литосферы

В разработках Ю.М. Пушаровского по тектонике океанов, опирающихся на большой фактический геологический материал, содержатся важные положения относительно систематизации бассейнов, к которым применяется термин океан. Указывается, что понятие «океан» должно быть общим для всех времен геологической истории, что геологическое его понятие отличается от географического. В качестве главного звена дальнейших исследований тектоники и геодинамики океанов и Земли в целом видится «неоднородность мантийных геосфер, связанная с конвекцией, зарождающейся в области раздела ядро–мантия, так и внутри геосфер» [4]. Во многих работах Ю.М. Пушаровского красной нитью проходит мысль, что «крупнейшая структурная неоднородность планеты отражена в делении ее на два геологически глубоко отличных сегмента: Тихоокеанский и Индо-Атлантический». Она названа Главной структурной асимметрией Земли.

Отмеченные положения являются основными для обсуждения их в теме доклада. Под океанизацией понимается разрастание значительной по размеру площади с океаническим типом земной коры за счет удаления гранитного слоя в литосфере при подъеме крупных по объему симатических масс и за счет спрединга.

В систематизации бассейнов, имеющих симатическое основание при отсутствии гранито-метаморфического слоя, к которым геологи применяют термин океан, Ю.М. Пушаровским выделяются суперокеан (Тихий), мегаокеаны (Атлантический и Индийский), мезоокеан (Северный Ледовитый) и микроокеаны. Первые три категории бассейнов соответствуют и географическому понятию океан, а микроокеаны – морям. Размеры океанов на порядок превосходят размеры микроокеанов. Их мы в дальнейшем будем относить к системам соответственно I и II порядка. Под всеми упомянутыми бассейнами присутствует астеносфера, например, под глубоководными впадинами морей западной окраины Пацифики. При этом мощность астеносферы под морями и островными дугами (например, Курильской, Тонга) достигает 300 км, а под океаном, по данным В.Ю. Косыгина и В.И. Исаева, не превосходит 170 км [1].

¹ Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия

Позиция океанов и отмеченных морей относительно морфологических осложнений ядра Земли принципиально различна. По данным сейсмотомографии, настоящие океаны расположены над выпуклостями внешнего ядра Земли, а малые бассейны (моря, или «микроокеаны») с корой океанического типа проецируются на зоны впадин поверхности ядра. Причина такого различия видится, с одной стороны, в том, что латеральные размеры бассейнов гармонируют с глубиной факторов, определяющих их развитие, а с другой, – связью с принципиально разными конвективными системами.

Система, определяющая развитие океанов, зарождается в ядре Земли и охватывает всю мантию. Основанием к такому заключению служит следующее. В глубинных слоях Земли не фиксируется существенной инверсии плотностей (модель Наймарка-Сорохтина), что могло бы само по себе привести к всплыванию масс [6]. Подъемы масс может обеспечить конвекция, которая провоцируется нагревом снизу (в данном случае от внутреннего ядра), и реализуется, прежде всего, в средах пониженной вязкости. К таким средам относятся внешнее жидкое ядро и астеносфера. В жидком ядре, по-видимому, присутствуют мелкие конвективные системы, но отражаться в глобальном масштабе могут лишь крупные, так как деформирующее воздействие волновых неоднородностей проникает в выше расположенную среду на высоту не более длины волны [5]. Неоднородность отразится на поверхности внешнего ядра, если количество волн будет не более длины окружности его основания, деленной на его мощность. Радиус внутреннего ядра составляет 1250 км, внешнего 3478 км, мощность 2228 км. Если при таких параметрах волны укладывать в сечения малых кругов, обеспечивая их размещение в объеме подобно вершинам тетраэдра, то в каждом сечении уложится ровно три волны. Положительные фазы этих волн должны совпадать с подъемами поверхности жидкого ядра и соответствовать восходящим потокам, а отрицательные фазы – с впадинами и нисходящими потоками. Такая модель во многом согласуется с сейсмотомографической картиной современного ядра, полученной А. Морелли и А. Дзевонским, и наличием четырех океанов над его поднятиями [1]. Отрицательным фазам волн соответствуют окраины Пацифики, восточное обрамление Африки, Антарктида и Тетис. Примечательно, что Тетис располагается в восточном полушарии в сороковых, а в западном (Карибский бассейн) – в двадцатых широтах. То есть «тетраэдр» модели с ее вершинами нужно повернуть так, чтобы максимум северной положительной фазы конвективной волны займет положение не географического полюса, а близкое к северному магнитному полюсу. Позиция современных океанов согласуется с такой моделью. До мезозоя не было Атлантического,

Индийского и Северного Ледовитого океанов, хотя процессы деструкции континентальной коры, обусловившие их зарождение, происходили в палеозое или раньше, судя по происхождению ряда морей их окраин и Тетиса.

Древность Тихого океана, его «одинокость» и большие размеры позволяют считать, что его происхождение было спровоцировано положительной фазой одноволнового осложнения ядра, в соответствии с моделью раннего ядра, предложенной О.Г. Сорохтиным и С.А. Ушаковым [6]. Отрицательной фазе волны должен был соответствовать суперконтинент типа Пангеи. Дискуссионным при этом остается вопрос: в самую раннюю стадию развития Земли присутствовала ли на месте Пацифики сиалическая кора, смещенная позже при спрединге в область суперконтинента, или ее не было никогда, как допускает Ю.М. Пушаровский? Так или иначе, но именно процесс одноячейистой конвекции заложил основы Главной структурной асимметрии Земли, деление ее на два сегмента. Асимметрия сохраняется и усложняется новыми структурами, связанными с ячеями, упомянутыми выше: двумя, расположенными в южных широтах Индо-Атлантического сектора, и одной в Тихоокеанском секторе.

Анализ особенностей развития бассейнов и геодинамических систем их определяющих может быть проведен на основе уравнений подобия, вытекающих из уравнения Рэлея, описывающего конвекцию, и для медленных пластических деформаций по М.В. Гзовскому. Установлено, что при малом отличии от единицы коэффициентов подобия силы тяжести, разуплотнения и температуропроводности (релаксации разницы температуры) уменьшение размеров конвективной системы на один порядок должно сопровождаться уменьшением вязкости на три порядка и уменьшением времени развития процесса на два порядка [1].

Размеры супер- и мегаокеанов, регулируемых ядерно-мантийной конвекцией, на порядок превосходят размеры морей, относимых к микроокеанам, регулируемых астеносферно-литосферной конвекцией. При усредненной вязкости нижней мантии порядка 10^{25} , а литосферы 10^{22} пауз время достижения ими одинаковых фаз конвекции должно отличаться примерно на два порядка. То есть, при реальной продолжительности функционирования конвективной системы I порядка около 1–2 миллиардов лет (Тихий океан), системы II порядка достигают той же фазы конвекции через 10–20 миллионов лет, а далее их развитие становится более продвинутым. В системах II порядка происходит субдукция литосферы, а в системах I порядка мантия под астеносферой не субдуцируется. В подастеносферной мантии происходит лишь расползание (спрединг) масс от центра системы I порядка на периферию, где нагрет-

тые глубинные скученные массы частично астенизируются вследствие подъема в область пониженных литостатических давлений. На это косвенно могут указывать приведенные Ю.М. Пушаровским с соавторами факты понижения сейсмических волн под Бразилией и Венесуэлой на глубинах 1700–2700 км в объеме с размерами 1000–2000 км по латерали, а под Карибским бассейном на глубинах 1000–1900 км в пространстве до 1000 км длиной [3].

На геологические особенности океанов значительное влияние оказывают эффекты, связанные с ротационным режимом планеты. При конвекции происходит перенос ротационного количества движения, стремящего затормозить вращение поднятых и ускорить опущенных масс. То есть мантия в целом и океаническая кора вращаются вокруг оси Земли быстрее континентальной земной коры. Следствием этого является западный дрейф континентов, весьма разное строение континентальных окраин и частей Тихого океана, расположенных к западу и востоку от зоны спрединга. Американские континенты частично уменьшают былую площадь океанизации Пацифики. Однако в системах II порядка конвекция способна смещать сиалические массы (островные дуги, краевые пояса) с запада на восток, относительно симатических частей задуговых бассейнов, свидетельствуя о преимуществе конвекции над ротационным режимом.

На интенсивность конвекции в системах I порядка оказывают центробежные ротационные силы, которые максимальны в южных широтах и минимальны у полюсов. Этим, по-видимому, объясняется запаздывание заложения Северного Ледовитого мезоокеана и меньшее выражение у него океанических черт, чем у мегаокеанов.

Отмеченные особенности бассейнов, как и главная структурная асимметрия Земли, определяются масштабом конвекции, охватывающей разные уровни планеты, а так же последовательной эволюцией диссимметризации ее ядра и мантии во времени и в пространстве. По В.С. Урусову диссимметризация сопровождается необратимую синергетическую самоорганизацию систем [7]. Принципиальное различие размеров, природы и позиции океанов, с одной стороны, и «микроокеанов» с другой, не позволяет считать корректной сборку древних малых бассейнов в единый древний суперокеан в противовес единому суперконтиненту. На это же указывают палеорекострукции древнейших структур, проведенные М.И. Минцем [2].

Конвективные системы, зарождающиеся в ядре и изменяющие свои свойства во времени, могут существенно влиять на размещение магнитных полюсов Земли. Это в свою очередь кардинально влияет на од-

нозначность и обоснованность реконструкций тектонической позиции крупных блоков Земли по палеомагнитным данным.

Литература

1. *Барышев А.Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М., 1999. 263 с.
2. *Миц М.В.* Неоархей-протерозойский суперконтинент (2.75–0.9 млрд лет): альтернатива модели суперконтинентальных циклов // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 2. С. 17–21.
3. *Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е.* // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
4. *Пуцаровский Ю.М.* Избранные труды: Тектоника Земли: в 2 т. М.: Наука, 2005. Т. 1. 350 с. Т. 2. 555 с.
5. *Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
6. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
7. *Урусов В.С.* Эволюция Земли и Космоса в свете концепции симметрии-диссимметрии // Смирновский сборник. М.: МГУ, 2007. С. 11–50.

В.Ю. Баталев¹, Е.А. Баталева, А.К. Рыбин, В.Е. Матюков

Взаимосвязь тектонических и морфологических характеристик с глубинным строением Центрального Тянь-Шаня

Составленная на основе анализа комплекса геофизических данных модель глубинного строения Центрального Тянь-Шаня рассмотрена в работах [1–3] и отражает региональные особенности строения внутриконтинентального орогена. Попытка построения структурно-вещественной модели зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня отражена в работах [4–6]. Выявлению конкретных механизмов структурно-вещественного преобразования горных масс, связанных с геодинамикой консолидированного фундамента посвящена работа Леонова М.Г. [7]. Вместе с тем совокупное рассмотрение и корреляция данных по геологическому

¹ Научная станция РАН в г. Бишкеке, Бишкек, Киргизия; batalev@gdirc.ru, bataleva@gdirc.ru, rybin@gdirc.ru, vitaliy@gdirc.ru

строению доступного для прямого наблюдения приповерхностного слоя земной коры, данных по морфоструктуре дневной поверхности и поверхности фундамента и данных по глубинному строению на сегодняшний день практически не выполнялось. Именно этим аспектам и предполагается уделить внимание в данной работе.

Основным геофизическим методом исследования являлось магнитотеллурическое зондирование (МТЗ), основанное на изучении вариаций естественного электромагнитного поля Земли. Для построения модели был использован материал (30 зондирований), полученный по локальному профилю (рис. 1) длиной 70 км. Работы МТЗ (диапазон периодов 0,001–1600 с) были выполнены с применением новейших программ SSMT-2000 аппаратурой Phoenix MTU-5D. Интерпретация результатов магнитотеллурического зондирования выполнена с помощью алгоритма двухмерной инверсии Rodi-Mackie [8].

На рисунке 2 показано сопоставление упрощенного геологического разреза через хребет Байбичетоо и прилегающих частей Нарынской и Атбашинской впадин [9], с двумерной геоэлектрической моделью вдоль профиля МТЗ, приведённого на рисунке 1. Для наглядности сопоставляемые структуры геологического разреза и двумерной геоэлектрической модели помечены цифрами в кружках. Отмечается их хорошее соответствие друг другу для полого залегающих проводящих структур осадочного чехла Нарынской впадины. Предсказанные в геологическом разрезе Нарынской впадины «скрытые» разломы фундамента в геоэлектрической модели отображены наклонными и субвертикальными проводящими зонами шириной до 1,5–2 км. Выступы фундамента Нарынской впадины – структуры 1, 2, 3 геологического разреза, хорошо выделяются в геоэлектрической модели в виде соответствующих блоков. Ключевой структурой в геологическом разрезе является выступ палеозойского фундамента, образовавший хребет Байбичетоо (4), который занимает центральное место и в геоэлектрической модели. Это высокоомное тело, шириной около 10 км имеет небольшой наклон к СЗ. Оно прослеживается до глубин залегания корового проводящего слоя, который спорадически распространяется по территории всего Тянь-Шаня. Структура чехла и поверхности фундамента Атбашинской впадины в геологическом разрезе имеет более сложный характер, чем для Нарынской впадины. На это указывает присутствие в геоэлектрической модели проводящей структуры (5) и изолятора (6), предсказанных в глубинном геологическом разрезе [9]. С севера Атбашинская впадина граничит с хр. Байбичетоо по серии разломов, которая в геоэлектрической модели представлена наклонной проводящей зоной до глубин 20 и более километров. Необходимо отметить, что вергентность проводящих

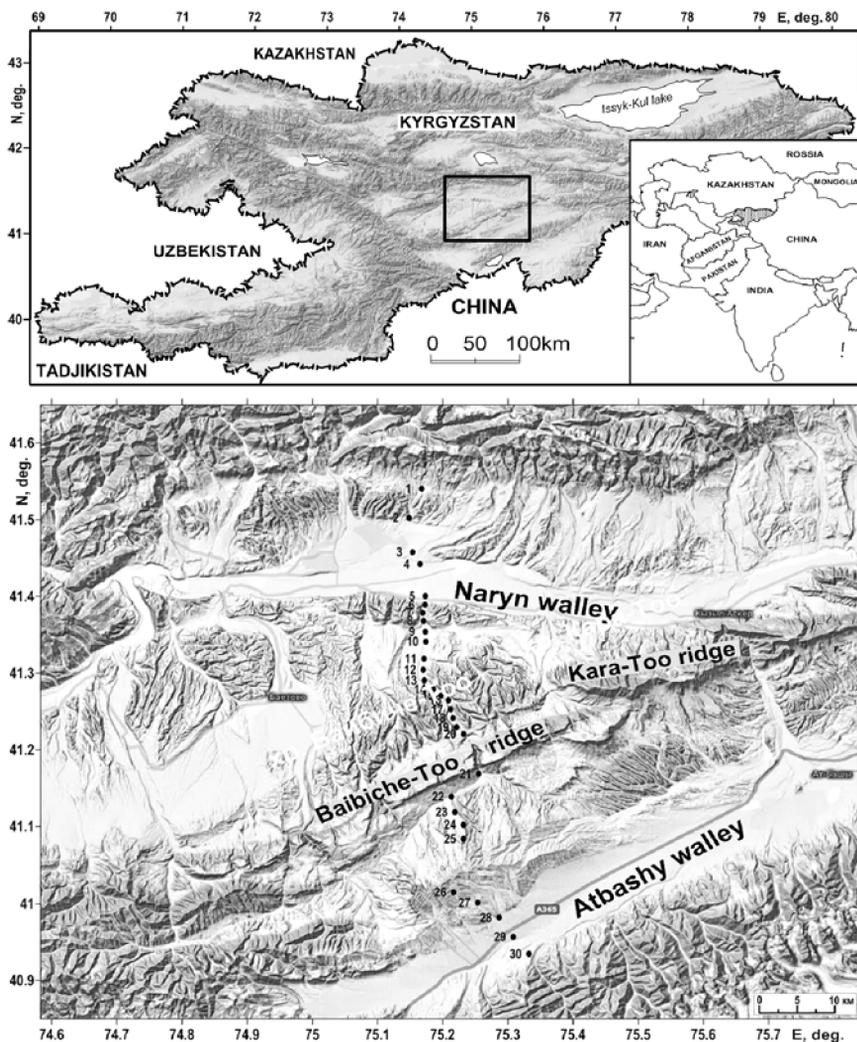


Рис. 1. Схема расположения района работ – верхняя панель; местоположение профиля МТЗ в Нарынской и Атбашинской впадинах – нижняя панель

(разломных) структур, ограничивающих высокоомный выступ хр. Байбичетоо в модели МТЗ не согласуется с показанной на геологическом разрезе, в то время как корреляция проводящих зон геоэлектрической модели и разломов, ограничивающих Атбашинскую впадину очень вы-

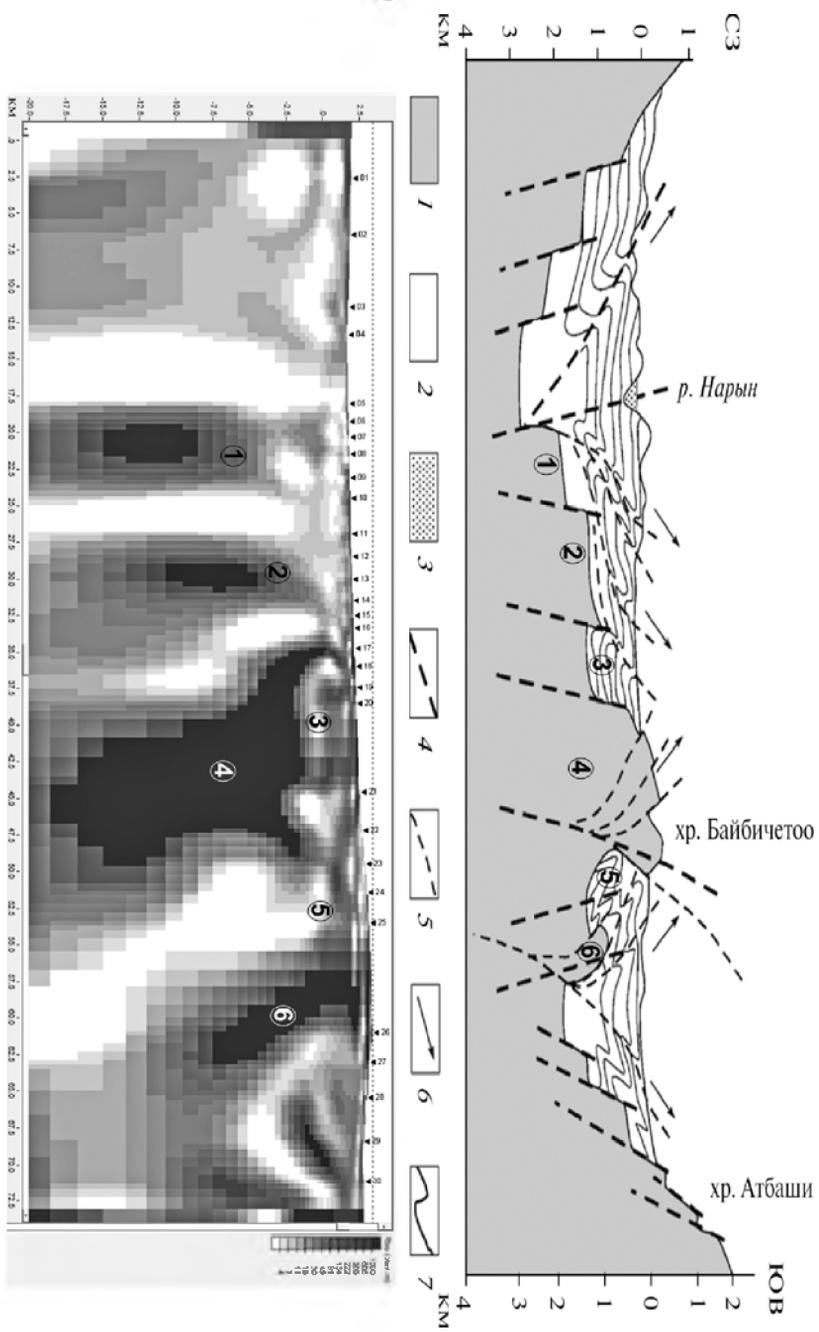


Рис. 2. Упрощенный разрез через хребет Байбичетоо и прилегающие части Нарынской и Атбашинской впадин по [9] – верхняя панель: 1 – палеозойский фундамент; 2 – кайнозойский чехол; 3 – аллювий р. Нарын; 4 – разломы, секущие породы фундамента; 5 – разломы в чехольном комплексе; 6 – направление перемещений по разломам; 7 – складки в чехольном комплексе; нижняя панель: двумерная геоэлектрическая модель по профилю МТЗ. Расположение профиля показано на рис. 1. Значения электросопротивления в модели показаны цветом, цифрами в кружках помечены сопоставляемые структуры

сокая. Таким образом, предполагается в дальнейших работах провести согласование данных по глубинной части исследуемого района.

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

Литература

1. Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Кларр Ж.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Roesker S.W., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар – Сонкёль) // Геотектоника. 2010. № 2. С. 23–42.
2. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований / М.: Научный мир, 2011. 232 с.
3. Bielinski R.A., Park S.K., Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophysical Res. Lett. 2003. V. 30. № 15. 1806, doi:10.1029/2003GL017455
4. Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B01202, DOI:10.1029/2009JB007125
5. Баталев В.Ю. Петрологическая интерпретация магнитотеллурических данных глубинной зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня // ДАН. Т. 438. №2. 2011. С. 212–216.
6. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекорových и верхнемантийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 2022–2031.
7. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 454 с.
8. Rodi W.L., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66. P. 174–187.
9. Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Алексеев Д.В. Пулл-апартовый механизм формирования кайнозойских впадин Тянь-Шаня и их трансрессивная эволюция: структурные и экспериментальные свидетельства // Геотектоника. 2014. № 1. С. 29–61.

Реликты докембрийских океанических бассейнов в составе гранулитовых поясов Земли и геодинамические следствия

Гранулитовые пояса представляют собой особый тип подвижных зон, несущий в себе важную геодинамическую информацию, а их изучение остается одной из центральных проблем в геотектонике. Важная роль в определении их тектонической природы принадлежит построению численных моделей с использованием физико-математического моделирования и расчета теоретических P – T -трендов эволюции пород. В значительной степени на этих данных [9 и ряд других] основана популярная коллизионно-эрозионная модель Гималайского типа. Она предполагает условия межконтинентальной коллизии, приводящей к почти двойному утолщению континентальной коры, сопровождающейся одноактным высокобарическим гранулитовым метаморфизмом, развивающемся в компрессионном режиме с изотермальными декомпрессионными трендами.

Очевидно, что эта модель, основанная на результатах численного моделирования, нуждается в подтверждении структурными и историко-геологическими данными.

Особенности структуры гранулитовых поясов согласуются с указанной коллизионной моделью. На примере всех поясов видно, что их внутреннее строение представляет собой сложный тектонический коллаж, состоящий из разнородных аллохтонных пластин.

Несколько иная ситуация складывается с другой проблемой. Модель Гималайского типа с коллизией континент–континент предполагает цикл Вильсона: предшествующую субдукцию океанической литосферы и закрытие океана между континентальными блоками. Таким образом, необходимы доказательства существования океана, предшествующего коллизии в виде реликтов докембрийских океанических бассейнов в структуре гранулитовых поясов Земли. Такие реликты могут быть в виде непосредственных фрагментов древней океанической коры, либо в виде определенных породных комплексов, доказывающих существование палеоокеанов.

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

Офиолиты обнаружены в составе нескольких гранулитовых поясов. Неоархейские офиолиты Донгванзи были описаны М. Каски с соавторами в гранулитовом Центральном орогеническом поясе Северокитайского кратона [12]. На севере этого кратона, в северо-западном Хебее среди гранулитов в полосе длиной 250 км и шириной 3–6 км распространены выходы метаморфизованных основных и ультраосновных пород, которые рассматриваются по своим свойствам в качестве фрагментов неоархейской океанической коры [13]. Неоархейские офиолиты описаны А.И. Слабуновым в центральной части Беломорского пояса в полосе длиной 150–160 км и шириной 0.5–3 км [4].

Деформированные и расчлененные офиолиты Кандра с возрастом 1.85 млрд лет установлены на стыке Восточно-Гатского гранулитового пояса с Дарварским кратоном [16]. В качестве мезопротерозойских офиолитов рассматривается основной–ультраосновной комплекс Квинсбороу в Гренвильском поясе [17]. В Мозамбикском поясе мезопротерозойские гранулиты Лурию протягиваются от Северного Мозамбика до Танзании, ассоциируются с офиолитами и рассматриваются как древняя сутура [6].

Островодужные и другие океанические комплексы. В составе архейского Беломорского подвижного пояса выделяются комплексы океанических плато, островодужных и окраинноконтинентальных вулканитов, преддуговых бассейнов [4].

Н.Е. Козлов, детально исследовав высокобарические гранулиты Лапландского пояса, обнаружил большое сходство их протолитов с вулканогенно-осадочными породами молодых фанерозойских островных дуг [2]. Детальные геохимические исследования пород палеопротерозойского гранулитового комплекса Жуис де Фор, показали присутствие в составе толеитовых протолитов основных гранулитов пород сравнимых с вулканитами современных островных дуг и базальтами СОХ. Известково-щелочные средние и кислые гранулиты данного комплекса отвечают по своим геохимическим характеристикам островным или континентальным дугам [8]. Геохимическое изучение палеопротерозойских основных гранулитов, чарнокитов и эндербитов домена Онголе Восточно-Гатского пояса показало сходство их состава с типичными магматическими дугами через их субщелочной характер, обогащение легкими редкоземельными и литофильными элементами, деплетирование тяжелыми редкоземельными элементами и такими как Nb, Ta и Ti. Дуга Онголе была причленена к Индийскому континенту в процессе субдукции [15]. Исследование геохимии гранулитовых комплексов присаянского выступа фундамента Сибирской платформы, показало надсубдукционную природу. Протолитами неоархейских метавулканических

пород шарыжалгайского комплекса послужили вулканические породы высококальциевой известково-щелочной (шошонит-латитовой), а палеопротерозойских – известково-щелочной серии. Протолиты неoarхейских метавулканических пород китойского комплекса представлены вулканическими породами известково-щелочной серии [3]. Океанические базальты установлены среди протолитов в гранулитовом поясе Бандара-Балагат к югу от Суйсарского орогена с возрастом 2672 млн лет [14]. Геохимические результаты исследований гранулитов Мельник Белорусско-Подляского гранулитового пояса показало их сходство с андезитами и базальтами современной Идзу-Бонинско-Марианской островодужной системы [11]. Изучение протолитов пород полиметаморфического пояса Земли королевы Мод установило океаническую и островодужную природу архейских, мезопротерозойских и неопротерозойских амфиболитов [10].

Субдукционные эклогиты в составе гранулитовых поясов. Свидетельством предколлизийной субдукции, а следовательно и существования бывшего океана является ассоциация высокобарических гранулитов с эклогитами. В настоящее время эклогиты разного возраста установлены в нескольких гранулитовых поясах.

В Беломорском поясе протолиты архейских эклогитов по геохимическим характеристикам представляют собой примитивные, преимущественно высокомагнезиальные базальты океанического происхождения, более близкие по источнику к примитивной мантии, нежели современные MORB [5]. Эклогиты поясов Убендий и Усагара образовались во время субдукции палеопротерозойской коры и впоследствии вошли в переслаивание с другими породами. Геохимически эклогиты Убендия напоминают MORB. Их формирование в процессе субдукции на уровне 1886–1866 млн лет предшествуют континентальной коллизии – 1831–1817 млн лет [7].

Эти и другие примеры показывают, что межконтинентальная коллизийная модель гранулитовых поясов, основанная на интерпретации данных *P–T*-трендов, подтверждается геологическими данными: коллизийным характером структуры и присутствием реликтов древних океанов, предшествующих столкновению континентальных фрагментов. Ее принятие дополнительно обосновывает определенные геодинамические следствия, часть из которых была сформулирована ранее [1]. Отмечу некоторые из них.

Гранулитовые пояса – индикаторы межконтинентальных коллизий, а следовательно циклов Вильсона (океанических раскрытий и закрытий), имевших место в их эволюции.

Характерным свойством гранулитовых поясов является их полициклическость и полиметаморфизм. При этом, в пределах одного пояса отмечается присутствие нескольких (по крайней мере двух) разновозрастных гранулитовых комплексов. Существование подобных унаследованных долгоживущих структур предполагает, исходя из их установленной океанической природы, неоднократные раскрытия и закрытия океанических бассейнов вдоль фиксированных направлений, что противоречит представлениям о хаотической перетасовке континентальных блоков и предполагает существование упорядоченного структурного плана Земли в рамках которого протекают плитно-тектонические процессы.

Гранулитовые пояса в значительной степени контролировали сборку и распад древних суперконтинентов. Об этом свидетельствует приуроченность большей части из них к окраинам современных молодых океанов (Мозамбикский пояс Восточной Африки и его продолжение – центральная часть Земли Королевы Мод Восточной Антарктиды, Приатлантический пояс Южной Америки, Восточно-Гатский пояс Индии, Гренвилльский пояс северной Америки).

Выявление в составе гранулитовых поясов реликтов докембрийских океанических бассейнов в сочетании с другими свойствами этих структур показывает их значение как индикаторов палеогеодинамических обстановок и показывает возможность их использования для решения принципиальных задач геотектоники.

Литература

1. *Божко Н.А.* Высокобарические гранулито-гнейсовые пояса как важные объекты палеотектонического анализа // Материалы научной конференции и путеводитель научных экскурсий. Гранулитовые и эглогитовые комплексы в истории Земли. Тез. докл. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 31-34.
2. *Козлов Н.Е.* Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов). Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., 1995. 36 с.
3. *Левицкий И.В.* Геохимия гранулитовых и зеленокаменных комплексов присаянского выступа фундамента Сибирской платформы. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2012. 23 с.
4. *Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита. Петрозаводск.: Карельский научный центр РАН, 2008. 294 с.
5. *Щитанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И.* Геохимия и изотопный возраст эглогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства о субдуцировавшей архейской океанической коре // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 3. С. 341-364.

6. *Andreoli M.A.* Petrochemistry, tectonic evolution and metasomatic mineralisations of Mozambique belt granulites from S. Malavi and Tete (Mozambique) // *Precam. Res.* 1984. V. 25. P. 161-186.
7. *Boniface N., Schenk V., Appel P.* Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry // *Precam. Res.* 2012. V. 192–195. P. 16–33.
8. *Duarte B.P., Heilbron M., Neto M.C.C.* Granulite/Charnockite From The Juiz De Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano Ribeira Belt // *Revista Brasileira de Geociências.* 2000. V. 30. N 3. P. 358-362.
9. *England P.C., Thompson A.B.* Pressure temperature time paths of regional metamorphism. 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *Journal of Petrology.* 1984. V. 25. P. 894-928.
10. *Grosch E.G., Bisnath A., Frimmel H.E., Board W.S.* Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks in western Dronning Maud Land, East Antarctica: implications for the geodynamic evolution of the Proterozoic Maud Belt // *J. Geol. Soc. London.* 2007. V. 164. P. 465–475.
11. *Krzeminska E., Wiszniewska J., Williams I.S.* Reconnaissance U-Pb Zircon Geochronology of High Grade Mielnik Orthogranulites and their protolith from Paleoproterozoic Belarus-Podlasie belt (E Poland/ W Belarus) // *Abstracts Book 2nd International Conference on Precambrian Continental Growth and Tectonism.* 2009. P. 142-144.
12. *Kusky T.M., Li J.H., Tucker R.D.* The Archean Dongwanzi Ophiolite Complex, North China Craton: 2.505 Billion Year Old Oceanic Crust and Mantle // *Science.* 2001. V. 292. P. 1142–1145.
13. *Liu Y., Wang R., Nie B., Chen H., Liu L.* A well-preserved Neoproterozoic suture zone □ Evidences from the complexes in the area of Northwest Hebei, China // *Continental Dynamics. Conference Series No. 18. Abstract Volume.* Xian, China, IAGR 2014.
14. *Ramachandra H.M., Roy A.* Evolution of the Bhandara-Balaghat granulite belt along the southern margin of the Sausar Mobile Belt of the Central India // *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.).* 2001. V. 110. N 1. P. 251-368.
15. *Sarkar T., Schenk V., Berndt J.* Formation and evolution of a Proterozoic magmatic arc: geochemical and geochronological constraints from meta-igneous rocks of the Ongole domain, Eastern Ghats Belt, India // *Contrib. Mineralogy and Petrology.* January 2015. V. 169. P. 5.
16. *Sesha Sai V.V.* Kandra ophiolite complex in Nellore Schist Belt, Andhra Pradesh: vestiges of Precambrian oceanic crust // *National Seminar on Active and Fossil Suture Zones: Abstract volume.* WIHG, Dehra Dun, 2006. P. 113-117.
17. *Smith T.E., Harris.* The Queensborough mafic-ultramafic complex: a fragment of a Meso-Proterozoic ophiolite? Grenville Province, Canada // *Tectono-physics.* 1996. V. 265. Is. 1–2. P. 53-82.

Особенности строения зоны сочленения Арктического и Урало-Монгольского складчатых поясов с реликтами океанических структур

Арктический складчатый пояс в терминологическом плане редко используется, хотя А.П. Карпинский в одной работе по поводу находок силурийской фауны на Новой Земле писал, что новые завоевания верхнесилурийское море сделало в области юго-западной России и на северной оконечности Тимана и на северо-восточном побережье Северного острова Новая Земля, где находился залив Полярного океана [4]. Таким образом, как отмечалось в десятилетие после смерти А.П. Карпинского, обобщение работ А.П. Карпинского продолжает оставаться руководящими, классическими работами [4]. Когда фактов мало, но они есть, то все равно они могут послужить фундаментом для будущего. А.П. Карпинский отмечал, что только географическое распространение известных осадков с палеонтологическим материалом [5], можно прийти к выводам, более менее близким к истине [4].

Эти идеи позднее как-то потерялись и более популярным было мнение [7] о структурных связях складчатости Таймыра и Урала через Ямал. С тех пор обычно к Урало-Монгольскому поясу стали относить всю систему от Новой Земли и Пай-Хоя до Алтая [6]. Но вот уже более 20 лет как Ямал стал интенсивно разбуриваться, и его реальная палеозойская структура детально описана. Применение метода SHRIMP-II по определению абсолютного возраста цирконов сначала позволило выявить здесь гранитоиды с возрастом 259 млн лет, затем докембрийских кристаллических сланцев, с возрастом метаморфизма в диапазоне 550–520 млн, что соответствует тиманской орогении. Эти исследования были продолжены и в 2016 году, значительно пополнены по Ямалу и правобережью Обской губы – Медвежье месторождение, скв. 1001.

В целом, по фундаменту Ямала кроме широко распространенных девонских яшмо-кремнисто-глинистых сланцев с радиоляриями, а также нижнего ордовика с конодонтами, мы имеем карбонатную платформу, с палеонтологическим обеспечением силура, девона и нижнего карбона, которая с юга ограничена снова формациями – индикаторами реликтов океанических фаций – радиоляритами с фауной девона, водорослевыми

¹ НАО СибНАЦ, г. Тюмень; sibnac@sibsac.ru

известняками, и островодужными андезито-базальтами, вскрытыми скв. 38 Ярудейской в интервале глубин 4183–5010 м, которая расположена к югу от Обской губы и вместе со скв. 7 Надымской, вскрывшей аналогичной тельпосской свиты, перекрытой в разрезе скв. 7 яшмами, входит в состав Урало-Монгольского пояса [1, 2, 6].

Таким образом, типичные Уралиды охватывают территории, прилегающие к Обской губе, эту губу и крайний юг Ямала, где еще встречаются гранитоиды с возрастом около 260 млн лет. Новопортовская карбонатная платформа, далее северо-западные площади, включая Бованенковское и Вост.-Бованенковское месторождения, где складчатый фундамент представлен пермскими и даже раннетриасовыми глинисто-песчаными сланцами, углеродистыми известняками с горизонтом базальтов (тиутейская серия), относятся к Арктическому поясу миеогеосинклинального сложения и, как показывает тектоника Пай-Хоя, надвинутыми на Уралиды. Наиболее молодые гранитоиды Арктического складчатого пояса имеют Аг-Аг возраст в пределах 244–256 млн лет, а складчатые структуры рассечены долеритовыми дайками с возрастом в 218 млн лет. Структуры Арктического складчатого пояса, включая Таймыриды с возрастом консолидации в 245 млн лет, имеют четкую южную вергенцию.

Зона пересечения и взаимного проникновения охватывает на Полярном Урале Щучьинское полукольцо (амфитеатр) и юг Ямала (рисунок). Именно в этом районе среди палеозойских толщ «разбросаны» небольшие горсты, сложенные кристаллическими сланцами и гнейсами «тиманского» возраста (таблица). Здесь мы не имеем уральской целостности в виде удлиненных антиклинорий и синклинорий меридионального простирания. Но широко представлены поперечные структуры с позднепалеозойско-раннетриасовой активизацией, в то же время сохраняются признаки островодужного режима в девоне, свойственного Уралидам.

Если обратиться к картам потенциальных полей, то чередование зон разного знака ясно прослеживается на западе только до Приполярного Урала, а севернее – теряется в мелкоблоковости. В более восточных зонах Уралид северо-восточная зональность также исчезает к югу, где последовательно как бы укорачиваются антиклинории, подчеркнутые по скважинам наличием в их ядрах древних метаморфитов. Это «укорочение» антиклинорий, отображаемое отрицательными аномалиями потенциальных полей, продолжается и в Тургайском прогибе, обнаруживаясь в Улу-Тау Казахстанид. Как здесь не вспомнить А.П. Карпинского, «И не будем удивляться, что структуры Урала на восток прослеживаются до гор Улу-Тау». Многие недооценивают того факта, что Тур-

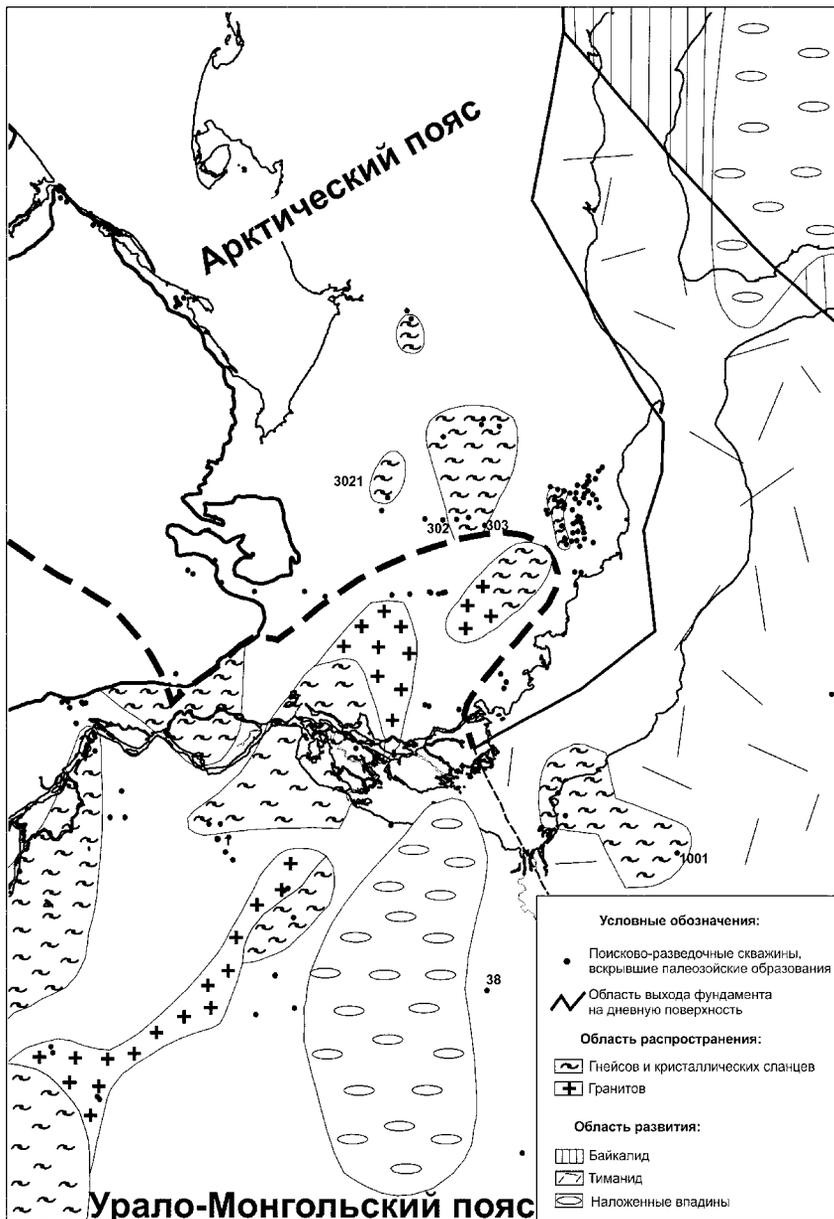


Рисунок. Схема строения зоны сочленения Арктического и Урало-Монгольского складчатых поясов

Таблица. Датировки цирконов на SHRIMP-II из метаморфитов Ямала

№ п/п	Площадь, № скв.	Глубина, м	Горная порода	Возраст по конкордии, млн лет	Примечания
1	Верхореченская, 2	2565	Кристаллический сланец	1168±13	Новые данные
2	Восходная, 3021	2690	Сланец	978±10	Новые
3	Зап.-Яротинская, 302	2689	Сланец	552±13	Новые
4	Зап.-Яротинская, 303	2763	Гнейс	515±5	Новые
5	Зап.-Яротинская, 303	2762.9	Слодяной сланец	520±4	Бочкарев и др., 2015
6	Медвежья, 1001	4544	Углеродистый филлит	519.0±5	Бочкарев и др., 2015
7	Медвежья, 1001	4538	Филлит	526±4	Бочкарев и др., 2015
8	Янгиюганская параметрическая	3852	Гранито-гнейс	566±3	Бочкарев и др., 2013
9	Янгиюганская параметрическая	4047	Гранито-гнейс	545±5; единичное зерно	Бочкарев и др., 2013

гайский прогиб в годы поиска железнорудных палеозойских формаций был интенсивно разбурен, хотя kern многих сотен скважин мало, где сохранился. Обобщая эти «зауральские» материалы Н.Б. Малютин и др. отметили, что они исследовали 7000 разрезов. Здешний палеозой в последние годы нарастился риолитами с абсолютным возрастом 261–248 млн лет – варгашинская серия [1]. Но этот факт в прежние годы терялся, т.к. была склонность включать риолиты в более молодую туринскую серию.

Туринская и челябинская серия – это уже тафогенный этаж Уралид, представленный в основном аркогенными грабенами.

Литература

1. Бочкарев В.С. Учение об Уралидах // Горные ведомости. 2015. №11. С. 6-21.
2. Брехунцов А.М., Бочкарев В.С. Схема тектоники Урало-Сибирского региона // Горные ведомости. 2015. № 11. С. 6-21.
3. Исаев Г.Д. Геология и тектоника палеозоя Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2010. № 4. С. 52-68.

4. *Карпинский А.П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М.: Изд. АН СССР, 1947. 206 с. + карты.

5. *Соколов Д.* Общие рассуждения о Географическом распределении, природе и начале Европейских материков (продолжение) // Горный журнал. 1833. Ч. III, № 7-9. С. 62-81.

6. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 487 с.

7. *Шатский Н.С.* Проблемы нефтеносности Сибири // Нефтяное хозяйство. 1932. № 9. С. 131-140.

А.В. Викулин¹

Геодинамика: тектоника плит и ротационная тектоника, плюсы и минусы

Введение. Тектоника плит многими исследователями, не только геологами, принимается как единственно возможная «истина в последней инстанции». Эта концепция «приобрела статус официальной господствующей парадигмы и стала рассматриваться как наиболее верная и всеобъемлющая теория». Она является необычайно популярной и, видимо, в этой связи на «фоне» тектоники плит не воспринимаются другие альтернативные подходы к описанию геологических процессов. Такое положение дел приводит к **«деформации» восприятия геологической действительности и, как следствие, к искажению реальной геодинамической ситуации**, в основном, по следующим причинам. Во-первых, концепция тектоники плит имеет как ряд очевидных, видных «невооруженным взглядом», неточностей, так и ограничения принципиального плана. Во-вторых, разработаны альтернативные тектонике плит подходы, позволяющие с позиции других физически, механически и геологически более обоснованных представлений решать задачи геодинамики. К числу таких альтернативных подходов относится и разрабатываемая автором с коллегами ротационная модель.

Тектоника плит. *Теорема Эйлера* занимает важнейшее место в концепции тектоники плит: она, по сути, является одной из шести основных ее фундаментальных гипотез [12, с. 42–48]. Тем не менее, имеет место определенная вольность, с которой исследователи геологи трак-

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский; vik@ksnet.ru

туют как саму теорему, так и возможные следствия из нее. Теорема Эйлера или Эйлера–Даламбера является *математической* теоремой и потому какие-либо «вольности» при ее использовании просто недопустимы. Необходимым и достаточным условием применимости этой теоремы является наличие у тела одной неподвижной точки. Так же воспринималась и воспринимается эта теорема и физиками. На Земле отсутствует неподвижная точка: она совершает во Вселенной довольно сложное движение. Поэтому **нет никаких оснований для использования в геодинамических моделях противоречащей и математическим, и физическим, и геологическим, и, следовательно, тектонофизическим условиям теоремы Эйлера.**

Концепция «сила». При объяснении особенностей движения геосреды, как вращающейся среды, применение концепции силы было, фактически, предопределено использованием теоремы Эйлера. В ее рамках, как уже отмечалось выше, в плейт-тектонике любые вращательные движения плит механически равнозначны соответствующим им трансляционным перемещениям вдоль поверхности Земли, механическим аналогом и/или образом которых, очевидно, и является концепция силы. Отсюда и «глобальная сила тектоники плит» [9, с. 321], которая «воздействуя на литосферные плиты» конвекционными течениями в мантии [9, с. 303] «создает большие напряжения» в литосфере. Именно концепция силы для подавляющего большинства исследователей–геологов является в настоящее время основополагающей при решении задач геодинамики и тектонофизики. Таким образом, отсутствие математических и геологических оснований для применения теоремы Эйлера при описании геодинамических движений не позволяет механически обосновать и применение в тектонике плит в качестве основополагающей концепцию силы.

Геологические свойства геосреды – энергонасыщенность, реидность и способность образовывать вихревые геологические структуры, *выявленные сами же геологами*, в рамках тектоники плит не находят своего объяснения и, видимо, по этому, как правило, и не рассматриваются и не анализируются. Нелинейные же свойства геосреды, выявленные *геофизиками*, геологи пытаются анализировать и использовать, но делают это они, по сути, на «бытовом уровне» [2, 3].

Волновая геодинамика. Применение теоремы Эйлера и использование концепции «сила» привело к тому, что в механических моделях, построенных в рамках тектоники плит, уравнения движения и «твердой» земной коры и литосферы, и «вязкой» астеносферы записаны в инерциальной (не вращающейся) системе координат [9, с. 408–411; и др.]. Что представляется странным, поскольку Земля является *вращаю-*

щейся вокруг своей оси с достаточно малым периодом планетой; с физической точки зрения такой, по сути, «инерционный» подход к задачам геодинамики является очевидным «промахом».

Пути дальнейшего развития тектоники плит. Вместо более строгого обоснования тектонофизических, механических, математических и геологических основ дальнейшее развитие тектоники плит планируется проводить, фактически, по пути ее усложнения. Действительно, согласно [9, с. 303]: «На Земле существуют как бы две тектоники: глобальная и непрерывная ... тектоника плит и неравномерная во времени импульсная тектоника мантийных плюмов». Модель такой «новой» тектоники включает восемь основных положений, что с учетом шести положений «классической» тектоники плит получается слишком сложная конструкция, разобраться в которой не ее авторам, по-видимому, уже просто не возможно.

Резюме. Геодинамическая составляющая тектоники плит находится в «тяжелом» и даже «тяжелейшем» кризисе. Выводом ее разноплановой, долголетней и «безответной» критики (см., например [1, 3–6, 10, 11] и др.) может являться утверждение: все увеличивающееся несоответствие тектоники плит имеющимся данным приводит к тому, что любое ее усовершенствование ведет только к «ухудшению ситуации». В шахматах – цугцванг, любой ход ведет к ухудшению позиции. Необходимы принципиально новые, отличные от тектоники плит подходы к описанию геологических явлений, в основе которых должен быть заложен, в первую очередь, факт вращательного движения Земли.

Ротационная модель геодинамического процесса. *Концепция «движение геосреды».* Ю.О. Кузьминым было показано, что непосредственной причиной деформаций земной коры является *движение геосреды*, а не силы на нее действующие [7, с. 4]. Замена основополагающей в геодинамике концепции «сила» на концепцию «движение», по сути, приводит к «разломно-блоковой» дилемме [8] и/или известным представлениям А.В. Пейве и М.А. Садовского о блоковом строении геосреды. Геодинамические (тектонофизические) свойства такой среды в полном соответствии с физическими представлениями и данными инструментальной геодезии должны определяться волновым взаимодействием блоков между собой [2, 8] или – физикой такого взаимодействия [2].

Закон сохранения момента в геодинамике. Первым основополагающим положением механики вращающегося твердого тела является независимость угловой скорости от жестко связанной с телом системы координат. Это позволяет для геосреды применить концепцию «момент импульса», которым обладает любой (любая) из слагающих ее блоков (плит). Вследствие поступательного движения верхней мантии вдоль

поверхности Земли происходит изменение направления момента блока (плиты), что в соответствии с законом его сохранения приводит к появлению момента силы, прикладываемого к поверхности блока (плиты) со стороны окружающей его (ее) среды.

Основные положения ротационной геодинамической модели. Движение блоковой (вращающейся) геосреды в силу закона сохранения момента импульса приводит к генерации в окружающей блок среде упругих напряжений с моментом силы. Результирующее упругое поле, представляющее собой «суперпозицию» собственных полей всех блоков, плит и геологических структур Земли и их взаимодействий между собой, в рамках ротационной модели представляет собой, по сути, единое поле, которое во взаимодействии с «собственным» вращением Земли «управляет» геодинамическим (сейсмическим + вулканическим + тектоническим) процессом планеты [2].

Геологические свойства геосреды – энергонасыщенность и реидность, нелинейность, а также ее способность двигаться «вихревым» способ оказывается возможным объяснить в рамках ротационной модели [2, 3].

Обсуждение результатов. Проведенный сравнительный анализ двух концепций, используемых для описания геодинамических движений – тектоники плит и ротационной модели, вскрывает слабые стороны первого направления и сильные стороны второго, что, очевидно, может указывать на преимущество второго подхода над первым. Это проявляется и в физико-математической строгости изложения, и в геодинамической обоснованности заложенных в их основания исходных положений, и в качестве (геодинамической важности и тектонофизической обоснованности) получаемых в их рамках результатов. Такое же преимущество ротационного подхода над тектоникой плит подтверждается и анализом данных из физики прочности, физической мезомеханики, физической (нелинейной) акустики, материаловедения и механики сплошной среды. Библиографию таких «подтверждающих» преимущество ротационной модели над тектоникой плит публикаций можно найти в наших работах [2, 3 и др.].

Литература

1. Белоусов В.В. Тектоника плит и тектонические обобщения // Геотектоника. 1991. № 2. С. 3–12.

2. Викулин А.В., Махмудов Х.Ф., Иванчин А.Г., Герус А.И., Долгая А.А. О волновых и реидных свойствах земной коры // ФТТ. 2016. Т. 58. Вып. 3. С. 547–557.

3. Викулин А.В. Тектоника плит и вращение планеты // Четвертая тектоническая конференция в ИФЗ РАН. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Ма-

териалы докладов всероссийской конференции в 2-х томах. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2016. С. 442–450.

4. Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2004. 297 с.

5. *Гордиенко В.В.* О гипотезе тектоники плит // Геофизический журнал. 2013. Т. 35. № 6. С. 71–100.

6. *Жирнов А.М.* Смена научных парадигм в геологии как фактор прогресса и регресса // Отечественная геология. 2007. № 6. С. 74–80.

7. *Кузьмин Ю.О.* Тектонофизика и современная геодинамика // Физика Земли. 2009. № 1. С. 44–59.

8. *Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломов и парадоксы скоростей деформации // Физика Земли. 2013. № 5. С. 28–46.

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

10. Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига, 2007. 528 с.

11. *Фролов В.Т.* Наука геология – философский анализ. М.: МГУ, 2004. 127 с.

12. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. Учебник. М.: КДУ, 2005. 560 с.

**А.Г. Владимиров^{1,2,3}, А.С. Мехоношин^{4,5}, С.В. Хромых^{1,3},
Т.Б. Колотилина^{4,5}, Н.И. Волкова^{1,2,3}, А.В. Травин^{1,2,3},
Е.И. Михеев^{1,2,3}, Ю.А. Давыденко⁵, Е.В. Бородин³,
В.В. Хлестов^{1,3}**

Механизмы мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов и проблема интерпретации гранулитового метаморфизма

Центрально-Азиатский складчатый пояс является примером масштабных субдукционных и коллизионных событий, происходивших на протяжении позднего венда – раннего палеозоя между Сибирским кратоном, островными дугами и микроконтинентами. На южной окраине

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; vladimir@igm.nsc.ru

² Томский государственный университет, Томск, Россия

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

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

⁵ Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия

Сибирского кратона (в современных координатах) в этот период времени был сформирован Саяно-Байкальский складчатый пояс ранних каледонид, в составе которого выявлены гранулитовые комплексы. Эти комплексы представляют собой глубоко эродированные фрагменты аккреционных призм венд-раннепалеозойского возраста, которые являются индикаторами ранних стадий закрытия Палеоазиатского океана [1, 3, 8]. Для гранулитовых комплексов характерно широкое развитие габбро-пироксенитов, слагающих тектонические пластины, синметаморфические интрузивные тела, а также многочисленные дезинтегрированные фрагменты (будины и включения), погруженные в метаморфический матрикс. Объем базитов достигает 5–10 %, что позволяет рассматривать астеносферный диапиризм и мантийный магматизм как тепловой источник для гранулитового метаморфизма [10]. Одним из наиболее изученных полигонов является Чернорудская гранулитовая зона, входящая в состав Ольхонского метаморфического террейна, Западное Прибайкалье [1–3, 6–8, 10].

В пределах Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) изучены габбро-пироксениты, слагающие тектонические пластины (Черноруд, Тонта), синметаморфические интрузивные тела (Улан-Харгана), а также многочисленные дезинтегрированные будины и включения, погруженные в метаморфический матрикс [1, 5, 6]. Сравнительный анализ вещественного состава габбро-пироксенитов позволяет объединить их в единую островодужно-толеитовую серию, для которой проведены модельные оценки состава родоначальной магмы по программе КОМАГМАТ (магнезиальный базальт: $\text{SiO}_2 = 46.0$ мас.%, $\text{TiO}_2 = 0.8$ мас.%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.3$ мас.%, $\Sigma\text{FeO} = 9.0$ мас.%, $\text{MnO} = 0.15$ мас.%, $\text{MgO} = 10.5$ мас.%, $\text{CaO} = 17.0$ мас.%, $\text{Na}_2\text{O} = 1.0$ мас.%, $\text{K}_2\text{O} = 0.2$ мас.%, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.05$ мас.%, сумма 100.0%, $\text{Mg}\# = 67.5\%$). Сделан вывод, что гранулитовый метаморфизм ($P = 7,7\text{--}8,6$ кбар, $T = 770\text{--}820$ °C) обусловлен не только погружением первичных осадочно-вулканогенных толщ на глубину 25–28 км, но также присутствием глубинного магматического очага магнезиальных базальтов. Оценки P – T -параметров условий образования гранатовых пироксенитов, представляющих собой базитовые породы прикровельной фации этого очага, составляют $P = 8\text{--}8.3$ кбар, $T = 900\text{--}930$ °C. Петрологически индикаторами существования глубинного базитового очага под гранулитовым слоем являются также специфические по морфологии, внутреннему строению и вещественному составу трубообразные интрузии и метаморфический магма-минг-линг [10].

На примере массива Улан-Харгана и габбро-пироксенитовых тел, участвующих в строении мраморного меланжа, предложена двухста-

дийная петрологическая модель базитовых инъекций. Первая стадия отвечает гидроразрыву гранулитовой толщи и возникновению трубообразных или иных тел, по аналогии с кимберлитовыми трубками или подводными к траппам каналами различных форм [4, 10]. Вторая стадия отвечает подъему флюидизированного остаточного щелочного расплава сквозь возникающие трубы и разрывы, бронированные зонами закалки и, как следствие, – формированию метаморфического магма-минглинга в условиях вязких деформаций. Внедрение базитовых магм на уровень гранулитовой фации способствовало глубинному анатексису и формированию синметаморфических гиперстенсодержащих плагиогранитов (500–490 млн лет, U/Pb изотопное датирование).

Спецификой Чернорудской гранулитовой зоны являются интенсивные сдвиговые вязкопластичные и хрупкопластичные деформации, сопровождавшие процессы метаморфизма, внедрения и становления габбро-пироксенитов, что привело к фрагментации интрузивных тел и формированию особого класса тектонических структур – метаморфического магма-минглинга [5, 7, 9]. Все тектонические и магматические структуры были впоследствии "запечатаны" K-Na синкинематическими гранитами на регрессивной стадии в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, 470–460 млн лет (U-Pb/Ar-Ag изотопное датирование).

Полученные геологические и петрологические данные по синметаморфическим габбро-пироксенитовым телам, а также геофизическое 3D моделирование их морфологии позволяет утверждать, что мантийно-коровое взаимодействие осуществлялось в гидродинамической системе «мантийные расплавы – вязкопластичные горные массы», а их индикатором являются трубки взрыва и магма-метаморфические эмульсии. Разработаны диагностические признаки этих геологических явлений и предложена геодинамическая модель тепловых источников для гранулитового метаморфизма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 15-35-08843; 17-05-00405), РНФ № 15-17-10010, а также при поддержке Программ повышения конкурентоспособности Новосибирского, Томского государственных университетов и Иркутского государственного технического университета.

Литература

1. Владимирова А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимирова В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилкина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793–799.

2. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В. Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., Руднев С.Н. U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // ДАН. 2010. Т. 432. № 6. С. 797–800.
3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
4. Давыденко Ю.А., Попков П.А., Новопашина А.В. Перспективы использования индукционной составляющей переходного процесса в традиционных методах постоянного тока // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 73–84.
5. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизийной структуры Западного Прибайкалья // ДАН. 2001. Т. 381. С. 522–527.
6. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизийных, субдукционно-коллизийных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 553–574.
7. Федоровский В.С., Скляр Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. № 4. С. 331–418.
8. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Cho M., Sergeev S.A., Demonterova E.I., Mazukabzov A.M., Lepekhina E.N., Cheong W., Kim J. Pre-collisional (> 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2016. P. 1–79.
9. Khlestov V.V., Volkova N.I. Effects of irregular strike-slip deformations at deep levels of collision systems (by the example of the Ol'khon region) // Lithosphere Petrology and origin of diamond. Abstracts of Intern. Symp. dedicated to the 100th birthday of Acad. V.S. Sobolev. Novosibirsk, June 5–7, 2008. Novosibirsk: P.H. of SB RAS, 2008. P. 148.
10. Vladimirov A.G., Mekhonoshin A.S., Khromykh S.V., Kolotilina T.B., Volkova N.I., Travin A.V., Mikhchev E.I., Davydenko Yu.A., Borodina E.V., Khlestov V.V. The mechanisms of mantle-crust interaction at deep levels of collision orogens (on the example of the region Olkhon'skiye, West Baikal region) // Geodynamics & Tectonophysics. 2016 (in press).

Вулканиды аккреционной системы Сихотэ-Алиня – архивные документы истории Западной Палеоокеании от спрединга до конвергенции

Аккреционные системы, сформированные в ходе субдукционных процессов, представляют собой тектонический коллаж разнообразных океанических, окраинно-океанических и присубдукционных образований и являются своего рода архивом, в котором хранятся документы об истории палеоокеанов, изучение которых дает возможность реконструировать геодинамические и фациальные обстановки в пределах древних океанических плит, а также характер процессов, протекавших непосредственно в зонах их конвергенции с континентальными литосферными плитами. Вулканиды терригенно-вулканогенно-кремнистых аккреционных комплексов по объему часто уступают осадочным составляющим, но они имеют индикаторную роль для геодинамических реконструкций. Изучение их петрогеохимии позволяет не только диагностировать геодинамические условия, существовавшие во время их формирования, но и может уточнять геодинамические выводы.

Аккреционная система Сихотэ-Алиня была сформирована в мезозое на конвергентной границе восточной окраины Азиатского континента и западной части Палеоокеании. В ней выделяют несколько аккреционных призм, сформированных последовательно в разное время. Нами изучены разновозрастные (Р–К₁) вулканиды юрской (Хабаровский и Самаркинский террейны) и раннемеловой (Киселевско-Маноминский террейн) аккреционных призм. В Хабаровском террейне вулканиды встречаются в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями. Терригенно-вулканогенно-кремнистые образования Самаркинского террейна формировались в широком временном интервале от С₃–Р до J₃ включительно. В Киселевско-Маноминском террейне из вмещающих вулканиды кремнистых отложений определены ископаемые радиолярии J₁–K₁ возраста. Кроме того изучены вулканиды сеноман-туронской утицкой свиты амурского комплекса Журавлевско-Амурского террейна, соседствующей с киселевским комплексом и отделенной от него разломом.

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

Петрогеохимия вулканитов

Для реконструкции геодинамических обстановок проявлений вулканизма были применены обычно используемые петрогеохимические диаграммы (классификационные, дискриминационные, в том числе характеризующие геохимические типы источников, и спайдер-диаграммы).

Анализ показал наличие в аккреционных призмах широкого спектра вулканитов, характеризующих историю Палеоокеании [1–4]. Вся совокупность вулканитов разделяется на следующие группы: I – базальты с океаническими характеристиками, характеризуют океанические этапы истории Палеоокеании; II – вулканиты, имеющие характеристики, присущие породам, связанным с субдукционными процессами, характеризуют этапы конвергенции океанической плиты.

Океанический этап истории представлен двумя типами базальтов, соответствующими двум этапам формирования океанической литосферы: 1) базальтами типа T-MORB, формирование которых, вероятно, происходило в обстановке плюма в спрединговой зоне. Они редки, встречены в ассоциации с известняками пермского возраста в меланже Хабаровского террейна и позднеюрского–раннемелового возраста в Нижнеуссурийском сегменте Киселевско-Маноминского террейна в р-оне п. Снарский; 2) базальтами типа OIB и E-MORB, сформированными на внутриплитных океанических островах и подводных возвышенностях из плюмовых обогащенных источников, соответствующих тренду эволюции мантийных магм, причем на различном удалении от зоны спрединга, от минимального в случае E-MORB до максимального в случае обогащенных (в том числе калиевых) щелочных разновидностей, часто в ассоциации с гемипелагическими отложениями. Базальты этого типа лучше всего сохраняются и преобладают в составе вулканитов в аккреционных призмах. Они имеют место во всех террейнах и среди образований всех возрастов.

Этап конвергенции представлен также двумя типами вулканитов: 1) базальты со смешанными (надсубдукционными+океаническими) характеристиками, для которых можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга; встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями пермского возраста; 2) собственно надсубдукционные вулканиты – лавобрекчии дацитового состава островодужного происхождения с надсубдукционными характеристиками, предположительно пермского возраста, из меланжа Хабаровского террейна.

Геодинамические ретроспекции и выводы

Для пермского времени в пределах западной Палеоопацфики реконструируются проявления вулканизма, представляющие все разнообразие геодинамических условий: в спрединговой зоне над плюмом, во внутриплитной обстановке океанических островов, в условиях задугового спрединга и в надсубдукционной обстановке. Обнаружение вулканитов, формирование которых, вероятно, происходило в условиях, связанных с островными дугами и задуговым спредингом, свидетельствует о возможном наличии в пермское время на западе Палеоопацфики конвергентной границы, подобной современной. В триасово-юрское время широко был проявлен внутриплитный вулканизм на различном удалении от зоны спрединга, в том числе и на значительном, что говорит и о значительном расстоянии между зонами спрединга и конвергенции. Для юрско-раннемелового времени также реконструируется внутриплитный вулканизм на различном удалении от зоны спрединга, но, по-видимому, на меньшем, чем в триасово-юрский этап, судя по меньшей степени обогащения редкими и редкоземельными элементами, что может интерпретироваться как приближение спредингового хребта к зоне конвергенции. В Снарском районе имеют место базальты типа T-MORB, видимо, сформированные над плюмом либо в спрединговом хребте, либо близ него.

Различия в петрохимических составах базальтов можно объяснить различной мощностью литосферы при их формировании, что следует из прямого корреляционного соотношения « $[Sm/Yb]_{CN}$ – мощность литосферы», по [5]. Реконструируемая мощность литосферы при формировании вулканитов, заархивированных в юрской аккреционной призме, имеет широкий диапазон значений: от минимальной, характерной для спрединговых зон в срединно-океанических хребтах и задуговых бассейнах, до более 90 км на удалении от них. То есть в юрской аккреционной призме сохранены вулканиты, характеризующие всю длительную историю вулканизма океанической плиты за период времени от перми до поздней юры включительно в процессе формирования океанической коры, а также зон конвергенции. Для базальтов различных сегментов Киселевско-Маноминского террейна раннемеловой аккреционной призмы реконструируется закономерное увеличение палеомощности океанической литосферы, существовавшей при выплавлении базальтов, по простиранию террейна с севера на юг от минимального (5–25 км) для Киселевского сегмента до максимального (65–75 км) для Нижнеуссурийского, что возможно является следствием косо направленного движения океанической плиты относительно конвергентной границы. В эту закономерность не вписывается р-он п. Снарского Нижне-

уссурийского сегмента, для базальтов которого реконструируется минимальная палеомощность литосферы. Это наводит на мысль, что формирование этой толщи связано с самостоятельной зоной спрединга, возможно короткоживущей, учитывая крайне мало обогащенный характер базальтов и ассоциацию их с известняками.

Дополнительные выводы можно сделать, используя установленную зависимость мощности океанической литосферы от ее возраста [6]. В петрогеохимии юрских базальтов западной части Самаркинского террейна юрской призмы отражена история их отодвигания от хребта (E-MORB → OIB). Это отодвигание подчеркивается и оценкой мощности океанической литосферы на время излияния разновозрастных базальтов: можно предполагать рост мощности океанической литосферы от минимальной (нулевой) в ранней юре ($Sm/Yb = 1-2$) до ~ 40 км ($Sm/Yb = 3$) и более 50 км ($Sm/Yb = 4$) в средней юре. По упомянутой зависимости мощности океанической литосферы от ее возраста, мощность литосферы около 40 и более 50 км достигается за ~13 и ~22 млн лет. Мощность литосферы при формировании поздне триасовых (?) базальтов из этого же разреза оценивается в 90 км и более. Такая мощность океанической литосферы соответствует ее возрасту более 140 млн лет, тогда излияние в позднем триасе (~240 млн лет назад) базальтов происходило на фрагменте океанической литосферы, сформированном ~ 380 млн лет назад, т.е. в позднем девоне. Вероятно, что эта древняя океаническая литосфера была рассечена спрединговым хребтом вблизи края Азиатского континента в ранней юре, незадолго до последовавшей в средней юре аккреции океанического материала. Еще более древний возраст литосферы можно предполагать, учитывая ее также большую мощность (более 90 км), реконструируемую на время формирования некоторых пермских базальтов.

Сочетание петрохимических исследований вулканитов с палеомагнитными [2, 4] расширяет возможности геодинамического анализа и позволило сделать вывод о формировании соседствующих раннемелового океанического киселевского комплекса Киселевско-Маноминского террейна и островодужной утицкой свиты Журавлевско-Амурского террейна в различных геодинамических обстановках и на разных широтах, а также совмещении их в результате постгенетических геодинамических перемещений.

Литература

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

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

3. Зябрев С.В., Войнова И.П., Мартынюк М.В., Швелёв Е.К. Якчинская кремнисто-вулканогенная толща – фрагмент юрской аккреционной призмы Центрального Сихотэ-Алиня, Дальний Восток России // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35. № 5. С. 54–76.

4. Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 3–18.

5. Humphreys E.R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // Lithos. 2009. V. 112. P. 118–136.

6. Kawakatsu H., Kumar P., Takei Y., Shinohara M., Kanazawa T., Araki E., Suyehiro K. Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates // Science. 2009. V. 324. N 5926. P. 499–502.

А.В. Волков¹, А.Л. Галямов, А.А. Сидоров

Геодинамические обстановки формирования месторождений стратегических металлов Российской Арктики

МСБ Российской Арктики насчитывает более 10 видов полезных ископаемых, включая благородные, цветные, черные, редкие и радиоактивные металлы [1]. В открытом доступе имеются сведения по более, чем 4000 рудным объектам Российской Арктики, в том числе более 400 разномасштабным месторождениям стратегических металлов, включая крупные (Хибинская группа, Ковдор, Норильская и Печенгская группы, Томтор, Купол, Майское и др.).

Литосфера Арктической зоны (рис.), сформированная в ходе нескольких суперконтинентальных циклов, включает древние щиты (Балтийский, Анабарский), перекрывающие их позднекембрийский и палеозойский платформенные чехлы, складчатые орогенные пояса (Уральский, Таймырский, Тиманский, Верхояно-Чукотский), разделяю-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН), Москва, Россия; tma2105@mail.ru; a-galyamov@yandex.ru; kolyama@igem.ru



Рисунок. Геодинамические обстановки и месторождения Арктической зоны России.

1 – платформенный чехол; 2 – ареалы внутриплитного магматизма; 3 – активная окраина; 4 - зоны коллизии; 5 – островные дуги; 6 – континентальные рифты; 7 – пассивная окраина; 8 – океанические рифты; 9 – докембрийский фундамент; 10–16 – стратегические месторождения: 10 – алмазов, 11 – благородных металлов, 12 – медные, 13 – свинцово-цинковые, 14 – цветных, 15 – редких и 16 – черных металлов

щие древние платформы (Восточно-Европейскую, Сибирскую и Северо-Американскую), внутриплитные магматические провинции различных эпох от раннего докембрия до кайнозоя и мезозойские вулканогенные пояса (Олойский, Уяндино-Ясаченский и Охотско-Чукотский). Минерально-сырьевой потенциал Арктической циркумполярной металлогенической мегапровинции в основном определяется наличием крупных и уникальных месторождений, цветных, благородных и редких металлов [1].

Металлогения геодинамических обстановок Арктической зоны (см. рис.), существовавших на различных этапах развития Арктической зоны России обусловлена сложной историей [5, 8]. Неоднородные по составу и строению стратифицированные и магматические комплексы океанических и континентальных плит, обусловили пестрый рудно-формационный состав рудной минерализации. Вместе с тем, основной состав и общее строение формационных комплексов сохраняют черты, свойственные преобладающей геодинамической обстановке, а их металлогения проявлена в преобладании руд определенных рудно-формационных типов.

Докембрийские щиты и другие, менее значительные выходы докембрийских толщ – важнейший источник многих видов минерального сырья для горнодобывающей промышленности в этой провинции. В их пределах расположены крупнейшие месторождения железа, золота, хрома, алмазов, платиноидов, никеля, меди, полиметаллов, ванадия и урана. Щиты могут рассматриваться в качестве наиболее перспективных арктических регионов на открытие новых крупных месторождений. Периферийные части щитов, как правило, были подвержены последующей террейновой аккреции, приведшей к росту кратонов и в ряде случаев к унаследованному развитию минерализации. Таким образом, не только сами докембрийские щиты в пределах Арктической мегапровинции, но и их периферия весьма перспективны на обнаружение крупных месторождений, имеющих близкую металлогеническую специализацию.

Крупнейшие месторождения алмазов, РЗЭ, Nb, Ta, Ti, Zr и фосфатного сырья связаны на севере Восточно-Сибирской и Восточно-Европейской платформ с двумя девонскими провинциями щелочно-ультраосновного магматизма. Одновременное формирование этих провинций можно объяснить в рамках плюмовой модели, где металлогеническая специализация магматизма определяется мощностью литосферы и тепловыми свойствами плюма [2, 3].

В связи со сложным сочетанием в Арктической мегапровинции докембрийско-палеозойско-раннемезозойскими геоструктур континента,

металлогения российской Арктической зоны носит секторальный характер [5].

В Восточно-Европейском секторе в границах Балтийского щита и его обрамления выявлены крупные месторождения стратегического сырья: титана, меди, никеля, платиноидов и РЗЭ. Рудоносные проявления щелочно-ультраосновного магматизма формировались на территории щита в эпоху 390–350 млн лет (Кольская металлогеническая провинция): Хибинские месторождения фосфатного сырья – апатитовые уртиты и ийолиты, сфен-апатитовые, апатит-нефелиновые разновидности руд: (P, Sr, TR, F, Nb, Ti, Sr и др.); Ковдорское комплексное бадделейт-апатит-магнетитовое (Zr, P, Ti, РЗЭ и др.) месторождение.

Тимано-полярноуральский сектор во многом сохраняет черты общей металлогении с Уральской провинцией. Однако крупных колчеданно-полиметаллических, скарновых и золоторудных месторождений в этом секторе до сих пор не открыто. Известны средние по масштабам Саурейское (свинцово-цинковое) и Новогоднее Манто (золото-скарновое) месторождения. На острове Новая Земля известны палеозойские свинцово-цинковые и медные рудопоявления различных типов. Наибольший интерес представляет значительное по запасам и ресурсам Павловское свинцово-цинковое месторождение.

В создании геологической структуры и металлогении Восточно-Сибирского сектора главную роль сыграл пермско-триасовый этап [7]. В ранней перми произошло столкновение Карского блока с Таймыром, а в поздней перми – раннем триасе, в соответствии с плюмовой концепцией, сформированы огромные поля траппов и трапповых интрузий на Сибирской платформе [3]. С этим этапом связано формирование уникальных комплексных месторождений Cu, Ni, Co, Pt, Pd, Au, Ag, и Te Норильского района. Существенным золоторудным и россыпным потенциалом в этой части Арктической зоны обладает п-ов Таймыр и прилегающие к нему острова архипелага Северная Земля. Анабарский щит считается наиболее перспективной рудной областью Российской Арктики. Здесь выявлено месторождение РЗЭ мирового класса Томтор. В различных районах щита прогнозируются месторождения урана «типа несогласия» [4]. На территории щита и прилегающих площадях известны проявления россыпного золота, платиноидов, алмазов.

В мезозойский этап образованы основные месторождения Верхояно-Чукотского арктического сектора. Тектонические структуры сектора формировались в течение поздней юры – неокома в результате замыкания Алазейско-Южноанюйского океана при столкновении Чукотско-Аляскинской палеозойской плиты с Сибирским кратоном [6]. Складчатые пояса Чукотки перекрыты вулканитами или прорваны интрузиями

альб-позднемелового возраста, относящихся к Охотско-Чукотскому окраинно-континентальному вулканическому поясу (ОЧВП). И с теми, и с другими связаны золоторудные, оловорудные и полиметаллические месторождения. В рудном потенциале Верхояно-Чукотского сектора, в отличие от других рассмотренных выше секторов, заметную роль играют россыпные месторождения. В пределах сектора выявлены многочисленные россыпи как континентального, так и прибрежно-морского генезиса (в том числе и шельфовые, находящиеся под уровнем современного моря). Россыпи приурочены к зонам сочленения равнинных и горных структур, береговым линиям морей, межгорным впадинам и уступам фундамента равнинных областей. По составу доминируют золотые, оловянные и олово-вольфрамовые россыпи.

Выполненный ГИС анализ показал, что по числу стратегических месторождений в Арктике первое место (30%) в России занимают геодинамические обстановки пассивной континентальной окраины и зоны рифтогенных прогибов. Здесь преобладают месторождения цветных и благородных металлов.

В обстановках активной окраины, включая островные дуги, наибольшим распространением в зоне влияния Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (ОЧВП) и в островодужных Олойских комплексах пользуются месторождения цветных и благородных металлов (около 30% от общего числа).

В Арктической зоне Балтийского щита, размещается 20% месторождений стратегических металлов.

В областях коллизионной активизации на Урале и в Верхоянье известно 9% месторождений. При этом в участках, где тектоно-магматическая активизация наложена на формации активной окраины, кроме благороднометалльной и медно-порфировой минерализации отмечается повышенное количество железорудных месторождений, в основном скарнового типа.

По количеству выявленных промышленных месторождений геодинамические обстановки Арктической зоны в сравнении с другими регионами России явно проигрывают, несмотря на сходные соотношения площадей ареалов рудовмещающих формационных комплексов. Особенно это заметно для островодужной и коллизионной обстановок. Причем, в соотношении с общим количеством месторождений отмечается дефицит крупных объектов благородных и цветных металлов.

Из выше изложенного, не трудно сделать вывод о высочайших перспективах на открытие новых месторождений выделенных геодинамических обстановок Арктической зоны России.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта программы Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации»

Литература

1. *Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В. и др.* Месторождения стратегических металлов Арктической зоны // Геология рудн. месторождений. 2015. Т. 57. №. 6. С. 479–500.
2. *Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.* Магматизм, тектоника и геодинамика земли. М.: Наука, 2010. 606 с.
3. *Добрецов Н.Л., Похиленко Н.П.* Минеральные ресурсы российской Арктики и проблемы их освоения в современных условиях // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 126–141.
4. *Молчанов А.В., Коваль С.Г., Ходжаев Д.К. и др.* Перспективы выявления высокорентабельных урановых и комплексных месторождений «типа несогласия» на Анабарском щите // Руды и металлы. 2006. № 6. С. 5–15.
5. *Сафонов Ю.Г.* Состояние и рациональные направления освоения рудных ресурсов российской Арктики // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 1. С. 142–152.
6. *Соколов С.Д., Бондаренко Т.Е., Морозов О.Л. и др.* Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 30–84.
7. *Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И.* Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 № 4. С. 443–460.
8. *Barley M.E., Groves D.I.* Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time // *Geology*. 1992. V. 20. P. 291–294.

А.В. Ганелин¹, С.Д. Соколов¹

Тектоническая эволюция офиолитов Западной Чукотки

На территории Западной Чукотки офиолитовые комплексы расположены на границе двух крупных региональных структур мезозойд Северо-Востока Азии: Южно-Ануйской сутуры (ЮАС) и Алазейско-Олойской зоны (АОЗ). Алазейско-Олойская зона выделяется в составе Верхояно-Колымской складчатой области и состоит из ряда террейнов островодужного генезиса, возрастной диапазон которых колеблется от среднего палеозоя до среднего мезозоя [4]. Южно-Ануйская сутура

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; al-gan@yandex.ru; sokolov@ginras.ru

(ЮАС), или коллизионный шов, расположена на границе Анюйско-Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых областей. Офиолиты представлены Алучинским и Громадненско-Вургувеевскими комплексами гипабиссальных и плутонических пород базит-ультрабазитового состава.

Описываемые офиолиты долгое время оставались мало изученными объектами. Оставалось неясным, к какой из двух структур ЮАС или АОЗ относить Вургувеевские и Алучинские офиолиты. Рассматривая офиолиты в структуре ЮАС, одни исследователи предполагали их позднеюрско-раннемеловой возраст [3, 4], другие считали их возраст палеозойским [2]. В результате оставались неопределенными природа и время существования океанического бассейна, а также геодинамическая обстановка формирования офиолитов.

В последние годы получены новые данные (структурные, геохронологические, геохимические), свидетельствующие о позднепалеозойском и раннемезозойском возрасте надсубдукционных офиолитов Алучинского и Громадненско-Вургувеевского массивов, которые позволяют рассматривать их в составе Яракваамского террейна Алазейско-Олойской зоны. Принадлежность офиолитов Яракваамскому террейну по-иному раскрывает его геологическую историю и тектоническую эволюцию конвергентной границы Северо-Азиатского континента и Прото-Арктического океана.

Не позднее среднего карбона в океаническом бассейне (Прото-Арктический океан) закладывается энсиматическая островная дуга. Ее первая фаза представлена островодужными габброидами Громадненско-Вургувеевского массива, метаморфизм которых произошел на рубеже башкирского и московского ярусов карбона.

В позднем карбоне – ранней перми в фундаменте формируются интрузивные тела бонинитового генезиса, появляются дайковые островодужные серии, прорывающие габброиды, и собственно островодужные вулканиты Яракваамского террейна.

Единственными датированными интрузивными породами Алучинского массива являются кумулятивные габбро, возраст которых согласно приведенным выше данным составляет 280–265 млн лет (нижняя–верхняя пермь) [1]. Мантийные ультрабазиты Алучинского массива имеют гетерогенную природу. Они представлены океаническими (абиссальными), переходными и островодужными реститами, что позволяет предположить, трансформацию океанической обстановки в надсубдукционную.

Таким образом, в допермское время существует океанический бассейн в котором в обстановке СОХ формируются абиссальные перидотиты (первый тип). В раннем карбоне в бассейне начинаются субдукци-

онные процессы, с образованием расплавов типа островодужных толеитов, бонинитов и истощенных мантийных реститов.

Кристаллизация этих расплавов в коровых камерах приводит к формированию нижнекорового расслоенного комплекса Алучинских офиолитов. В мезозое продолжают надсубдукционные процессы. В поздне-триасовое время генерируются островодужные расплавы, которые интродуцируют ультрабазиты и образуют дайковую серию Алучинского массива. В это же время происходит структурная перестройка, которая приводит к раскрытию задугового бассейна и формированию дайковых серий обладающих преимущественно геохимическими чертами N-MORB, которыми в настоящее время сложен Атамановский массив. Обобщая данные, изложенные выше нужно отметить, что Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты формировались практически синхронно и вероятно представляют собой фрагменты единой позднепалеозойской надсубдукционной системы. Они находятся в тесной пространственной, временной и генетической связи (обоснованной для пород Громадненско-Вургувеевского массива) с позднепалеозойскими вулканитами Яракваамского террейна и вероятно являются частью его фундамента. Таким образом, эволюция описываемых офиолитовых комплексов связана с развитием Алазейско-Олойской островодужной системы. В свете новых данных тектоническая эволюция этой системы может быть представлена следующим образом.

В позднем палеозое (ранний?–средний карбон) в Прото-Арктическом океане закладывается конвергентная граница, которая вплоть до начала позднего триаса развивается по типу современных западно-тихоокеанских окраин. В предпозднетриасовое время, образовавшиеся комплексы объединяются в общую структуру и образуют фундамент, на котором в позднем триасе – средней юре формируются вулканогенно-терригенные комплексы Алазейско-Олойской островной дуги. В средней юре в результате процессов амальгамации Алазейско-Олойская дуга входит в состав Колымо-Омолонского супертеррейна. В поздней юре – раннем мелу в результате коллизионных процессов происходит закрытие Прото-Арктического океана. Вулканогенно-терригенные комплексы этого возраста образуются в остаточном Южно-Анжуйском бассейне [5].

Данные, полученные при изучении офиолитов, позволяют сделать вывод, о длительном существовании океанического бассейна начиная, по крайней мере, с карбона. В течение этого периода в бассейне формировались различные комплексы конвергентной границы – окраинные моря, зоны субдукции, островные дуги.

Работа выполнена при поддержке гранта: РНФ: 16-17-10251 – «Коллизионные и аккреционные структуры Северо-Востока России».

Литература

1. Ганелин А.В., Соколов С. Д., Лэйер П., Симонов В.А. Новые геохронологические данные о возрастах офиолитовых комплексов Западной Чукотки // ДАН. 2013. № 1. С. 60–64.

2. Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Ликман В.Б. Геология зоны перехода континент–океан на Северо-Востоке Азии (реферативное изложение результатов важнейших исследований 1985–1990 гг.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН (препринт), 1991. С. 140–157.

3. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклиналильные системы северной части тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.

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

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

**И.А. Гарагаш¹, А.В. Полещук², А.В. Хортов³,
А.Е. Шлезингер²**

Модельные расчеты параметров механизма десерпентинизации для континентов и океанов

Механизм десерпентинизации земных недр был предложен И.А. Резановым [1] для объяснения закономерностей строения и эволюции древних платформ, в том числе огромному по продолжительности, но медленному поднятию, прерывающемуся в фанерозое кратковременными опусканиями и базальтоидным магматизмом. Она происходит при температуре в 500–600° и приводит к вторичному образованию оливинов, перидотитов и других ультраосновных образований с выделением воды и уменьшением объема серпентинизированных пород на 10–20 % (рисунок, а). При этом физические параметры до десерпентинизации и

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва; garagash@mail.ru

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт РАН, Москва

³ Институт океанологии РАН им. П.П. Ширшова, Москва

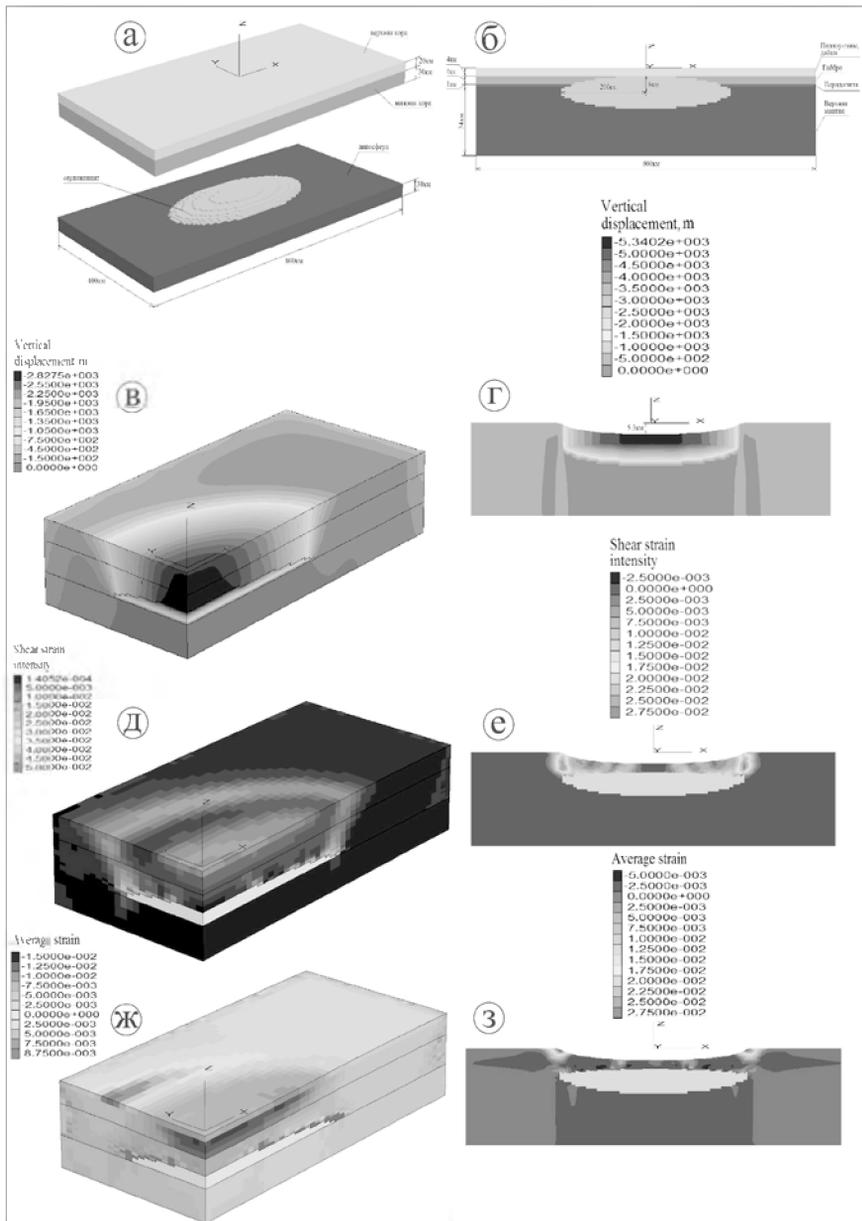


Рисунок. Результаты моделирования процессов десерпентинизации: а, б – литосферный слой с включением серпентинитов: а – план; б – разрез; рас-

пределение вертикальных смещений после процесса десерпентинизации: в – план; г – разрез; распределение сдвиговых деформаций во вмещающей породе после процесса десерпентинизации: д – план; е – разрез; распределение объемных деформаций во вмещающей породе после процесса десерпентинизации: ж – план; з – разрез

после десерпентинизации изменяются, но остаются промежуточными между мантией и корой.

Выполним расчет деформаций в серпентинизированных земных недрах в результате десерпентинизации значительной толщи горных пород. Рассмотрим литосферный слой *континентальной платформы* толщиной 80 км, в который близ границы мантии и коры расположены серпентинизированные породы. Они занимают эллипсоидальный объем с размерами полуосей 200, 100 и более км.

Горные породы предполагаются упругопластическими. Принято считать, что в результате десерпентинизации объем горных пород уменьшается до 20%, а их плотность увеличивается от значения 2900 кг/м³ до 3000 кг/м³. Для решения используется программный код FLAC3D [2], реализующий явную конечно-разностную схему решения задач механики сплошных сред. Сначала рассчитывается начальное напряженное состояние среды под действием сил собственного веса, вызванных гравитацией. Затем вычисляется возмущение начального напряженного состояния процессом десерпентинизации.

Согласно расчетам установлено, что в процессе десерпентинизации на поверхности формируется отрицательная структура с максимальным прогибом равным 2.8 км (рисунок, в). Заметим, что рассматриваемая модель имеет две плоскости симметрии на рисунке показана, только четверть объема.

На рисунке, д показано распределение интенсивности сдвиговых деформаций (латеральных деформаций) в горных породах, вмещающих серпентинизированные породы. С латеральными деформациями ассоциируется формирование зон повышенной трещиноватости. Отметим, что они окаймляют площадь десерпентинизированных пород в виде конического тела вплоть до не серпентинизированной коры. В её центральной части трещиноватость концентрируется вблизи поверхности.

На рисунке, ж показано распределение объемных деформаций площади серпентинизированных пород. В зависимости от знака объемных деформаций происходит раскрытие или закрытие трещин. Поэтому можно отметить, что в центральной части происходит уплотнение пород и возникают опускания. Разуплотнение имеет место на границах опускания серпентинизированных пород.

Выполним в рамках плоской задачи расчет опусканий в результате десерпентинизации значительных объемов горных пород *океанической литосферы*. Рассмотрим литосферный слой толщиной 9 км, в котором между несерпентинизированной мантией и корой расположены серпентинизированные породы (рисунок, б). Горные породы предполагаются упругопластическими.

Сначала рассчитывается начальное напряженное состояние среды под действием сил собственного веса, вызванных гравитацией. Затем вычисляется возмущение начального напряженного состояния процессом десерпентинизации. Согласно расчетам установлено, что в процессах десерпентинизации на поверхности формируются структуры обрушения с максимальным опусканием до 5.3 км (рисунок, з), что сопоставимо со средней глубиной современных океанических аксаторий.

На рисунке, е показано распределение латеральных деформаций (интенсивности сдвиговых деформаций) в геологическом разрезе, вмещающем серпентинизированные породы. С латеральными деформациями ассоциируется формирование зон повышенной трещиноватости. Отметим, что зоны повышенной трещиноватости окаймляют структуры обрушений и приводят к их затуханию.

На рисунке, з показано распределение объемных деформаций во вмещающих породах. В зависимости от знака объемных деформаций происходит раскрытие или закрытие трещин. Можно отметить, что в центральной части происходит уплотнение пород. Разуплотнение имеет место на границах обрушения.

Таким образом, модельные расчеты показывают, что поскольку механизм, предложенный И.А. Резановым [1] работает для древних платформ, то с большой вероятностью и большими масштабами он должен проявляться в океанах, где серпентинизированные породы составляют мощный сейсмический океанический слой ЗВ толщиной до 3–4 км, который подстилается поверхностью Мохо и перекрывается сейсмическим океаническим коровым габбровым слоем ЗА.

Литература

1. Резанов И.А. О причинах тектонических движений на платформах // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 6. С. 3–14.
2. Itasca Consulting Group, Inc. 2006. FLAC3D – Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions, Ver. 3.1. User's Manual. Minneapolis: Itasca.

Экспериментальное моделирование мобилистских механизмов складкообразования Большого Кавказа

Среди современных мобилистских представлений, касающихся происхождения складчатости Большого Кавказа (БК) наиболее распространен поддвиговой механизм структурообразования, предложенный В.П. Ренгартенем в 1926 г., предусматривающий поддвижение Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ) под Большекавказскую подвижную систему. Как причина генезиса альпийской складчатой структуры БК, эта гипотеза получила широкое признание, особенно после появления концепции тектоники литосферных плит, и сейчас сосуществует наравне с противоположной фиксистской гипотезой адвективного механизма формирования складчатости БК. Однако длительное применение этого представления при определении механизма образования складчатости БК показало, что при его использовании для объяснения происхождения структуры региона, оставались непонятными и спорными многие вопросы его складкогенеза. Такой гипотезе противоречили фактические материалы о морфологии структуры БК, полученные в результате многочисленных специальных исследований. Поэтому, несмотря на хорошую геологическую изученность, проблема складкообразования БК пока все еще остается неразрешенной и на представление о механизме складкообразования БК до сих пор существуют различные противоположные мнения.

В конце прошлого столетия авторами на основании анализа собранного ими регионального детального геолого-структурного материала, а также результатов экспериментального моделирования условий формирования его складчатости, был предложен новый придвиговой механизм складкогенеза [1, 2]. Он предполагает придвижение и прижимание (прижатие) ЧЗМ к выполненному мощными слоистыми осадочными линейно вытянутыми в северо-западном направлении комплексами пород, морскому бассейну БК. Расположенная к северу от последнего Скифская плита (СП) во время деформации оставалась относительно неподвижной.

Складчатость на БК образовалась в результате северо-восточного вдольслоевого южного одностороннего сжатия мезозойско-кайнозойских толщ, приложенного к региону вдоль субвертикальной поверхности глубинного регионального Южного краевого разлома (ЮКР).

¹ Геологический Институт им. А.И. Джanelидзе, ТГУ, Грузия, ciala_gugava@mail.ru

² ООО Кавказская Горная Группа, Тбилиси, Грузия, d_zakara@yahoo.com

Для более достоверного выяснения возможности формирования складчатости подобной БК в обстановке проявления этих кинематически различных мобилистских механизмов в Лаборатории экспериментальной тектоники Геологического института была проведена серия экспериментов на эквивалентных материалах в условиях горизонтального одностороннего сжатия.

Модели, имитирующие альпийский чехол БК, состояли из пачек чередования слоев петролатума, между которыми просыпался порошок из каолина. Они были сложены из 7–11 чередующихся горизонтально лежащих слоев толщиной 2–2.5 мм, длиной 17.5–23.6 см и шириной 7–8.5 см. Слоистая толща помещалась между двумя деревянными брусками, которыми моделировались прилегающие к БК геоструктуры – активный ЧЗМ и пассивная СП.

В опытах первой серии, когда воспроизводился поддвиговый механизм складкогенеза, подвижный брусок имел клинообразную форму. Она достигалась срезанием его активного края под углами от 20° до 40°, чем имитировались сколовые разломы. В опытах второй серии активные края брусков имели значительно более крутые (60–80°) грани, чем воспроизводились субвертикальные наклоны сколовых нарушений в процессе придвиговых движений.

Исходные модели помещались в специальный прибор, позволяющий осуществить боковое тангенциальное одностороннее сжатие. В процессе экспериментов слоистая толща подвергалась многократной последовательной деформации. Величины бокового сжатия для разных фаз и опытов были различными и колебались от 4% до 39.2% при поддвиговом и 9.8–50.1% при придвиговом механизмах дислокации.

Результаты поддвигового механизма складкообразования оказались неожиданными. При сжатии в слоистой толще, прилегающей непосредственно к давящему штампу, наблюдалось надвиговое смещение вдоль пологой (20–40°) поверхности сколового разлома почти недеформированных, иногда слабо изогнутых слоев, залегающих параллельно дизъюнктиву, амплитуда которого равнялась длине разрывного нарушения. За моноклинально наклоненной толщей возникла субвертикальная мелкая сильно сжатая складчатость, которая распространилась в слоистой пачке до жесткого упора, имитирующего пассивную СП (рисунк, Г).

Следовательно, в зоне активного действия поддвиговых перемещений, в левой части модели, где отмечается косое сжатие слоистой толщи, обусловленное ориентированным ортогонально к сколовому разлому давлением, образование складчатости не происходит. Здесь наблюдаются только пассивные надвиговые (поддвиговые) ее перемещения вдоль поверхности разрывного нарушения. Правый отрезок пачки испытывал

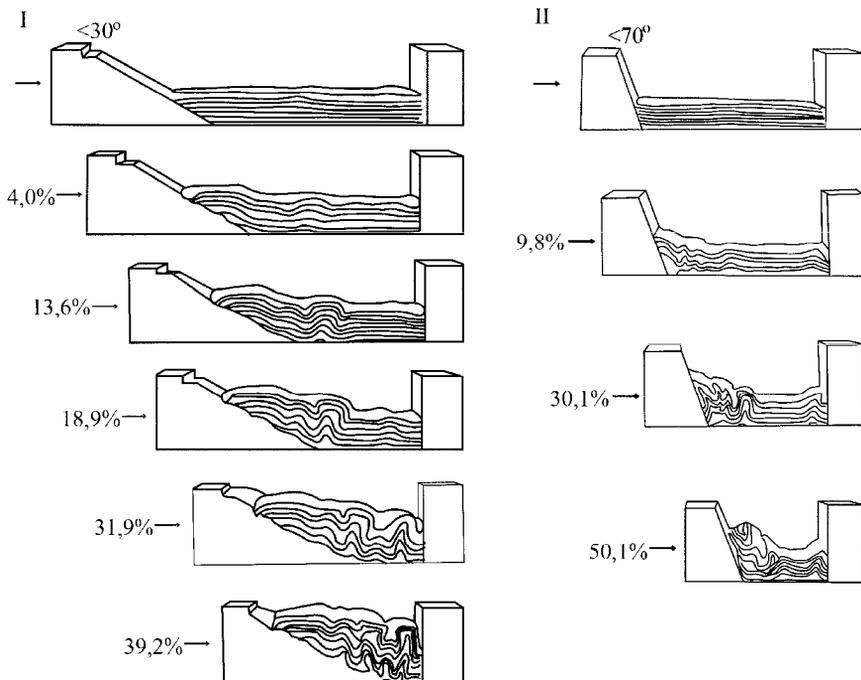


Рисунок. Экспериментальное моделирование поддвигового (I) и придвигового (II) механизмов формирования складчатой структуры Большого Кавказа.

Углами показаны величины падения поверхностей активных блоков. Стрелки – направление горизонтального сжатия моделей. Проценты – величины деформации слоистых толщ

вдольслоевое сжатие с образованием сжатой крутоосной складчатости. Это свидетельствует о том, что в проведенных опытах слоистые модели одновременно испытывали косое и параллельное к слоистости горизонтальное сжатие, что послужило причиной возникновения такой своеобразной складчатой структуры. Полученная экспериментальным моделированием морфология складчатости не характерна для региона, что противоречит гипотезе о поддвиговом механизме формирования главной складчатой структуры БК.

В опытах второй серии моделировалось придвижение и прижатие жесткого ЧЗМ к пластичному горизонтальному комплексу БК. Поверхностью приложения тангенциального давления служил прилегающий к осадочным толщам модели брусок ограниченный более крутыми (60–

80°) гранями имитирующий ЮКР. В процессе параллельной к слоистости деформации модели в зоне прилегающего давящего блока возникла зональная субвертикальная, иногда крутонаклоненная тесно сжатая складчатость. Ее напряженность уменьшалась в сторону пассивного упора, где она переходила в моноклиналичную, иногда слабо изгибающуюся структуру (рисунок, II). Аналогичная в общем асимметричная зональная складчатая структура развита в пределах БК, что подтверждает возможность образования основной складчатости региона придвиговым механизмом тектогенеза. В других опытах первой и второй серий получены соответственно подобные структурные результаты.

Таким образом, проведенные эксперименты показали, что формирование складчатой структуры подобной БК поддвиговым механизмом механически невозможен. Поэтому его следует заменить более аргументированным фактическим материалом и экспериментальными данными, придвиговым механизмом складкообразования.

Литература

1. *Гиоргобиани Т.В.* Позднекайнозойская геодинамика Большого Кавказа // Тектоника, геодинамика и процессы метаморфизма. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 174–178.
2. *Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.* Экспериментальное изучение механизма формирования складчатой структуры Северо-Западного Кавказа // Тр. посвященной к юбилею 90-летия Г.М. Заридзе. Тбилиси: Интеллект, 1999. С. 229–256.

О.М. Гнилко¹, Л.В. Генералова², А.Е. Дворжак²

Особенности строения зоны сочленения аккреционных призм Западных и Восточных Карпат

Карпаты подразделены на Внутренние (Центральные) и Внешние (Флишевые). Главными элементами Внутренних Карпат считаются кристаллические массивы, фундамент которых сложен доальпийскими метаморфическими образованиями, а чехол – верхнепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими неметаморфизованными (местами слабометаморфизованными) отложениями. Внешние (Флишевые) Карпаты сложены

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина; gnylko_o@mail.ru

² Львовський національний університет імені Івана Франка, Львов, Україна; gen_geo@mail.ru; dbw.works.space@mail.ru

полностью сорванным со своей седиментационной основы меловым–раннемиоценовым флишем и, частично, миоценовой молассой. Они надвинуты на неогеновые молассы передового прогиба. Во внутренней их части местами сохранены реликты седиментационного основания флишевого бассейна – небольшие тектонические линзы юрских (суб)океанических базальтоидов и известняков.

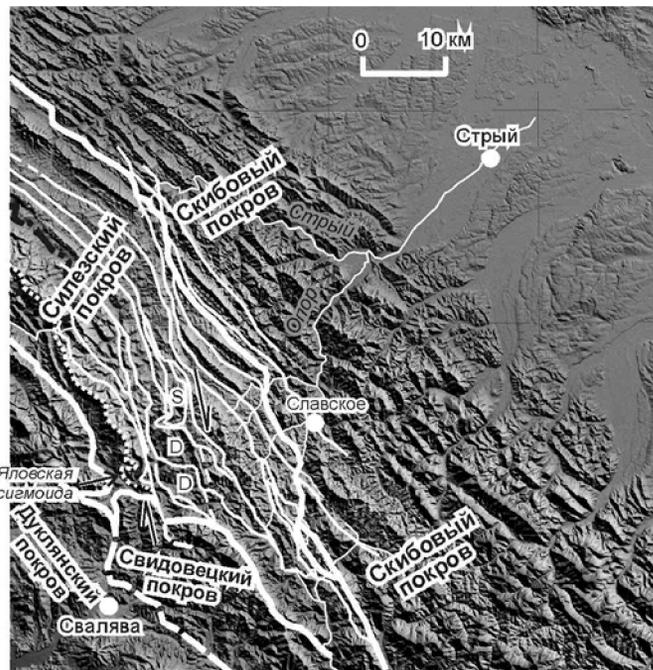
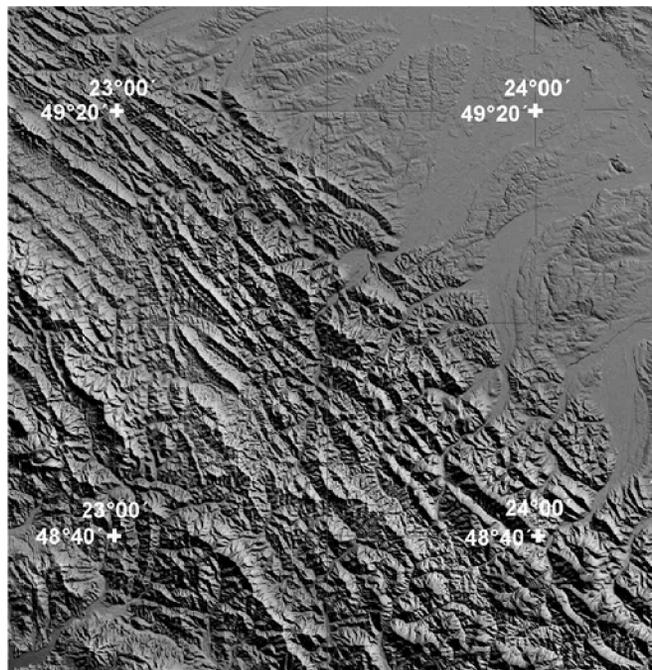
В Украинских Карпатах мы выделяем окончания двух микроконтинентальных террейнов, известных [3–5 и ссылки в них] под названиями **Тиссия-Дакия** (Мармарошский кристаллический массив и одноименные утесы) и **Алкапа** (погруженный под неогеновые молассы Закарпатского прогиба кристаллический массив Централных Западных Карпат); а также **флишево-молассовую аккреционную призму** (Внешние Карпаты и некоторые флишевые покровы Внутренних Карпат), образованную при сближении микроконтинентальных террейнов с Евразией и субдукции (суб)океанической и, вероятно, континентальной коры основания Карпатского флишевого бассейна под эти террейны. Аккреционная призма состоит из более древней мел-палеогеновой внутренней и неогеновой внешней призм. Внутренняя призма включает две автономно развивающиеся покровно-надвиговые системы. Первая система размещена в Восточных Карпатах. Это Предмармарошская мел-палеогеновая призма (внутренние флишевые покровы Внешних Карпат: Каменнопотокский, Раховский, Буркутский, Красношорский, Свидовецкий, Черногорский), образованная перед движущимся фронтом Тиссии-Дакии. Вторая расположена в Западных Карпатах. Это пред-Алкапа палеогеновая призма (Пенинская зона, Монастырецкий покров Внутренних Карпат и внутренние флишевые покровы – Магурский и Дуклянский Внешних Карпат), выросшая перед фронтом террейна Алкапа. Внешняя неогеновая призма – это внешние флишево-молассовые покровы (Силезский, Субсилезский, Скибовый, Бориславо-Покутский, Самборский), которые наращивали внутреннюю призму и развивались перед фронтом двух уже сопряженных на рубеже палеогена–неогена террейнов (Алкапа и Тиссия-Дакия) при сближении их с Евразией [3].

Покровно-надвиговые сооружения двух внутренних призм разделены Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоной, протягивающейся также и в пределы внешней призмы [2, 3]. Зона простирается в субмеридиональном направлении полосой шириной 10–15 км, а местами и более, от Оашского разлома на юге до Перемышльской сигмоиды на севере. В пределах внешней призмы в сдвиговой зоне закартирована система субмеридиональных ветвящихся разломов, ограничивающих линзообразные S-образные тела (размерами от видимых в обнажениях до изображаемых на карте) – дуплексы сдвигового типа. В некоторых дуплек-

сах (структура Сможе) зафиксированы незначительные повороты по часовой стрелке. Сдвиговая зона также характеризуется наличием большого количества складок (в т.ч. приразломных) с субвертикальными шарнирами и субмеридиональными осевыми плоскостями, размеры которых также различные и достигают вполне картируемых (Яловская сигмоида). Указанные структурные формы определяют правый характер сдвиговых перемещений. Отметим, что амплитуда перемещений по Латорицко-Стрыйской зоне уменьшается к северу, вероятно, компенсируясь опережающими надвигами. Сдвиговая Латорицко-Стрыйская зона очень четко дешифрируется на космоснимках, где видно, как главные хребты и речные долины Карпат, отображающие структурные формы (надвиги, складки и др.) субкарпатского простираения, резко контрастируют с субмеридиональным простираением структур в сдвиговой зоне (рисунок). Хорошо читаются также горизонтальные складки (сигмоиды) и дуплексы [2, 3].

С целью уточнения строения Латорицко-Стрыйской зоны в области сочленения двух внутренних призм авторы в 2016 году провели геологосъемочные работы в бассейне р. Пыня (правый приток р. Латорица, Свалявский район Закарпатской обл.), где внутренние флишевые покровы Западных Карпат представлены Дуклянским покровом, а Восточных Карпат – Буркутским и Свидовецким покровами. Проведенные исследования, в т. ч. тектонофизические с использованием структурно-парагене-тического и кинематического методов [1], дали возможность установить серию левых и правых сдвигов субкарпатского (северо-западного) простираения, которые ограничивают противоположно ориентированные тектонические клинья (размером до 10 и более км) – окончания внутренних флишевых покровов соответственно Восточных и Западных Карпат.

Наиболее северный тектонический клин представлен палеоценовым песчаниками и песчаным флишем Свидовецкого покрова Восточных Карпат и развит между Силезским покровом внешней палеопризмы на севере и Дуклянским покровом Западных Карпат на юге. На правосдвиговой характер северной границы этого клина указывают слабовыраженные складки волочения. Южная граница клина наблюдается на северной окраине села Уклин, где в массивных песчаниках развита серия субпараллельных вертикальных разломов с азимутом падения 210° . Один из разломов представлен линейной зоной, шириной до 0.5 м, выполненной брекчированными песчаниками. На крыльях разлома наблюдаются зеркала скольжения, указывающие на левосторонний характер перемещений с поднятием северного крыла. Тут же наблюдаются трещины отрыва, залеченные кальцитом, которые подтверждают



Структура Сможе



Дуплексы



Границы покровов



Разломы

Горизонтальная складка
толщи Пикуйских песчаников
(Яловская сигмоида)Направление
сдвиговых
перемещений

← **Рисунок.** Схема дешифрирования космоснимка района Латорицко-Стрыйской сдвиговой зоны в области сочленения Восточных и Западных Флишевых Карпат в верховьях рек Латорица и Стрый

левостороннее перемещение по сдвигу. По оси σ_1 (растяжение) установлена ориентировка – азимут падения $254 \angle 7$, по оси σ_3 (сжатие) – азимут падения $344 \angle 15$.

Южнее развит еще один тектонический клин Свидовецкого покрова, ограниченный с севера и юга тектоническими чешуями Дуклянского покрова. К южному его контакту приурочена серия параллельных (не менее пяти) субвертикальных разломных зон в толще песчаников. Один из них имеет азимут падения плоскости сместителя – 210° . Он несет сколы Риделя (R), ориентированные под углами 25° и 45° к плоскости генерального смещения под углом скальвания (α_0) $\leq 45^\circ$ к оси максимального сжатия. На крылья разлома наблюдаются трещины отрыва шириной до 5 мм. Они частично выполнены кальцитом. Ориентация трещин Риделя и трещин отрыва характеризует левосторонний сдвиговый характер генерального смещения. В песчаниках северного крыла разлома развиты системы сопряженных трещин (R, R') скальвания, что соответствует левостороннему сдвиговому деформационному полю с положением оси сжатия – азимут падения $355 \angle 15$, оси растяжения – азимут падения $261 \angle 20$. Из анализа структурных элементов следует, что здесь часто присутствуют структурные парагенезисы типа $\{RRL\}$ (до 65% от всех парагенезисов), встречаются также $\{RPL\}$ и $\{RRP, RP, T\}$

Южнее города Поляна закартированы два тектонических клина Буркутского покрова. Они чередуются с противоположно направленными клиньями Дуклянского покрова. Характер разломных зон нуждается в дальнейшем изучении.

Таким образом, Латорицко-Стрийская зона, развита между внутренними флишевыми тектоническими покровами Восточных и Западных Карпат, осложнена системами правых и левых сдвигов субкарпатского простираия, которые образуют сложную систему «вклинивания» структур Западных и Восточных Карпат одна в другую. В результате субмеридиональная Латорицко-Стрийская зона приобретает «пилообразную» форму.

Литература

1. *Гиттов О.Б.* Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.

2. *Гнилко О.М.* Про зсувну зону в західній частині Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 20011. № 3–4. С. 68–80.
3. *Гнилко О.М.* Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреції на призма // Геодинаміка. 2012. № 1(12). С. 67–78.
4. *Csontos L., Vörös A.* Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* Elsevier, 2004. № 210. P. 1–56.
5. *Schmid S., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L. et al.* The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units // *Swiss J. Geosci.* 2008. № 101. P. 139–183.

Б.Г. Голионко¹

Эволюция мезоструктурных парагенезов северной части максютковского метаморфического комплекса (Южный Урал)

Максютковский эклогит-глаукофан-сланцевый метаморфический комплекс расположен на юго-востоке западного склона Южного Урала, где образует узкий (1.5–16 км) тектонический блок, слагающий восточную часть зоны Уралтау, протягиваясь с севера на юг более чем на 180 км. Комплекс характеризуется сложной, многоэтапной эволюцией складчатости и метаморфизма, присутствием в его составе разнообразных метамагматических и метаосадочных пород.

Предполагается [1], что в строении комплекса участвуют две тектонически совмещенные структурно-формационные единицы: нижняя метатерригенная, субконтинентальная и верхняя субофиолитовая, метавулканогенная. На востоке область распространения этого комплекса ограничена меланжем Главного Уральского разлома (ГУР), а на западе он отделяется от метатерригенных образований суванякского комплекса зоной Янтышевско-Юлукского разлома. Ранее большинство исследователей [1, 3] считали возраст комплекса позднепермским. Позднее появились данные о его палеозойском возрасте [4], однако существуют сомнения в том, что линзы мраморизованных известняков, содержащие ископаемые остатки палеозойских конодонтов, изначально принадлежали к образованиям максютковского комплекса, а не были тектониче-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия; golbor62@gmail.com

ски перемешаны с ними в ходе позднепалеозойской коллизии [7]. В настоящее время считается [6], что возраст последнего метаморфизма комплекса является девонским. Sm-Nd возраст эколлитов максютковского комплекса 650 ± 15 млн лет [2], данные, полученные различными методами [6], свидетельствуют о более молодом возрасте – $420\text{--}370$ млн лет, что хорошо сопоставляется с прежними K-Ar датировками – 400 ± 20 млн лет [5]. Последние изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о сложной, многоэтапной метаморфической эволюции комплекса [8]. Вероятно, он является полиметаморфическим или (и) содержит в своем составе образования различного возраста.

Структурные исследования практически не затронули северную часть зоны развития максютковского метаморфического комплекса, в данной работе будет сделана попытка восполнить этот пробел. Исследование структурной эволюции северной части максютковского комплекса проводилось путем изучения последовательности формирования мезоскладок (т.е. складок наблюдаемых в пределах обнажения) и связанных с ними линейных элементов, развитых в максютовских породах в верхнем течении р. Сакмара напротив д. Гумерово. Здесь в карьере и коренных обнажениях вскрываются фенгитовые кварциты, относимые к нижней метатерригенной структурной единице максютовского комплекса. На фенгитовые кварциты с юго-востока надвинуты графитовые кварциты. Все породы падают на юго-восток под углом $20\text{--}35^\circ$. Тектонический контакт представлен зоной милонитизации мощностью $30\text{--}60$ см, выполненной как перетертыми кварцитами обоих типов, так и тальк-хлоритовыми сланцами. Отмечаются включения небольших ($20\text{--}30$ см) блоков графитовых кварцитов в зоне расланцевания и милонитизации. Угол падения надвига не превышает 30 градусов. Графитовые кварциты входят в состав как нижней, так и верхней структурных единиц, отнесение пород развитых в исследуемом районе к одной из них не представляется возможным. В обоих типах пород развиты складки двух генераций. Наиболее ранними являются сжатые изоклиналильные складки, развитые в графитовых кварцитах. Крылья этих структур практически параллельны и совпадают с общим падением пород. Размах крыльев складок не превышает $30\text{--}40$ см. Эти складки сминаются в асимметричные складчатые структуры ныряющие на юго-восток. Как правило, это более открытые структуры с размахом крыльев $1\text{--}2$ м. Следует отметить коаксиальность изоклиналильных и асимметричных складок. Неоднократно отмечалось, что при длительной деформации асимметричные складки превращаются в изоклиналильные, а те в свою очередь вновь сминаются в асимметричные складчатые структуры. Учитывая эту возможность, следует отнести и изоклиналильные и асимметричные складки

к первой генерации F_1 . Складки F_1 нарушаются надвигом, разделяющим фенгитовые и графитовые кварциты. В блоках в зоне милонитизации и в висячем борту разрывного нарушения, в области его динамического влияния развиты сжатые асимметричные складки, вынырывающие на северо-запад. Размах крыльев этих структур не превышает 1 метра. Складки северо-западной вергентности отмечены лишь в графитовых кварцитах. В этих же породах складки S_3 вергентности накладываются на складки F_1 , что приводит к формированию зоны чрезвычайно прихотливой интерференционной складчатости. Все это позволяет отнести складки северо-западной вергентности к генерации F_2 .

К востоку от зоны развития пород максютковского комплекса в скальных обнажениях вскрываются зеленые сланцы. В этих породах наиболее молодыми являются сжатые асимметричные складки западной вергентности сопоставимые со складками F_2 максютковского комплекса. Здесь это более крупные структуры с размахом крыльев до 10 м. Здесь же развиты соскладчатые надвиги западной вергентности выполненные тальк-хлоритовыми сланцами. Наиболее поздними структурами зеленых сланцев являются сдвиговые складки с крутопадающими шарнирами F_3 .

Таким образом, в структурной эволюции северной части максютковского комплекса устанавливается несколько этапов деформации. Первый этап деформации D_I связан с образованием складок F_1 , ныряющих на юго-восток. Подобные складки характерны и для других районов северной части максютковского комплекса [2]. В более южных районах зоны развития максютковского комплекса наиболее обычны асимметричные складки юго-восточной вергентности, т.е. вынырывающие на юго-восток. Очевидно, эти различия связаны с более поздними движениями, сильнее проявленными на севере зоны развития максютковского комплекса, значительно более сжатой, чем южная часть. Эти складки ориентированы косо по отношению к Главному Уральскому разлому и, по всей видимости, являются более молодыми по отношению к ГУР. Отсутствие складок первой генерации в зеленых сланцах указывает на то, что они не входят в состав максютковского комплекса, таким образом, не все породы расположенные на восточном крыле зоны Уралтау являются породами максютковского метаморфического комплекса. Этап деформации D_{II} , характеризуется образованием надвигов падающих в восточных румбах и складок F_2 западной вергентности в породах максютковского комплекса и в зеленых сланцах. Западная вергентность складок и их ассоциация с надвигами той же вергентности, выполненными продуктами изменения гипербазитов, указывает на то, что образование этих складчатых структур связано с движениями в зоне ГУР в ходе поздне-

палеозойской уральской коллизии. В результате этих движений строение северной части максютовского комплекса приобрело чешуйчатый характер с резким доминированием чешуй западной вергентности. В ходе этих деформаций складки F_1 , изначально вынырывающие на юго-восток, были переориентированы в складчатые структуры, ныряющие в том же направлении. Этап постколлизии сдвиговых деформаций ДПВ выразившийся в формировании складок с крутопадающими шарнирами F_3 завершил структурную эволюцию исследуемого района. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00052.

Литература

1. *Вализер П.М., Ленных В.И.* Амфиболы голубых сланцев Урала. М. Наука, 1988. 202 с.
2. *Голионко Б.Г.* Строение и структурная эволюция северной части максютовского метаморфического комплекса (хр. Уралтау, Южный Урал) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 4. С. 26–29.
3. *Дук Г.Г.* Глаукофансланцевые, глаукофан-зеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса. СПб., 1995. 270 с.
4. *Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: Препринт УНЦ РАН, 1994. 31 с.
5. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
6. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
7. *Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 9–35.
8. *Victor N. Puchkov* New data on geology of the Southern Urals: a concise summary of research after the period of EUROPROBE activity // Solid Earth. 2016. № 7. P. 1269–1280.

В.В. Голозубов¹

Эпизоды аномально высокой интенсивности тектонических дислокаций

При исследовании и попытках прослеживания во времени динамики формирования структур геологического прошлого фиксируются ситуа-

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, Проспект 100-летия Владивостока, 159, e-mail: golozubov@fegi.ru

ции, когда относительно длительные периоды относительно стабильного развития в рамках одного геодинамического режима (например, в обстановках активной, пассивной или трансформной окраин) резко прерываются и сменяются эпохами складчатости, внедрения больших объемов гранитоидов, горообразования и последующей пенеппенизации. После этого развитие протекало нередко в кардинально изменившейся геодинамической обстановке с формированием структур, как раньше говорили, «верхнего структурного этажа». В предлагаемом сообщении приведен ряд примеров того, что переход от одного состояния к другому, сопровождавшийся всеми перечисленными выше событиями и фиксирующийся угловыми несогласиями, происходил иногда чрезвычайно быстро, в рамках одного или нескольких миллионов лет. Такого рода факты выявляются все в большем количестве по мере повышения разрешающей способности как палеонтологических, так и изотопных определений возраста горных пород.

Граница перми и триаса в южной части раннепалеозойского Вознесенского террейна (полуостров Муравьева-Амурского, район г. Владивосток). Террейн образован нижнекембрийскими осадочными и вулканогенными образованиями, прорванными гранитоидами ордовик-силурийского возраста (Артемовский массив, массив о. Русский и др., 420–450 млн лет). Чехол террейна в рассматриваемом районе представлен развитыми локально средне-позднедевонскими красноцветными континентальными отложениями и более широко распространенными пермскими образованиями. Последние включают терригенную толщу (поспеловская свита, до 2500 м, кунгурский и роудский ярусы), согласно перекрытую толщей вулканитов среднего и кислого состава, чередующихся с пачками вулканогенно-осадочных и прибрежно-морских осадочных пород общей мощностью до 2300 м (владивостокский, чандалазский и людянзинский горизонты, фауна кэптенского, вучанинского и чансийского ярусов). Людянзинская свита, завершающая разрез пермских образований, по остаткам фауны датируется джультинским и дорощамским ярусами (вучанинским и чансийским ярусами международной шкалы), то есть ее формирование закончилось позднее 254 млн лет назад (подошва чансийского века) [11]. Далее последовало складкообразование и внедрение седанкинского комплекса гранитов, цирконы в которых датированы 250 ± 4 и 261 ± 3 млн лет [9]. В подошве перекрывающих с угловым несогласием прибрежно-морских терригенных отложений триаса установлена пачка базальных конгломератов, содержащих гальки и валуны пестрой гаммы вулканитов, осадочных пород и гранитоидов. Среди последних нами установлены валуны гранитов с цирконами, возраст которых – 265 ± 2 млн лет, то есть в первом прибли-

жении их можно считать принадлежащими тому же седанкинскому комплексу. В песчаниках базальных слоев триаса в районе бухты Горностай (г. Владивосток) была выявлена популяция детритовых цирконов с возрастом 250–270 млн лет [10]. Таким образом, можно уверенно утверждать, что седанкинские гранитоиды были выведены на поверхность и размывались уже при формировании базальных слоев триаса. Базальные конгломераты перекрыты пачкой чередующихся прибрежно-морских песчаников, гравелитов и конгломератов, содержащих руководящую фауну индского яруса триаса [11], подошва которого, как известно, датируется 251.0, а кровля – 249.5 млн лет. Индские отложения перекрыты мощной (около 4.5 тыс. м) толщей прибрежно-морских и континентальных терригенных отложений, которые накапливались в течение всего триаса (по норийский ярус включительно, около 50 млн лет). Если принять, что складкообразование и внедрение гранитоидов происходили близко-одновременно где-то между 254 и 250 млн лет назад, получается, что размыв надгранитной толщи мощностью в несколько тысяч метров и попадание окатанных обломков гранитов в вышележащие осадки происходили в рамках одного или нескольких миллионов лет. Можно говорить, таким образом, о том, что относительно длительный (около 16 млн лет) период средне-верхнепермской окраинно-морской седиментации, сопровождаемой проявлениями весьма активного вулканизма пестрого состава, очень быстро сменился также длительным (около 50 млн лет) периодом стабильной прибрежно-морской седиментации без каких-либо проявлений вулканизма. В переходное время в течение не более нескольких миллионов лет произошла серьезная структурная перестройка: складкообразование пермских отложений, внедрение гранитов, горообразование и пенеппенизация с выводом гранитоидов на поверхность земли. Приведенные данные хорошо согласуются с данными о глобальной катастрофе на границе перми и триаса, следствием которой являлось максимальное за всю историю вымирание биоты [3].

Граница нижнего и верхнего мела. Журавлевский террейн Сихотэ-Алиня образован терригенными отложениями общей мощностью более 12 тыс. м, накапливавшимися с берриаса по альб включительно (около 35 млн лет) в обстановке присдвигового окраинного бассейна [2]. Каких-либо внутрибассейновых несогласий к настоящему времени не обнаружено, разрез нижнего мела деформирован в одном структурном плане. Грубая датировка времени завершения весьма интенсивных складчатых и сдвиговых деформаций определяется поздним альбом – сеноманом – отрезком времени между наиболее молодыми из затронутых складчатостью образований (средне-позднеальбская лужкинская

свита) и сеноманским возрастом (по флоре) перекрывающих с угловым несогласием и залегающих практически горизонтально вулканитов среднего и основного состава (петрозуевская и синанчинская свиты). Эти вулканиты знаменуют начало формирования надсубдукционного Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса [4]. Наши наблюдения на юге Приморья в зоне Арсеньевского разлома позволили уточнить время завершения складчатости – здесь смяты в систему сложных складок северо-восточного (обычного для Сихотэ-Алиния) простирания континентальные терригенные отложения коркинской серии [2], начало накопления которой датируется поздним альбомом, а завершение – поздним сеноманом [1]. На поверхности размыва этих складок в этом же районе установлены близгоризонтально залегающие вулканиты синанчинской свиты (поздний (?) сеноман) и приморской серии (турон–кампан). Получается, таким образом, что переход от режима трансформных скольжений океанической плиты Изанаги к обстановке субдукции произошел в рамках среднего–позднего сеномана. С учетом того, что продолжительность сеноманского яруса – 6 млн лет (между 99.6 и 93.6 млн лет [Intern. Commission on Stratigraphy, 2016]), время этого перехода может быть ограничено первыми миллионами лет.

Граница нижнего и среднего миоцена. О. Цусима в южной части Японского моря образован серией Тайшу – толщиной терригенных преимущественно глинистых пород с редкими прослоями туфов риолитов и риодацитов. Суммарная мощность разреза серии – около 5400 м, а ее возраст долгое время определялся как эоцен-миоценовый на основании изучения остатков, в первую очередь, фауны фораминифер и радиолярий [6, 7]. Однако результаты цирконометрии, недавно полученные для горизонтов туфов вблизи основания и у кровли серии, показали, что накопление серии Тайшу произошло в течение 2 млн лет – между датировками 18 и 16 млн лет (граница нижнего и среднего миоцена) [5]. Упомянутая выше эоценовая и олигоценовая микрофауна является, по видимому, переотложенной.

Серия Тайшу смята в систему линейных складок северо-восточного простирания и прорвана на юге острова массивом гранитов, изотопный возраст цирконов в которых (среднее из нескольких датировок) – около 15 млн лет [8]. Таким образом, складкообразование и внедрение гранитов произошли практически мгновенно, в течение менее 1 млн лет.

Вывод. В истории развития земной коры на фоне относительно длительных периодов стабильного геодинамического режима в отдельные относительно короткие промежутки времени происходили интенсивные – «взрывные» проявления складчатых и разрывных дислокаций, сопро-

вождавшихся гранитообразованием, орогенезом и последующей пенепленизацией.

Литература

1. *Волынец Е.Б.* Апт-сеноманская флора Приморья. Статья 2. Корреляция флористических комплексов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 1. С. 94–105.
2. *Голозубов В.В.* Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006, 239 с.
3. *Захаров Ю.Д., Борискина Н.Г., Попов А.М.* Реконструкция условий морской среды позднего палеозоя и мезозоя по изотопным данным. Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.
4. *Симаненко В.П., Ханчук А.И.* Сеноманский вулканизм Восточно-Сихо-тэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.
5. *Ninomia T., Shimoyama S., Watanabe K., Horie K., Dunkley D., Shiraishi K.* Age of the Taishu Group, southwestern Japan and implications for the origin and evolution of the Japan Sea // *Island Arc*. 2014. V. 23. P. 206–220.
6. *Nakajo T., Funakawa T.* Eocene radiolarians from the Lower Formation of the Taishu Group // *Jour. Geol. Soc. Japan*. 1996. V. 102. P. 751–754 (in Japanese).
7. *Sakai H., Nishi H.* Geologic ages of the Taishu Group and Katsumoto Formation in the Tsushima and Iki islands, off northwest Kyushu on the basis of planktonic foraminifers // *Jour. Geol. Soc. Japan*. 1990. V. 96. P. 389–392.
8. *Shin K.* Geochemical Study of the Back Arc Tsushima Granite Pluton and Its Comparison to the Other Middle Miocene Granites in Southwest Japan. Thesis (Ph. D. in Science). University of Tsukuba (Japan), (A), no. 4673, 2008. 3.25. 2008. 118 p.
9. *Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V.* Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia // *J. Mineral and Petrolog. Sciences*. 2014. V. 109. P. 97–102.
10. *Yokoyama K., Tani K., Tsutsumi Y.* Petrological study of Cretaceous granitoids and Triassic sandstones in Sado Island // *Memoirs of the National Museum of Nature and Science*. 2016. No. 51. P. 53–58.
11. *Zakharov Yu.D., Burago V.I., Melnikov N.G., Shorokhova S.A.* The marine and continental Permian-Triassic of the Muraviyov-Amursky Peninsula // *A field Guide to the Late Paleozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Bio Geological Events*. International Field conference on Permian-Triassic Biostratigraphy and Tectonics. Vladivostok: FEGI FEB RAS, 1992. P. 38–51.

Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевская линейная зона (БЛОК) – транзитная (межокеаническая) структура

Комплекс данных, накопленных за многие годы разными исследователями структуры земной коры Восточно-Европейской платформы (ВЕП), свидетельствует о высокой степени структурированности этого крупнейшего блока Земли линейными образованиями самых разных масштабов и простираний, группирующихся в четыре основные системы: субмеридиональную, субширотную, СЗ и СВ.

На этом фоне достаточно чётко выделяются отдельные линейные элементы и линейные зоны, занимающие в структуре земной коры и в современных геологических процессах ВЕП особую роль. На современном этапе развития земной коры «*тотально*» омоложенными и активизированными являются региональные линейные элементы СВ-го и СЗ-го простираний.

Одним из таких линейных элементов может считаться Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевский линейный элемент (БЛОК), фрагменты которого намечены ещё в работах А.П. Карпинского конца XIX века [2], затем намечены на схеме планетарной делимости Земли и на схеме гравитационного поля ВЕП [4].

В более полном виде этот линейный элемент был выделен при составлении схемы линейных элементов ВЕП м-ба 1 : 3 000 000 в 2014 году. Первоначально было предположено, что данный линейный элемент может отражать глубинную границу Русской плиты и Балтийского щита.

Сопоставление же этого линейного элемента с имеющимися данными о сейсмичности региона позволяет рассматривать эту структуру и как региональную сеймотектоническую границу. Подтверждением сеймотектонического значения Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевского линейного элемента может служить Онежско-Чешская сейсмогенная зона [9], совпадающая с СВ-м флангом БЛОК линейной зоны. Не меньшим подтверждением сейсмоактивности данной зоны служит и Калининградское землетрясение 2004 года [1], эпицентральная область которого расположена на ЮЗ-м фланге зоны БЛОК. Не исключено, что данная зона приурочена «*к пограничной геодинамической области, в которой, с одной стороны, происходит опускание земной коры (на юге Балтики) со скоростью более 2 мм/год, а с другой – поднятие древнего докем-*

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова; Agibalo@yandex.ru; aipoletaev@mail.ru; turistmsu@gmail.com

брийского щита Фенноскандии (Швеция, Финляндия, Норвегия) со скоростью 10–20 мм/год» [3].

Поиск, выделение и изучение зоны БЛОК может считаться весьма показательным примером, свидетельствующем о самых разнообразных результатах структурного «прочтения» земной коры, получаемых в современной геологии. Так, например, исследователи, занимавшиеся изучением структуры ВЕП, могут быть разделены на:

а) не «увидевших» данной зоны и не выделивших её: так, например, Г. Штилле никак не отразил данную зону на своей схеме «*Кардинальные линеаменты Европы*»; равно как не отразил эту зону и Б.В. Сенин на схеме «*Соотношение докембрийских структурно-вещественных комплексов и элементов планетарной структуры I–III рангов*», составленную «*по геолого-геоморфологическим, гравиметрическим и космоёмочным данным высоких уровней генерализации*» [6];

б) выделивших данную зону лишь частично: Л.М. Расцветаев на схеме «*Крупнейшие структуры литосферы и их соотношение с зонами глобального скалывания*» чётко выделил юго-западный фрагмент этой зоны; А.В. Сеницын с соавторами, напротив, выделили её северо-восточный фрагмент в виде Архангельской зоны вендской активизации [7];

в) выделивших зону БЛОК на всём её протяжении, т.е. примерно от Калининграда до о-ва Колгуев: например, Ю.М. Эринчек и Е.Д. Мильштейн выделили данную зону в виде Калининградско-Архангельской зоны «*повышенной концентрации разломов малой протяжённости*» [8].

При более детальном анализе результатов линеаментного анализа топографических карт и космических снимков были установлены основные закономерности локализации линейных элементов рельефа в пределах БЛОК зоны, что позволило обосновать выделение по меньшей мере трёх крупных сегментов в её пределах (рисунок), различающихся по плотности линеаментов, характеру рисунка линеаментного поля, особенностям пространственного распределения дизъюнктивных структур. В северной части рассматриваемой территории статистически значимыми являются линеаменты северо-западного и северо-восточного простираний, прослеживающиеся как на территории полуостровов Кольского и Канин, так и в пределах акваторий Белого и Баренцева морей. Им соответствуют разрывные нарушения аналогичного направления. Онежско-Ладожская зона отличается от смежных блоков высокими значениями плотности линеаментов, ориентированных преимущественно в северо-западных румбах, и разрывных нарушений. Для Калининградско-Балтийского блока характерно развитие разрывных нарушений диагональной – северо-западной и северо-восточной – системы и резкое

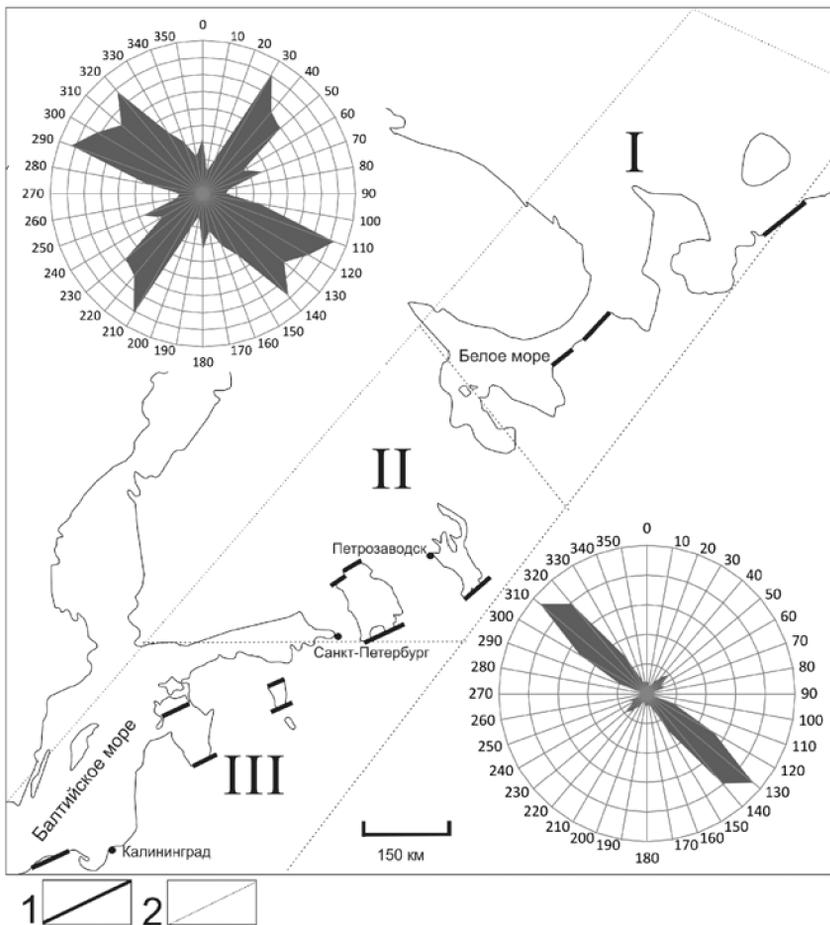


Рисунок. Сегментация БЛОК зоны

1 – границы блоков; 2 – линейные элементы рельефа северо-восточного простира-
 ния. Римскими цифрами обозначены блоки: I – Северный (Колгужевский), II – Цен-
 тральный (Онежско-Ладожский), III – Южный (Калининградский). На розах-
 диаграммах показана ориентировка разрывных нарушений (вверху) линейных эле-
 ментов рельефа (внизу) с учётом их протяжённости

преобладание линейных элементов рельефа, вытянутых в северо-
 западном направлении. Данные гелиевой съёмки позволяют сделать вы-
 вод о том, что центральный и южный сегменты БЛОК структуры отно-
 сятся к участкам повышенной проницаемости земной коры, с которыми

связаны многочисленные разрывные нарушения, фрагментирующие массив пород на отдельные блоки.

Приуроченность значительного количества линейных элементов к разрывным нарушениям, сходство роз-диаграмм, характеризующих закономерности их пространственного распределения, свидетельствует об унаследованном характере развития рельефа БЛОК зоны. По-видимому, большая суммарная протяжённость линеаментов северо-западного простирания по сравнению с северо-восточными при приблизительно равной протяжённости дизъюнктивных структур обеих систем обусловлена перемещением ледниковых масс преимущественно в юго-восточном направлении. На это указывает закономерная ориентировка ледниковых форм рельефа, сформировавшихся в эпоху Вислинского оледенения [10], и ледниковых борозд.

Приведенные данные позволяют поставить вопрос о возможной активизации БЛОК в новейшее время, включая современный этап.

Таким образом, БЛОК зона, протягивающаяся от Баренцева моря, т.е. от Северного Ледовитого океана, до Балтийского моря, т.е. до Атлантического океана, может считаться транзитной межookeанической активной тектонической структурой.

Литература

1. *Ассиновская Б.А., Овсов М.К.* Сеймотектоническая позиция Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 года // Физика Земли. 2008. № 9. С. 32–43.
2. *Карпинский А.П.* Очерки геологического прошлого Европейской России (Статьи 1883–1894 гг. сь дополнительными примечаниями). М.–П.: изд. «Природа», 1919. С. 123.
3. *Орленок В.В.* Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года // Вестник РГУ им. И. Канта, 2006. Вып. 1. Естественные науки. С. 6–11.
4. *Полетаев А.И.* Линеаментная делимость земной коры. М.: МГП «Геоинформарк», 1994. 48 с.
5. *Расцветаев Л.М.* Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980. С. 145–195.
6. *Сенин Б.В.* Планетарные линейные объекты и их иерархия по геолого-геоморфологическим, гравиметрическим и космосъёмочным данным высоких уровней генерализации // Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1985. С. 276–287.
7. *Синицын А.В., Ермолаева Л.А., Станковский А.Ф., Соболев В.К., Погорельский А.И., Столбов С.М., Каменцев А.В.* О мезозойской тектонической и магматической активизации Северной части Русской плиты // ДАН. 1986. Т. 287. № 6. С. 1458–1461.
8. *Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д.* Системы разломов Восточно-Европейской платформы // Материалы тектонического совещания. М., 2003. С. 318–322.

9. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УРО РАН, 2003. 300 с.

10. Boulton G.S., Dongelmans P., Punkari M., Broadgate M. Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian // Quarten. Sci. Rev. 2001. № 20. P. 591–625.

Е.Н. Горожанина¹, В.М. Горожанин¹, Д.Г. Золотарев²

Окраинно-морские осадочные комплексы Сакмарской зоны Южного Урала: состав, палеогеографические условия формирования и современное структурное положение

В северной части Сакмарской зоны Южного Урала, на основе данных предыдущих исследователей и собственных наблюдений нами выделены следующие разрезы, в которых стратиграфически наиболее полно представлены последовательности отложений ордовика, силура и девона (с юга на север): «Кидрясово», «Рысаево», «Кувандык» «Новокурский», «Акьюлово», «Большеабишево» и «Мазово» (рисунок). Существуют некоторые различия в интерпретации обстановок формирования этих отложений (батраль, окраинное море, преддуговый или задуговый бассейн). По нашим представлениям, наиболее обоснована модель окраинного моря. Предполагается что осадки, формировавшиеся в разных частях окраинного моря, образовавшегося в раннем палеозое у пассивной окраины континента Балтика, в настоящее время находятся в Сакмарской зоне в тектонически сближенном положении. Это окраинное море имело рифтогенную природу и существовало до фамена. Следует отметить, что для окраинных морей типа Японского, Курильского и Охотского описаны разные типы вулканитов, сочетающие геохимические черты внутриплитных, надсубдукционных, внутриокеанических и срединно-океанических разновидностей, в зависимости от типа субстрата, что является типичным для окраинных впадин, формировавшихся в переходной зоне от континента к океану [11].

В пределах окраинного моря, вероятно, выделялась центральная рифтовая зона (Утягуловская и Блявинская синформы), где, начиная с

¹ Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа; gorozhanin@ufaras.ru

² ООО «Газпромнефть НТЦ», г. Санкт-Петербург; Zolotarev.DG@gazpromneft-ntc.ru

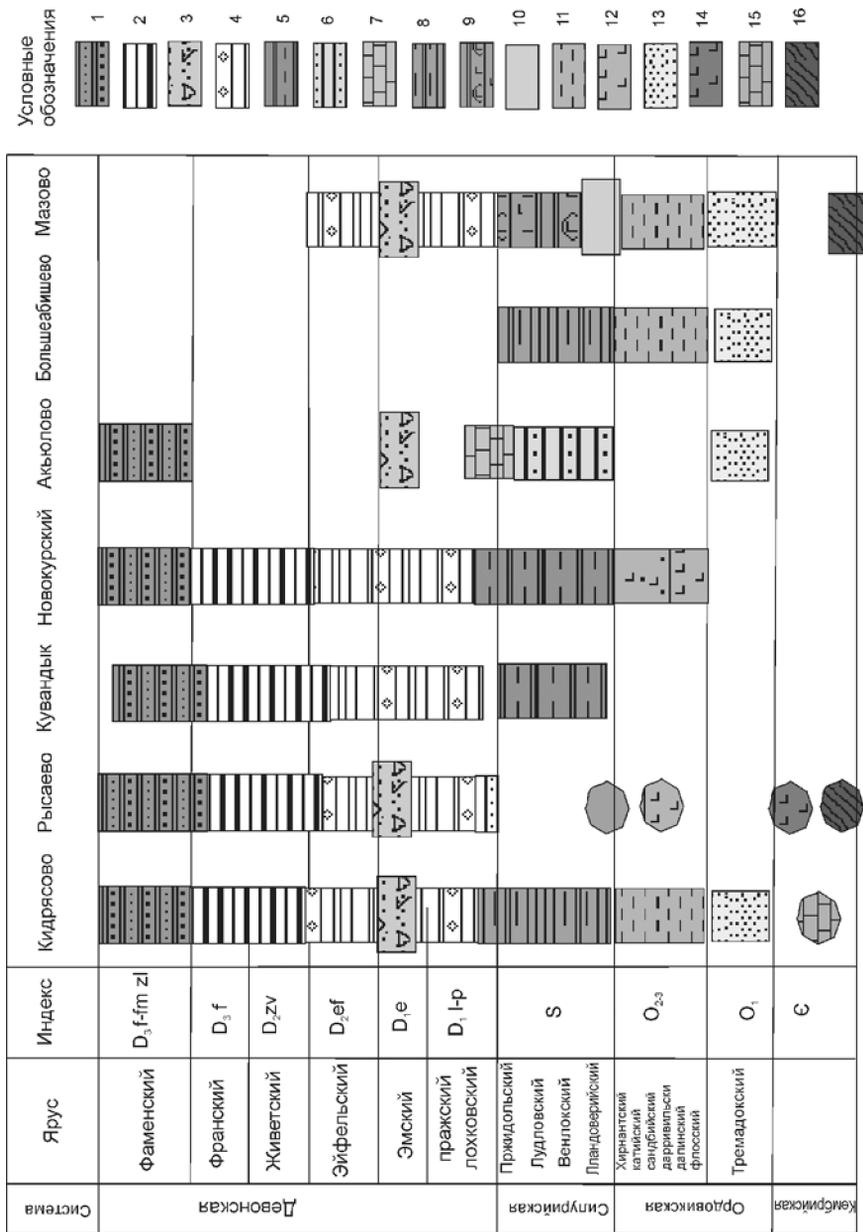


Рисунок. Схема сопоставления нижнего–среднего палеозоя в основных разрезах Сакмарской зоны. Кружками показаны осадочные и магматические комплексы, находящиеся в составе олистостромовых горизонтов.

1–4 – девон: 1 – верхний девон, зилаирская свита, флиш; 2 – средний–верхний девон, сарбайская свита, кремни; 3 – нижний–средний девон, олистостромовый комплекс; 4 – нижний–средний девон, акчурина свита, кремни, кремнеобломочные брекчии, песчаники; 5–9 – силурийские породы: 5–8 – сакмарская свита, 9 – дергаишская свита: 5 – углисто-глинисто-кремнистые сланцы, 6 – кремни (фтаниты), 7 – кремни, песчаники, аргиллиты, 8 – известняки, 9 – кремни и базальты; 10 – серпентиниты; 11–13 – ордовикские породы: 11, 12 – кураганская свита, 13 – кидрясовская свита: 11 – туфоаргиллиты и алевролиты, 12 – кремни и базальты, 13 – кварцевые и аркозовые песчаники и гравелиты; 14, 15 – породы кембрия: 14 – лавы и туфы, 15 – археоциатовые известняки; 16 – метаморфические породы

кембрия (медногорский трахибазальтовый комплекс) или с ордовика (баулусская и кураганская свиты), в силуре (дергаишская и блявинская свиты) и до девона (утягуловская свита) формировались кремнисто-базальтовые вулканогенные толщи. В «западной» части окраинного моря, прилегавшей к континенту Балтики, формировались терригенно-кремнистые осадки пассивной окраины (разрезы Кувандык и Новокурский). В противоположной «восточной» части окраинного моря в это время могли существовать островные дуги [8, 9] и/или микроконтинентальные блоки [6], отделявшие окраинное море от мирового океана. Разрезы Кидрясово, Акьюлово, Большеабишево, Мазово отличаются присутствием кварцевых песчаников кидрясовской свиты в основании. Песчаники, предположительно, формировались на шельфе этих блоков в раннем ордовике. Состав хромита из тяжелой фракции песчаников кидрясовской свиты ранее был изучен В.А.Исаевым с соавторами [5]. Ими сделан вывод о платформенном источнике хромитов – из базальтов ВЕП. Анализ этих данных показал, что на классификационных диаграммах соотношения хромистости к железистости все составы хромитов оказались в поле супрасубдукционных перидотитов, а на диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ большая часть попала в область надсубдукционных перидотитов, 2 высокотитанистых зерна – в область LIP и одно зерно – в OIB. Это свидетельствует в пользу модели, учитывающей существование доордовикской эпиконтинентальной островной дуги [8, 9].

Особенностью западных разрезов является преобладание в силурийской части кремнисто-углеродистых аргиллитов (черных сланцев). По данным Е.Е. Карньюшиной и О.К. Баженовой [3], изучавшим кремнистые породы сакмарской свиты, отобранные в южной части Сакмарской зоны, в разрезах по р. Тарангул и по р. Айтпайка, содержание $C_{орг}$ во фтанитах превышает 2 %. Палеогеографические условия формирования высокоуглеродистых толщ определяются эпохами трансгрессий и регрессий, обусловленных сменой климата [4]. Регрессия моря, связанная с хирнантским оледенением в конце ордовика, сменилась трансгрессив-

ным повышением уровня моря при потеплении климата в силуре, что способствовало накоплению в окраинных морях однотипных глинисто-кремни-стых, иногда заметно углеродистых, осадков, перекрывших разнофациальные комплексы ордовика. Последующее в девоне формирование кремнистых отложений происходило в унаследованных силурийских окраинных впадинах. Девонская часть разрезов практически повсеместно представлена конденсированными кремнистыми осадками, которые накапливались в бативальной обстановке. Их накопление нарушено олистостромовыми комплексами обвального-оползневой природы. Глыбы пород, подстилавших и слагавших дно в разных участках окраинного моря, поступали в глубоководный бассейн при тектонической активизации, вероятно, обусловленной началом субдукционных процессов.

Верхнедевонские кремнистые осадки во многих разрезах Сакмарской зоны согласно перекрываются однотипным флишем фаменской зилаирской свиты. В зилаирских песчаниках присутствует значительное количество обломков, которые относятся к офиолитокластам (диабазы, базальты, кремни, серпентиниты, хромит) совместно с метаморфическими обломками. Это указывает на одновременный размыв офиолитовых комплексов и метаморфических образований в фамене, в период начальной стадии коллизии [7]. Впоследствии, начиная с карбона вплоть до поздней перми, структура была перекрыта карбонатно-терригенным флишем, формировавшимся в зоне форландового прогиба. Вывод на поверхность Сакмарской структуры произошел, вероятно, в конце перми и в триасе – в стадию поздней коллизии и развития сдвиговых дуплексов сжатия и растяжения в зоне орогена [1].

В структуре Сакмарской зоны часто выделяются олистостромовые комплексы, образование которых связывают с шарьяжами. Однако не всегда кажущиеся хаотично разбросанные выходы следует относить к олистостромам. Часто такая «хаотичность» обусловлена наличием интенсивной дисгармоничной складчатости, которой подвержены эти осадочные толщи (что видно, например, в разрезе Акьюлово).

Общепринятым считается, что Сакмарская зона на Южном Урале представляет собой аллохтон или покров, надвинутый на пассивную окраину Восточно-Европейской платформы в процессе Уральского орогенеза [2, 7–10, 12]. В последнее время появились данные о присутствии в этой зоне реликтов окраины эпикадомского орогена [8, 9]. По нашему мнению, сложная структура тектонических клиньев разновозрастных осадочных, вулканогенных пород и серпентинитов, а также ромбовидно-линзовидная форма Сакмарской зоны свидетельствуют о сдвиговом механизме формирования общей тектонической структуры по

типу дуплексов сжатия. Подобные сдвиговые дуплексные структуры описаны С.Е. Знаменским [1] в соседней Магнитогорской зоне. Тектонический рисунок Сакмарской зоны скучивания указывает на левосдвиговый характер сдавливания и поворота блоков. Соответственно основное направление смещения («шарьирования») было не с востока на запад, а с юго-востока на северо-запад.

Сакмарская структура претерпела несколько стадий деформации, из которых можно выделить основные – ранняя девонская (дофаменская), обусловленная формированием аккреционной призмы на фронте девонской субдукции, фаменская коллизионная, сопровождалась аккрецией комплексов окраинного моря и дуги к пассивной окраине Балтики, поздняя коллизионная (пермь–триас) – вовлечение в сдвиговые дуплексные структуры и неотектоническая. Современное строение и расчлененность рельефа в Сакмарской зоне обусловлено подновлением коллизионных и образованием новых неотектонических структур.

Авторы выражают признательность В.Н. Пучкову и А.В. Рязанцеву за консультации по стратиграфии Сакмарской зоны. Работа выполнена в соответствии с планами фундаментальных исследований ИГ УНЦ РАН при финансовой поддержке ООО «Газпромнефть НТЦ» и РФФИ (грант №16-05-00259).

Литература

1. *Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.* Позднеколлизионные трансpressивные и трансensionные структурные ассоциации Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Материалы VI Межрегиональной научно-практической конференции. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 33–34.
2. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны. Препринт. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. 86 с.
3. *Карношина Е.Е., Баженова О.К.* Нефтегеологические свойства кремнистых пород сакмарской свиты Мугоджар // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения. Материалы 11 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. С. 105–107.
4. *Кошох А.И.* Черные глины и другие отложения, обогащенные органическим веществом, на окраинах материков в раннем и позднем палеозое // Вестн. Моск. Унта. Сер. 4. Геология. 2015. № 4. С. 22-33.
5. *Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К.* Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика южного Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 5. С. 1205–1209.
6. *Мизенс Г.А., Свяжина И.А.* О палеогеографии Урала в девоне // Литосфера. 2007. №2. С. 29–44.
7. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

8. Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений / Под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 84–134. (Труды ГИН РАН; Вып. 561).

9. 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.

10. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / Под ред. В.А. Маслова. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.

11. Филатова И.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.

12. Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал) / И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, Б.П. Золотарев и др.; Под ред. И.В. Хворовой. М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).

Г.С. Гусев¹, О.Н. Сироткина¹

Объзайсано-Алтаесаяно-Восточносаяноенисейский регион: основные особенности тектонического развития

Выступы раннедокембрийской континентальной коры Шарыжалгайский, Урикско-Туманшетский, Присяянский, Ангаро-Канский и Восточно-Енисейский располагаются на территории юго-западного обрамления древней Сибирской платформы. Шарыжалгайский выступ состоит из мезо-неоархейских Булулунского и Онотского гранит-зеленокаменных поясов и неоархейского Иркутного гранулит-гнейсового пояса. На площади Булулунского гранит-зеленокаменного пояса установлены неоархейские океанические и юноостроводужные амфиболиты, плагиогнейсы и кристаллические сланцы [7]. Возраст аккреции и гранит-зеленокаменных поясов и гранулит-гнейсового пояса и формирование зрелой континентальной коры – поздний архей [8]. Урикско-Туманшетский и Присяянский выступы – ареалы развития палеопротерозойских континентальнорифтовых комплексов и коллизионных гранитоидов саянского комплекса с U-Pb возрастом по цирконам от 1874 до 1828 млн лет [8]. Фундамент Присяянского выступа в основном пере-

¹ Институт минералогии, геохимии и кристаллографии редких элементов (ФГБУ ИМГРЭ); rbox74@mail.ru; onsirotkina@mail.ru

крыт позднерифейским деформированным пассивно-окраинным чехлом.

Фундамент Ангаро-Канский выступа в основном раннепалеопротерозойский гнейсовый (возраст метаморфизма 1890–1870 млн лет), вмещает коллизионные гранитоиды с U-Pb возрастом по цирконам 1734 ± 4 млн лет [6]. Выходы фундамента перекрыты позднепалеопротерозойскими континентальнорифтовыми базальтами и дацитами с U-Pb возрастом по цирконам 1740 млн лет. Возраст протолита дацитов 2400–2500 млн лет [7]. Базальты верхней части разреза имеют типичные для океанических рифтов геохимические составы (9 проб в статье [6]). Разрез позднепалеопротерозойских образований завершается пассивно-окраинным терригенным чехлом. Возраст метаморфизма позднепалеопротерозойских вулканитов и осадочных толщ раннебайкальский – 750 млн лет [7]. Модельный возраст фундамента Восточно-Саянского выступа по протолиту позднерифейских гранитоидов 1900 млн лет [2]. Фундамент выступа целиком перекрыт позднерифейским деформированным пассивно-окраинным карбонатно-терригенным чехлом.

Внутренняя граница Шарыжалгайского и Урикско-Туманшетского выступов приурочена к подрифейско-ранневендскому Урикско-Туманшетскому офиолитовому шву, а Канского выступа – к южному окончанию позднебайкальского Исаковского офиолитового шва, Восточно-Енисейского выступа – ранне-позднерифейскому Ишимбинскому офиолитовому шву. Внешняя граница Шарыжалгайского, Урикско-Туманшетского, Присаянского, Ангаро-Канского и Восточно-Енисейского выступов – Присаяно-Енисейский надвиговой краевой шов [13], подверженный в позднем кембрии каледонским милонитовым и катаклазитовым тектонитовым преобразованиям.

Шарыжалгайский, Урикско-Туманшетский и Ангаро-Канский выступы и в целом вся территория Восточно-Саянской и Енисейской мегазон нами ранее [12] не включались в состав Сибирской платформы, а относились к единицам Урало-Охотского покровно-складчатого пояса. Новые геологические материалы более надежно (в отличие от публикаций ряда авторов), подтверждают этот вариант тектонического районирования.

Фундамент микроконтинентов

На территории рассматриваемого региона обособляются три составных микроконтинента – Алтае-Монгольский, Минусинский и Тувино-Монгольский, а также микроконтиненты – Барнаульский, Дербинский, Манский, Бирюсинский, Онотско-Бельский, Центрально-Енисейский и выступы раннекембрийской континентальной коры на площади юго-западного обрамления древней Сибирской платформы – Шарыжалгай-

ский, Урикско-Туманшетский, Присаянский, Ангаро-Канский и Восточно-Енисейский. Модельный возраст кристаллического фундамента Алтае-Монгольского, Минусинского составных микроконтинентов и основной части Тувино-Монгольского по протолиту коллизионных гранитоидов около 900 млн лет [3, 4, 11], Барнаульского 950 млн лет [5], Дербинского 930 млн лет [10] и Бирюсинского 2252 млн лет [9], Центрально-Енисейского около 1900 млн лет [2], Манского 855 млн лет [14]; Rb-Sr возраст фундамента Томского микроконтинента 694 млн лет [5], U-Pb возраст Гарганского субмикроконтинента по цирконам из кристаллических пород 2727 ± 6 млн лет [1].

В статье [6] утверждается, что на территории Горного Алтая индикаторов древней континентальной коры не выявлено и поэтому каледонские структуры этого региона формировались на океаническом основании, а формирование основного объема коровых протолитов в раннекембрийских структурах Алтае-Северосаянского пояса происходило по классическому аккреционно-островодужному механизму за счет переработки океанической литосферы в зонах субдукции. Поэтому коровые протолиты на раннекаледонском этапе имеют исключительно ювенильную природу. Эти представления противоречат новым данным о гренвилевском возрасте ювенильной коры Алтае-Монгольского составного микроконтинента, на южную часть которого были наложены позднекембрийские зеленосланцевые метаморфические преобразования [5].

К **палеоокеаническим бассейнам** отнесены ареалы развития геологических комплексов океанических рифтов, океанических островов и энсиматических островных дуг. По площадным параметрам (в современных координатах) обособлено 7 уникальных, 5 крупных, 2 средних и 9 малых бассейнов.

Активноокраинные вулканоплутонические пояса располагаются в западной части региона – девонский Алтайский и восточной части – ордовикско-раннекаменноугольный Тувино-Саянский.

Субдукционно-аккреционные, аккреционно-коллизионные и коллизионные структурно-вещественные комплексы формировались тектоническими процессами трех этапов тектогенеза: неоархейского, позднебайкальского и каледонского; **аккреционные и коллизионные структурно-вещественные комплексы** – аккреционными и близкими по времени коллизионными процессами гренвилевского, позднебайкальского, каледонского, позднепалеозойского и раннемезозойского этапов тектогенеза; **коллизионные структурно-вещественные комплексы** – тектоническими процессами второго палеопротерозойского (в интервале 1800–1600 млн лет), гренвилевского, раннебайкальского, позднебайкальского, позднепалеозойского раннемезозойского этапов тектогенеза.

Литература

1. Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б. и др. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2-4 июня 2009 г. Санкт-Петербург. Т. 1. СПб. ИП Каталкина, 2009. С. 34-35.
2. Верниковский В.А., Верниковская А.Е. Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 35-52.
3. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 287-311.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Саяно-Алтайская. Лист М-44 - Рубцовск. СПб.: Картографическая фабрика ВЕГЕИ, 2015. Объяснительная записка. 415 с.
5. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАГН, филиал «Гео», 2000. 187 с.
6. Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 551-570.
7. Ножкин А.Д. Докембрий юго-западной окраины Сибирского кратона // Изв. Томского политехнического ун-та. 2009. Т. 314. № 1. С. 5-16.
8. Ножкин А.Д. и др. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312-332.
9. Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В. Первые данные о проявлении неопротерозойского гранитоидного магматизма в Присаянском краевом поднятии Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 449. № 3. С. 328-333.
10. Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм и метаморфизм в Дербинском микроконтиненте Восточного Саяна: новые изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2005. Т. 4004. № 2. С. 241-246.
11. Овчинникова Г.В. и др. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613-622.
12. Схема тектонического районирования России масштаба 1:5 000 000. Объяснительная записка. М.: Геокарт, 2001. 99 с.
13. Тектонический кодекс России / Отв. ред. Н.В. Межеловский. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2016. 240 с.
14. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Докембрийские террейны юго-западного обрамления Сибирского кратона: изотопные провинции, этапы формирования земной коры и аккреционно-коллизийных событий // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 80-92.

Восточно-Уральский микроконтинент и Магнитогорская островная дуга в Уральском океане: палеомагнитные палеошироты и палеотектонические реконструкции

Породы раннего и среднего палеозоя, распространенные в Южном и Среднем Урале, имеют разное происхождение. Западный Урал сложен породами окраины Балтийского (Восточно-Европейского) палеоконтинента и шарьированными на неё породами океанической коры. Восточнее распространены породы океанических островных дуг и Восточно-Уральского сиалического блока (микроконтинента), в Зауралье – породы океанической коры и Казахстанского палеоконтинента (рис. 1). В докладе в свете результатов палеомагнитных исследований рассмотрено положение Восточно-Уральского микроконтинента и Магнитогорской океанической островной дуги на палеотектонических реконструкциях, которые были предложены в последние годы. Палеомагнитные данные по породам микроконтинента и островной дуги, которые соответствуют современным требованиям к результатам палеомагнитных исследований, немногочисленны. Они показывают палеошироты микроконтинента в среднем–позднем ордовике и раннем силуре и Магнитогорской островной дуги – в раннем–среднем девоне.

Восточно-Уральский микроконтинент имеет докембрийский фундамент. Микроконтинент существовал в раннем и среднем палеозое, до раннего карбона, и находился в Уральском океане (рис. 2). Породы микроконтинента занимают территорию, которая простирается вдоль Урала на 1300 км, при ширине до 150 км. Породы микроконтинента изучены на участках Тогузак, Варна и Багаряк. На Южном Урале на участке Тогузак (1, рис. 1) изучен палеомагнетизм алевролитов и песчаников из толщи, содержащей ископаемую фауну среднего–позднего ордовика [1, 3]. В результате исследования определена палеоширота для южно-уральской части микроконтинента в интервале 1–7° (таблица).

На Южном Урале на участке Варна (2, рис. 1) изучен палеомагнетизм песчаников из толщи углеродисто-глинистых и кремнистых сланцев, песчаников, алевролитов и аргиллитов, содержащих граптолиты позднего лландовери [3, 10]. Раннесилурийская палеоширота участка Варна находится в интервале 5–14°. На Среднем Урале на участке Багаряк (3, рис. 1) изучен палеомагнетизм туфопесчаников, туфоалевролитов и пелито-

¹ Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия; vburtman@gmail.com

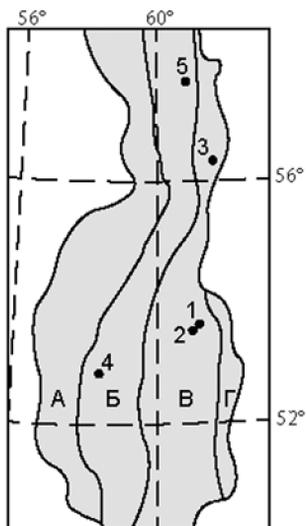


Рис. 1. Положение участков палеомагнитных исследований.

А–Г – породы раннего и среднего палеозоя (тонируются): А – Балтийского палеоконтинента, Б – островных дуг, В – Восточно-Уральского микроконтинента, Г – Казахстанского палеоконтинента и аккреционной призмы. 1–5 – участки: 1 – Тогузак, 2 – Варна, 3 – Багаряк, 4 – Сибай, 5 – Ощепково

Таблица. Данные о высокотемпературной доскладчатой компоненте намагниченности пород

Участок	А	N	I°	$\alpha 95^\circ$	$\varphi^\circ \pm \Delta\varphi^\circ$	T	Л
1. Тогузак: 53,5°N, 61,1°E	O _{2,3}	29	8,0	6,1	4,0±3,2	F+	[3]
2. Варна: 53,4°N, 61,0°E	S ₁	26	17,8	8,0	9,1±4,5	F+ R+	[3]
3. Багаряк: 56,2°N, 61,8°E	S ₁	40	23,4	5,8	12,2±3,4	F+	[3]
4. Сибай: 52,8°N, 58,6°E	D ₂	43	10,0	6,7	5,0±3,4	F+	[2]
5. Ощепково: 57,5°N, 61,6°E	D _{1,2}	32	3,4	15,3	1,7±7,9	F+	[9]
6. Ирендык: 51°-53°N, 58°-59°E	D	(<30)	0,3	7,3	0,2 ± 3,7	F?	[4]

В таблице: А – возраст палеомагнитной компоненты, N – количество образцов (сайтов), данные по которым вошли в статистику, I° – палеомагнитное наклонение, $\alpha 95^\circ$ – радиус овала доверия, $\varphi^\circ \pm \Delta\varphi^\circ$ – палеоширота и ошибка ее определения, T – тесты, F+ – положительный тест складки, R+ – положительный тест обращения, Л – литературный источник.

вых туффилов из толщи туфотурбидитов, в которой присутствуют слои углистых аргиллитов, содержащие граптолиты позднего лландовери [3, 11]. Раннесилурийская широта этого участка находится в интервале

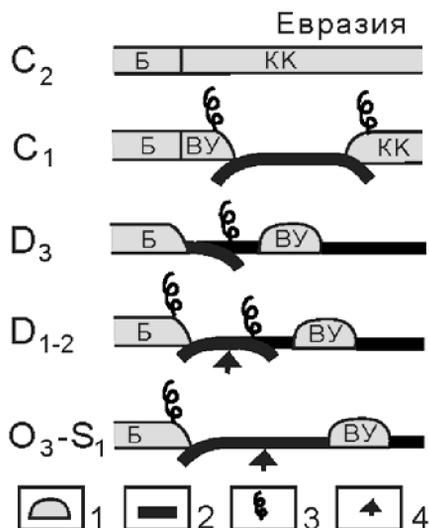


Рис. 2. Геодинамические профили.

1 – континентальная кора; 2 – кора Уральского палеоокеана; 3 – окраинно-континентальный и островодужный вулканизм; 4 – область спрединга океанической коры.

Б – Балтийский палеоконтинент, ВУ – Восточно-Уральский микроконтинент, КК – Казахстанский палеоконтинент

9–16°. Палеоширотный интервал, в котором находился Восточно-Уральский микроконтинент в раннем силуре, составляет 5–16°.

На палеотектонической реконструкции для позднего ордовика – раннего силура, опубликованной в работе [8], положение Восточно-Уральского микроконтинента соответствует палеомагнитным данным о палеошироте микроконтинента в позднем ордовике. В раннем силуре микроконтинент на реконструкции на десять градусов ближе к экватору по сравнению с данными о его палеошироте. На позднеордовиковской реконструкции в работе [7] Восточно-Уральский микроконтинент находится в интервале 24–30°, что на 15–20° отличается от палеоширотного интервала, определенного при палеомагнитных исследованиях. Согласование положения микроконтинента с палеомагнитными данными потребует значительную коррекцию этой реконструкции. На многих палеотектонических реконструкциях [12, 13 и др.] Восточно-Уральский микроконтинент не показан.

Девонские породы Магнитогорской океанической островной дуги изучены разными исследователями. На Южном Урале на участке Сибай

(Якшидавлет) изучен палеомагнетизм алевритовых и пелитовых силицилитов, которые содержат конодонты позднего эйфеля [2, 5]. Силицилиты лежат на толеитовых базальтах и перекрыты кластическими туффитами, содержащими ископаемую фауну позднего эйфеля и живетского яруса. Палеоширота этого участка островной дуги в среднем девоне находилась в интервале 2–8°. На Среднем Урале на участке Ощепково изучены туффопесчаники из кремнисто-вулканогенной толщи, содержащей конодонты позднего эмса – раннего эйфеля [6, 9]. Палеоширота участка Ощепково в эмсе–эйфеле была в интервале 0–8°. Недавно опубликованы предварительные результаты изучения палеомагнетизма девонских пород (эмс–фамен) Магнитогорской островной дуги, отобранных в Ирландской тектонической зоне [4]. Вычисленная палеоширота находится в интервале 0–4°.

На девонских палеотектонических реконструкциях в работах [7, 8, 13] положение Магнитогорской океанической дуги соответствует палеомагнитным данным о ее палеошироте.

Литература

1. Анцигин Н.Я. К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. М.: Геолфонд РСФСР, 1985. С. 68–86.
2. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В. Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–70.
3. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. Положение микроконтинентов Северного Тянь-Шаня и Восточного Урала в ордовике и силуре по палеомагнитным данным // Геотектоника. 2003. № 5. С. 11–26.
4. Голованова И.В., Данукалов К.Н., Косарев А.М., Хидиятов М.М., Баженов М.Л. Палеомагнетизм девона Магнитогорской зоны Южного Урала (предварительные результаты) // Мат. сем. «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». Ярославль: Филигрань, 2016. С. 29–55.
5. Маслов В.П., Артюшкова О.В., Барышев В.Н. Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: Ин-т геологии БФАН СССР, 1984. 100 с.
6. Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В. О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 5. С. 1203–1205.
7. Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и раннем–среднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 3. С. 66–92.
8. Свяжина И.А., Петров Г.А. Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на уральской окраине Восточно-Европейского континента // Литосфера. 2011. № 6. С. 3–13.

9. *Свяжина И.А., Петров Г.А., Слободчиков Е.А.* Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера. 2008. № 4. С. 22–34.

10. *Тевелев А.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала. М.: Изд. МГУ, 2002. 120 с.

11. *Шурыгина М.В., Милицына В.С.* Силурийские отложения по рекам Исток и Багаряк в районе г. Каменец-Уральский на востоке Среднего Урала // Мат. по стратиграфии и палеонтологии Урала, вып. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 25-37.

12. *Sengor A.M.C., Natalin B.A., Voo R., Sinal G.* A new look at the Altaids // *Australian J. Earth Sci.* 2014. V. 107. N 2. P. 131–181.

13. *Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. geol. Soc. London.* 2007. V. 164. P. 31–47.

И.М. Дербек¹

Геодинамическая эволюция Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса в позднем мезозое

Монголо-Охотский сектор Тихоокеанского складчатого пояса – это восточная окраина Монголо-Охотского орогенного пояса, который, по представлению Е.А. Радкевич (1977), имеет направление противоположное тихоокеанскому. Он подчинён «древним близширотным внутриазиатским складчатым сооружениям – ответвлениям Тетиса» [4], в данном случае – Монголо-Охотского бассейна. Закрытие этого бассейна продуцировало становление одноимённого орогенного пояса, восточная окраина которого имеет уникальное расположение: здесь происходит совмещение Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов [5]. И если Центрально-Азиатский пояс формировался в результате взаимодействия континентальных геологических структур, то Тихоокеанский – результат взаимодействия континентальной коры и океанической. Такое взаимодействие, как правило, сопровождается становлением магматических комплексов. Установлено [2], что на восточной окраине Монголо-Охотского орогенного пояса формирование магматических комплексов происходило в следующих временных интервалах: поздняя юра – 120 млн лет, 105–102 млн лет, 101 млн лет, 95–90 млн лет.

¹ Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия; derbeko@mail.ru

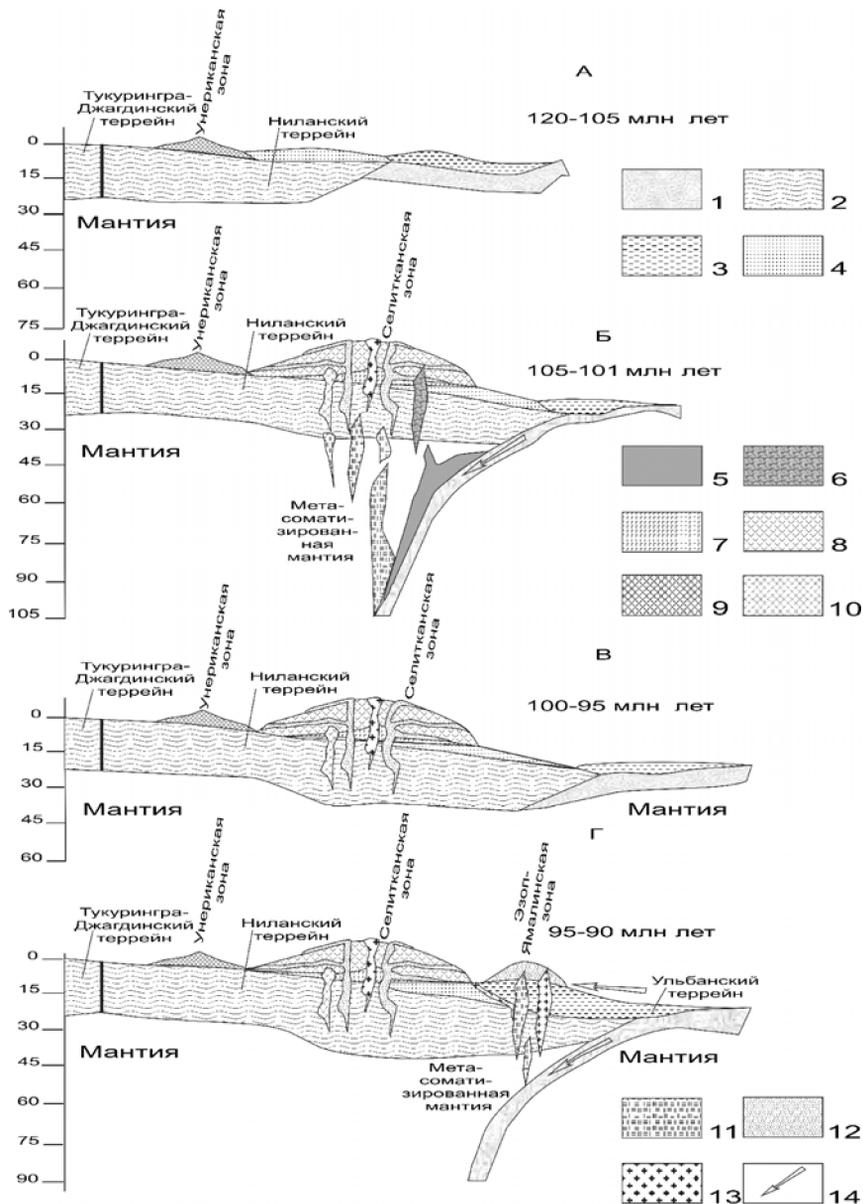


Рисунок. Схема последовательности формирования вулcano-плутонических зон Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса.

1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – турбидитовые осадки; 4 – континентальная моласса; 5 – адакитовые расплавы, образовавшиеся при плавлении субдущированной океанической коры; 6 – адакитовые расплавы, измененные при прохождении мантийного клина; 7 – базальты андезитовые, базальты; 8 – риолиты, риодациты, дациты; 9 – андезиты; 10 – кварцевые диориты, гранодиориты; 11 – флюиды, обедненные водой, но обогащенные кремнеземом; 12 – риолиты, трахириолиты; 13 – граниты, субщелочные граниты; 14 – направление движения океанической плиты

В интервале поздняя юра – 120 млн лет формировался унериканский комплекс риодацитов, риолитов, трахидацитов, трахириолитов известково-щелочной серии, низко- и высококалиевые, с низкими содержаниями Nb, Ta, Sr, Zr, Ti и умеренно пониженными концентрациями Y, Yb, Ni, Co, Cr, V. Образования этого этапа развиты только в пределах Ниланского террейна – Унериканская вулcano-плутоническая зона [3].

Временные этапы 105–102 млн лет и 101 млн лет назад отмечены формированием магматитов, объединённых в Селитканскую вулcano-плутоническую зону. Они играют «сшивающую» роль для Галамского, Ниланского и Ульбанского террейнов восточного окончания пояса. Интервал 105–102 млн лет соответствует становлению инарагдинского комплекса пород андезитового состава: андезиты, андезитовые базальты, редко – дациты и их плутонические комагматы. Фактически без перерыва – 101 млн лет назад, андезиты сменяется лавами и плутоническими комагматами кислого состава баранджинского комплекса: риолитами, трахириолитами, их интрузивными аналогами [1]. В составах всех разновидностей пород Селитканской зоны устанавливаются пониженные содержания Nb и Ta, обогащение LREE, Ba, Rb, K, Th, U.

Завершается магматическая активность в данном регионе 95–90 Ма назад становлением эзоп-ямалинского комплекса одноимённой вулcano-плутонической зоны, в строении которого преобладают туфы и игнимбриты дацитов и риолитов, трахириолитов, трахириодацитов и их субвулканические и плутонические аналоги. Это высококалиевые породы известково-щелочной серии, умеренно обогащенные Rb, Ba, Th, REE, при деплетировании в отношении Nb, Ta, Sr [2].

Согласно проведенным исследованиям [3], все позднемезозойские вулcano-плутонические комплексы Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса образовались в результате субдукционных процессов. Они связаны с взаимодействием континентальной окраины Азии и океанической плиты, в данном случае – плиты Изанага, которая согласно палеомагнитным данным [6] в позднем мезозое активно продвигалась на север-северо-запад. Следуя временным этапам проявления магматической активности на восточной окраине Монголо-

Охотского пояса, можно предположить, что активность движения океанической плиты соответствовала времени формирования вулканоплутонических комплексов.

Полученные результаты позволяют предложить схему эволюции позднемезозойской тектонической и геодинамической обстановки в пределах Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса (рисунок). Породы наиболее раннего унериканского комплекса распространены только в пределах Ниланского террейна (рисунок, *а*), то есть: Ниланский террейн являлся континентальной окраиной в конце юры – начале раннего мела. Что, к сожалению, не указывает на время его присоединения к общему коллажу террейнов Монголо-Охотского пояса. Ведь он мог дрейфовать на теле океанической плиты и присоединиться к матерiku после магматических событий конца юры – начала раннего мела. Временной интервал 120–105 млн лет отмечен накоплением континентальных осадков, когда Ниланский террейн представлял собой пассивную континентальную окраину. Согласно палеомагнитным данным [6] океаническая плита примерно в этот период двигалась на север и, естественно, её влияние на континент было минимальным или отсутствовало вовсе. А затем произошёл разворот в движении плиты Изнага почти на 30°, при ускорении движения в северо-западном направлении. Этому временному интервалу соответствует формирование пород Селитканской вулканоплутонической зоны [1] (рисунок, *б*). При этом происходит значительное наращивание мощности континентальной коры, что может объяснить отсутствие пород основного–среднего составов при образовании магматитов более позднего эоп-ямалинского вулканоплутонического комплекса. В интервале 100–95 млн лет, после резкого изменения направления движения – с почти северного на северо-западный – океаническая плита стабилизирует своё перемещение [6]. В пределах рассматриваемого сектора магматическая активность в этот период не установлена. Но можно предположить, что именно в этот период начинается надвигание Ульбанского террейна на образования Ниланского, что также ведёт к разрастанию и увеличению мощности континентальной коры, а позднее – к «залечиванию» зоны надвига образованиями эоп-ямалинского комплекса (рисунок, *з*).

Все эти факты свидетельствуют, что эволюция Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса в позднем мезозое связана с пульсационным поддвижением океанической плиты (плита Изнага) под континентальную окраину Азиатского континента, а именно – с пульсационной субдукционной обстановкой в данном регионе.

Литература

1. Дербек И.М. Схема формирования магматических комплексов Селитканской вулcano-плутонической зоны восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (Россия) по геохимическим данным // Геохимия. 2009. №11. С. 1155–1172.
2. Дербек И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&KG, 2012. 97 с.
3. Дербек И.М., Чугаев А.В., Олейникова Т.И., Бортников Н.С. Геохимические и Sr-Nd изотопные свидетельства надсубдукционного происхождения мезозойского магматизма Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // ДАН. 2016. Т. 466. № 4. С. 462–466.
4. Радкевич Е.А. Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 95 с.
5. Derbeko I.M. The region of matching of Central-Asian mobile belt and Pacific mobile belt // Internat. J. Geosciences. 2013. V. 4. N 3. P. 605–610.
6. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V. 127. P. 305–329.

Е.П. Дубинин¹, А.И. Макушкина², А.Л. Грохольский¹

Условия образования микроконтинентов и погруженных плато в пределах континентальных окраин

В процессе раскола континентальной литосферы нередко происходит частичное или полное отторжение небольших континентальных блоков от материнского континента, приводящее к образованию микроконтинентов (например, банка Элан в окрестности плато Кергелен, хребет Ян-Майен в Северной Атлантике, хребет Лакшми, плато Зенит, Гульден Драк, Батавия в Индийском океане), или неотторженных от континента погруженных плато (например, плато Эксмут, Воринг, Валлаби, Агульяс, Натуралист, поднятия Ермак и Морис Джесуп, плато Роккол и др.), или невулканических островов (например, острова Шри Ланка, Тасмания, Сокотра).

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей земледелия, Москва, Россия; edubinin08@gambler.ru

² Копенгагенский университет, Копенгаген, Дания; anya.makushkina@gmail.com

В зависимости от термомеханических условий перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу существует несколько геодинамических обстановок, при которых возможно формирование таких структур.

Принципиальным фактором в концептуальной модели формирования микроконтинентов, рассмотренной в работах [1, 3] является наличие мантийного плюма, который начинает функционировать в районе молодой континентальной окраины, после того как произошел раскол материка и начался спрединг. Деятельность горячей точки приводит к механическому ослаблению континентальной окраины и перескоку оси спрединга в сторону окраины. В результате старый спрединговый хребет умирает, а новый набирает силу и отделяет в процессе аккреции своей океанической коры, небольшой континентальный блок от окраины материка. Актуалистический пример такой геодинамической обстановки представляет блок Данакиль, формирующийся вблизи горячей точки Афар, которая, в свою очередь, влияет на перестройку геометрии рифтовых зон Красного моря и Аденского залива в этом районе.

При образовании погруженных плато, континентальная кора испытывает значительное растяжение и утонение, и процесс рифтогенеза, как правило, сопровождается проявлениями магматизма. В случае образования островных структур степень растяжения и утонения континентальной коры была минимальной. Актуалистический пример такой ситуации представляет собой Синайский блок, заключенный между двумя рифтовыми трещинами – отмирающий Синайский рифт и рифт Акаба.

Целью работы является исследование условий образования микроконтинентов и частичного отторжения континентальных блоков в процессе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу с помощью аналогового моделирования.

Исследования проводились в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ. Экспериментальная установка, модельное вещество и методические приемы моделирования описаны в работе [2].

Моделирование проводилось по трем экспериментальным сериям:

– образование микроблока за счет встречного продвижения трещин в однородной модельной плите. Исследовались закономерности структурообразования в зависимости от геометрии заложения первоначальных разрезов в модельной плите толщиной H_1 , а именно их смещения друг относительно друга (x), длины (L_1 и L_2) и угла наклона (β), относительно направления растяжения. В данной серии экспериментов микроблоки формировались за счет развития перекрытия рифтовых трещин возникающих в результате их продвижения навстречу друг другу. В целом

микроблоки имели сходные размеры с отношением длины к ширине $\sim 3:1$.

– влияние горячей точки (локального источника нагрева ЛИН) на образование микроблока при встречном продвижении трещин в однородной модельной плите, исследование возможности перескока или отклонения оси растяжения под воздействием горячей точки;

– влияние структурной неоднородности в виде блока с более прочной литосферой или ослабленной зоны с утоненной литосферой на развитие рифтовой трещины и образование микроконтинентов.

Экспериментальные исследования показали, что образование изолированного блока, ограниченного двумя перекрывающимися рифтовыми трещинами, обусловлено продвижением этих трещин навстречу друг другу. В процессе растяжения, растягивающие напряжения локализуются вдоль одной рифтовой трещины, что приводит к началу спрединга и к формированию вдоль нее новой океанической коры. Блок континентальной коры, заключенный между двумя рифтовыми трещинами испытывает деформации и вращение, как в горизонтальной плоскости (как по часовой стрелке, так и против, в зависимости от геометрии взаимодействующих трещин, на угол до 90°), так и относительно вертикальной оси, что приводит к явной асимметрии рельефа его поверхности. Нередко в процессе вращения этого блока, на новообразованной коре формируются сдвиговые структуры типа трансформных разломов. Деформированные континентальные блоки, как правило, оказываются не полностью отторженными от материнского континента, а отделены от него неразвившимся рифтом или авлакогеном. Полное отделение микроблока от материнского континента происходит лишь в редких случаях при значительном вращении микроблока в вертикальной плоскости и сопутствующей эксгумацией модельной нижней литосферы, а также при случайных перескоках молодой спрединговой оси.

Основными параметрами, отвечающими за формирование выдвинутых континентальных окраин являются:

– угол заложения рифтовых сегментов (в модели – разрезов, или ослабленных зон с утоненной литосферой) и их относительное смещение; оптимальный угол заложения одного из разрезов для образования микроблока составляет $45\text{--}60^\circ$ к направлению растяжения;

– длина рифтовых сегментов (соотношение длин); обособленный микроблок образуется при симметричном развитии двух трещин, с одинаковой длиной разрезов, при асимметричном развитии трещин образуется блок, обособленный с одной стороны;

– величина смещения первоначальных рифтовых трещин, продвигающихся навстречу друг другу;

– гетерогенность коры и наличие структурных неоднородностей в литосфере.

При наличии термической аномалии связанной, например, с деятельностью горячей точки начавшей свое функционирование после разрыва сплошности континентальной литосферы возможен перескок оси спрединга в сторону горячей точки, что может привести к отмиранию действующей оси спрединга, или изменению ее простирания, или формированию новой оси и отторжению микроконтинентального блока от материнского континента, в соответствии с моделью [1, 3].

В зависимости от реологических свойств структурной неоднородности и ее простирания относительно направления растяжения возможно несколько вариантов развития микроблоков.

1) Наличие структурной неоднородности с менее прочной модельной литосферой не препятствует формированию микроконтинентов или не полностью отторженных блоков.

2) Наличие структурной неоднородности с более прочной модельной литосферой параллельной (или расположенной под малыми углами) растяжению может привести к формированию трансформных смещений.

3) Наличие структурной неоднородности с менее прочной модельной литосферой, расположенной под углом ($>10^\circ$) к направлению растяжения может привести к образованию выступов на континентальных окраинах, ограниченных сдвиговыми трансформными разломами с трансензией и транспрессией. При такой неустойчивой кинематике рифтинга возникают перескоки оси спрединга, нередко приводящие к формированию отделенных от материнской окраины микроблоков.

Итак, на основе проведенного исследования можно предположить, что главными условиями образования микроконтинентов или не полностью отторженных микроконтинентальных блоков являются:

(1) наличие двух встречных продвигающихся сегментов трещин;

(2) формирование хотя бы на одной (или двух) из рифтовых ветвей новообразованной океанической коры;

(3) наличие термомеханических условий (мантийного плюма), ослабляющих прочность литосферы и, тем самым, способствующих локализации напряжений и перескоку оси спрединга, в результате чего континентальный микроблок отделяется от материнской плиты;

(4) наличие структурных неоднородностей с более прочной литосферой и с косым простиранием относительно направления растяжения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 15-05-03486).

1. Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T. Microcontinent formation around Australia // Geological Society of Australia Special Publication. 2003. V. 22. P. 399–410.
2. Grokholskii A.L., Dubinin E.P. Experimental modeling of structure-forming deformations in rift zones of Mid-Ocean ridges // Geotectonics. 2006. V. 40. N 1. P. 64–80.
3. Müller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D. A recipe for microcontinent formation // Geology. 2001. V. 29. № 3. P. 203–206.

**В.Б. Ершова¹, А.П. Прокопьев², А.К. Худoley¹,
О.Анфинсон³, Д. Стокли³, К. Гайна⁴, Я.И. Фалейде⁴,
Н.А. Мальшев⁵**

Результаты U-Th/He датирования обломочных цирконов из ордовик-девонских отложений арх. Северная Земля и тектонические события палеозоя в арктическом регионе

Современная Арктика представляет собой коллаж разновозрастных террейнов, которые аккретировали в палеозое–мезозое к трем крупным докембрийским континентам – Балтии, Лаврентии и Сибири. Реконструкция палеозойской истории арктических регионов во много осложняется наложенными более молодыми мезозойскими и кайнозойскими тектоническими событиями. Настоящее исследование посвящено реконструкции ранне-среднепалеозойских тектонических событий в Арктике и основано на данных U-Th/He и U-Pb датирования цирконов из палеозойских отложений архипелага Северная Земля. Закрытие U-Th/He системы в цирконах происходит на глубине 6–7 км [1], соответственно получаемые этим методом возрасты, обычно, отражают крупные тектонические события в исследуемом регионе.

¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; v.ershova@spbu.ru; akhudoley@gmail.com

² Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; prokopiev@diamond.yssu.ru

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

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

⁵ НК Роснефть, Москва, Россия; n_malyshev@rosneft.ru

В геологическом строении архипелага Северная Земля, преимущественно, выступают осадочные и метаосадочные (на о-ве Большевик) породы от кембрия до мела. В целом, ниже-среднепалеозойский разрез можно условно разделить на три крупных комплекса:

1) Нижний (кембрийский) представлен терригенными метаосадочными породами в пределах о-ва Большевик и терригенно-карбонатными на остальных островах Архипелага.

2) Средний (ордовик-раннедевонский) сложен карбонатными, терригенными и эвапоритовыми толщами. Характер контакта с кембрийскими отложениями дискусионен. Так, согласно [2], существует угловое несогласие в подошве ордовикских отложений. Хотя на геологической карте масштаба 1:200 000 оно не отражено [3].

3) Верхний (средне-позднедевонский) развит локально и характеризуется исключительно терригенными составом и преобладанием красноцветных отложений.

Нами было проведено U-Th/He датирование цирконов из 6 образцов отобранных из ордовик-девонских отложений островов Фигурный, Пионер и Октябрьская Революция архипелага Северная Земля.

Все полученные U-Th/He возрасты цирконов древнее возрастов седиментации изученных образцов, что позволяет реконструировать тектоническую историю источников сноса обломочного материала. U-Th/He возраста цирконов из ордовик-силурийских отложений группируются в основной пик около 465 млн лет, который в пределах аналитической ошибки может быть соотнесен со стадией трондхейм эволюции каледонского орогена. Двойное U-Th/He и U-Pb датирование одних и тех же цирконов из силурийских отложений показало, что U-Th/He изотопная система цирконов с позднеопротерозойским возрастом кристаллизации (по данным U-Pb датирования) была полностью нарушена и перезапущена во время каледонской орогении. Полученные данные свидетельствуют о существенной тектонической переработке, вероятно, северной части Тиманской окраины Балтии в каледонскую орогению. U-Th/He возрасты цирконов из девонских отложений Северной Земли варьируют от 517 ± 41 до 333 ± 27 млн лет, образуя два основных пика с возрастом 416 и 375 млн лет. Пик 416 млн лет коррелирует с возрастом эпизода скандиа каледонского орогенеза. Позднедевонский пик (375 Ma), вероятно, коррелируется с так называемым свальбардским событием каледонид и/или элсмирской орогенией [4, 5].

В последние годы были описаны многочисленные свидетельства широкого проявления позднедевонских деформационных и магматических событий в различных регионах Арктики. Так, помимо северной Канады, где была впервые описана элсмирская орогения [4] и Шпиц-

бергена, где широко проявлено свальбардское событие северных каледонид [5] синхронные им тектонические и магматические события известны на острове Врангель [6], Чукотки [7], Новосибирских остров [8]. Отдельно следует отметить, что на арх. Шпицберген и арх. Новосибирские острова отмечены, как более ранние ордовик-силурийские (каледонские в узком смысле события), так и позднедевонские (свальбардские или элсмирские) [8, 9].

Полученные нами данные по U-Th/He датированию цирконов показали, что источник сноса для ниже-среднепалеозойских отложений арх. Северная Земля претерпел как каледонские (в узком смысле), так и позднедевонские (элсмирские /свальбардские) деформационные события. Потенциальным источником сноса, вероятно, могли выступать арх. Шпицберген и баренцевоморский шельф, расположенный к востоку и северу. Это сценарий позволяет предполагать широкое развитие каледонских и позднедевонских деформаций в фундаменте северной части баренцевоморского шельфа.

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

Литература

1. *Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K.* Past, Present, and Future of Thermochronology // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. № 1 (58). P. 1–18.
2. *Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A.* Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // *Norwegian J. Geol.* 2008. V. 88. N 4. P. 235–258.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Североземельская. Листы Т-47-VI, X, XI; Т-48-I, VII, VIII, IX, N-47-XI, XII, XIII, X, XI; N-48-III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII, XIII (о. Большевик). Объяснительная записка / Авт.: Марковский В.А., Падерин П.Г., Шнейдер Г.В., Лазарева Л.Н., Кузьмин В.Г., Лазуренко В.И. Ред. Лопатин Б.Г. М., 1999.
4. *Embry A.F.* Middle–Upper Devonian sedimentation in the Canadian Arctic Islands and the Ellesmerian orogeny / Ed. by N.J. MacMillan, A.F. Embry, D.J. Glass // *Devonian of the World Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*. 1988. V. 14. N 2. P. 15–28.
5. *Bergh S.G., Maher Jr. H.D., Braathen A.* Late Devonian transpressional tectonics in Spitsbergen, Svalbard, and implications for basement uplift of the Sørapp-Hornsund High // *J. Geological Soc.* 2011. V. 168. N 2. P. 441–456.
6. *Вержибицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (российская восточная Арктика) // *Геотектоника*. 2015. № 3. С. 3.
7. *Луцицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б., Нататов Л.М., Белоусова Е.А., Катков С.М.* Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре арктического региона России // *Геотектоника*. 2015. № 4. С. 3.

8. Прокопьев А.В., Еришова В.Б., Васильев Д.А., Худoley А.К., Калинин М.А. Тектонические деформации западной части о. Котельный (Новосибирские острова) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XVII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 62–65.

9. Kosmińska K., Majka J., Manecki M., Schneider D. First evidence of the Ellesmerian metamorphism on Svalbard // Geophysical Research Abstracts. 2016. V. 18. EGU2016-1219.

В.А. Зайцев, Л.В. Панина¹

Использование 3D геодинамической модели для оценки вторичных фильтрационно-ёмкостных свойств коллекторов северо-восточной части Сахалинского шельфа

Сложное тектоническое строение шельфа Охотского моря, высокая геодинамическая активность и присутствие ловушек неантиклинального типа в продуктивных комплексах, обуславливают необходимость использования специальных технологий для изучения вторичных фильтрационно-ёмкостных свойств (ФЕС) коллекторов. Геодинамическое моделирование позволяет прогнозировать вторичную пористость и проницаемость в межскважинном пространстве. Важнейшим методом оценки упругих, а затем и пластических деформаций является трехмерное геодинамическое моделирование, выполненное с помощью специализированного программного модуля RMSFracture компании ROXR. Использование данной технологии дает возможность интегрировать разнообразную структурно-геологическую информацию, построить физически обоснованную дискретную модель трещиноватости (Discrete Fracture Network), а затем методом двойного пространства спрогнозировать фильтрационно-ёмкостные свойства пород. При этом возникает необходимость определить, какая доля флюидного потока будет фильтроваться по трещинам, а какая по межзерновым порам (классический коллектор). Соотношение первичной и вторичной проницаемости индивидуальны для каждого резервуара. Особо отметим, важность изуче-

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; v.zaitsev@mail.ru; panina53@mail.ru

ния современного поля напряжений, определяющего тектоническую активность трещин.

В данной работе на примере Киринского, Аяшского и Восточно-Одоптинского участка лицензионных блоков реализована технология оценки вторичной флюидной проницаемости горных пород.

Объектами исследования являлись:

- структурные ловушки окобыкайско-дагинского резервуарного комплекса;
- структурные и литологические ловушки нижненутовского резервуарного комплекса;
- структурные ловушки верхненутовского резервуарного комплекса.

Помимо этого, к перспективным относится комплекс пород миоцено-олигоценного возраста, обладающих трещинно-поровыми резервуарами, а также породы фундамента, в котором предполагается присутствие кавернозно-трещинного резервуара.

При построении геодинамической модели необходимо учесть ориентировку внешнего сжатия и тип напряженного состояния. Об этих параметрах можно судить с помощью методов решения фокальных очагов землетрясений и структурно-парагенетического анализа, выполненного по материалам 3D сейсмоки. Установлено, что структурный план рассматриваемой территории представляет собой сочетание мелких разрывных нарушений (сдвигов), кулисообразно подставляющих друг друга, и субширотных, полого изогнутых сбросов, падающие навстречу друг другу. Судя по ориентировке, и сдвиги и сбросы являются структурами единого парагенеза, образованного в результате субширотного сжатия и меридионального растяжения.

Исходными данными для построения геодинамической модели является трехмерная цифровая геологическая модель. Напряженное состояние коллектора рассчитывается с помощью упругой конечно-элементной модели (Elastic Stress). Данный метод позволяет сравнительно точно моделировать процесс образования трещин в результате деформирования при выполнении заданных критериев разрушения. Как известно, горные породы на глубине находятся под суммарным воздействием многих физико-механических сил: собственный вес пород, тектонические силы разной природы и масштабного уровня, внутреннее давление насыщающих флюидов и т.д. Все это приводит к возникновению в массиве горных пород сложного объемно-напряженного состояния. С помощью программного модуля RMSFracture были рассчитаны следующие параметры: а) величина и ориентировка локального поля напряжений, б) величины «Fracture Likelihood» и «Fracture Regions», которые можно перевести как «вероятность появления трещин» и «место появ-

ления трещин», в) степень деформированности пласта, г) уровень удаленности от крупных разрывных нарушений, д) литостатическое давление на пласт. Отметим, что расчеты появления новообразованных трещин в горных породах делаются на основании математической модели Мора – Кулона.

Следующий этап прогноза вторичных фильтрационно-емкостных свойств резервуара – создание аналитической дискретной модели трещиноватости. Данный этап позволяет использовать тренды (зависимости), полученные в результате геомеханического моделирования. Модель каждого горизонта была рассчитана по шести трендам, определяющим появление новообразованных трещин или апертуру (степень раскрытости) первичной трещиноватости.

Для описания сложных коллекторов, обладающих значительным количеством трещин, при моделировании фильтрационных процессов в пласте применяется метод двойного пространства (двойной пористости и проницаемости). Первичная пористость и проницаемость, связанная с межзерновыми параметрами терригенного коллектора, изучается с помощью традиционных геофизических или лабораторных методов. Вторичная – с помощью специальных методов гидродинамического исследования скважин (ГДИС) либо FMI позволяющих фиксировать плотность, апертуру и ориентировку систем трещин в скважине. В данном случае, поскольку количество скважин на исследуемой территории всего 10, был выполнен прогноз вторичных фильтрационных параметров с помощью геомеханического моделирования.

Оценка вторичной пористости и проницаемости была выполнена с помощью программного модуля Dual-Porosity Modelling. Расчеты показали, что разные участки изучаемой территории неодинаково затронуты процессом трещинообразования. Интересно отметить, что с глубиной максимумы вторичной проницаемости становятся менее распределенными, локализуясь вдоль разломов фундамента.

В результате выполненных работ по изучению вторичной проницаемости территории Присахалинского шельфа установлено, что вся территория испытывает современное сдвиговое поле напряжений с субширотной ориентировкой оси максимального сжатия. В результате приложенной нагрузки происходит смещение по существующим неоднородностям (разломам), что приводит к появлению локального поля напряжений, которое влияет на образование новых или изменение степени раскрытости существующих трещин, определяющих вторичную пористость и проницаемость горных пород. 3D геомеханическое моделирование, выполненное для данного региона, позволило рассчитать прогнозную проницаемость для каждого стратиграфического горизонта. Выяв-

ленная вторичная проницаемость различна у верхних и нижних стратиграфических горизонтов, причем поверхностью раздела служит окобыкайская глинистая пачка.

Распределение вторичной проницаемости даехуриинского горизонта (Pg_3^2) имеет сложное строение. Южнее Восточно-Одоптинского поднятия зоны высоких значений вторичной проницаемости приобретают все более вытянутую форму (особенно это заметно при переходе к Аяшскому и Киринскому блокам). При этом, меняется ориентировка этих зон – от северо-западной для Восточно-Одоптинского участка, к субмеридиональной для Аяшского участка и к северо-восточной для Киринского блока.

Вторичная проницаемость дагинского ($N_1^{1-2}dg$) горизонта на Киринском лицензионном участке заметно уменьшается, в то время как в Аяшском и Восточно-Одоптинском блоках она практически остается без изменений. Основные максимумы повышенных значений вторичной проницаемости протягиваются вдоль крупных разрывных нарушений, создают сеть фильтрационных каналов, определяющих миграцию углеводородов (особенно это характерно для нефтегазоматеринских толщ уйнинского, окобыкайского и даехуриинского комплексов).

Крупные разрывные нарушения в окобыкайской свите являются каналами вертикальной миграции углеводорода, которые соединяют нефте- и газоматеринские толщи палеогенового возраста с коллекторами верхнего миоцена и плиоцена. Для этого горизонта актуальным является вопрос сохранности (тектонической ненарушенности) данного горизонта. С данных позиций можно объяснить отсутствие скоплений углеводородов под активными тектоническими нарушениями.

Для верхнемиоцен-плиоценовых отложений наиболее проницаемыми являются южная часть Восточно-Одоптинского и южная половина Аяшского лицензионных участков. Отметим, что вторичная проницаемость определяет фильтрационную обособленность локальных структур.

Вклад значений вторичной проницаемости в полную (или эффективную) проницаемость у разных стратиграфических подразделений неодинаков. Так, например, в комплексе пород фундамента мелового возраста предполагается присутствие кавернозно-трещинного резервуара, для которого вторичная проницаемость равна полной. Для эоцен-позднеолигоценового машигарско-даехуриинского ($Pg_3^1mc-Pg_3^2dh$) комплекса, обладающего трещинно-поровым резервуаром, вклад вторичной проницаемости при оценке эффективной преобладает и, следовательно, площади с высокими значениями вторичной проницаемости являются перспективными для поиска месторождений нефти и газа. В

залегающих выше отложениях ранне-среднемиоценового комплекса, также характеризующихся трещинно-поровым коллектором, составляющая вторичной проницаемости становится меньше. Для преимущественно терригенных отложений верхнего миоцена-плиоцена, обладающих поровым резервуаром, роль вторичной проницаемости существенно ниже, тем не менее, ее необходимо учитывать.

Выявленная вторичная проницаемость может существенным образом дополнить информацию о фильтрационных параметрах коллектора.

Литература

1. Зайцев В.А., Рябухина С.Г., Дмитриевская Т.В., Бондарев А.В. Геомеханическое моделирование коллекторских свойств Киринского лицензионного участка (Присахалинский шельф) // Материалы конференции «Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России». М.: Издательский центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2016. С. 99–104.

2. Зайцев В.А., Рябухина С.Г., Дмитриевская Т.В., Сизиков Е.А. Оценка вторичных фильтрационных параметров с помощью геомеханического моделирования Аяшского лицензионного участка (Присахалинский шельф) // Материалы конференции «Фундаментальный базис инновационных технологий поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа и приоритетные направления развития ресурсной базы ТЭК России». М.: Издательский центр РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2016. С. 104–108.

В.Г. Захаров¹

Влияние резонанса лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988-1989 гг. на синхронизацию Сёрджей Арктических, Антарктических и континентальных ледников

При исследовании эволюции оледенения Приатлантической Арктики и циркуляции атмосферы Северного полушария 1890–2012 гг. было установлено следующее. Активизациям подвижек ледников Шпицбергена, Гренландии, Исландии и стабилизации оледенений Новой Земли и Земли Франца-Иосифа в 1980–1990-х гг. предшествовала самая экстре-

¹ Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: zakharov_vg@mail.ru

мальная для XX столетия волна годовой продолжительности меридиональной южной циркуляции (эпоха 1957–2000-е гг.) [2, 4]. В эту эпоху преобладали элементарные циркуляционные механизмы (ЭЦМ) 13л и 13з, при действии которых над полюсом зимой и летом располагался циклонический вихрь.

Необходимо подчеркнуть, что суммарная продолжительность действия указанных циркуляционных механизмов периода волны (1983–2008 гг.) превышала 100–150 дней в году с максимумом до 200 дней в 1989 г. [9] (рисунок, А, Б, кривые 1, 2). При этом со стороны атлантической периферии циклонического вихря осуществлялся интенсивный перенос осадков к арктическим ледникам. Это обеспечивало благоприятные условия режима ледников и их быстрое наращивание [2, 3].

Было также показано: пик волны продолжительности действия меридиональной южной циркуляции 1989 г. практически совпал с максимумом дисперсии лунно-солнечных приливов в 1988 г. (рисунок, А, Б). Наложение этих двух процессов способствовало резкому усилению (резонансу) циклонической деятельности в Приатлантической Арктике и соответственно активизации ледниковых процессов в 1980–1990-х гг. [2, 4]. Дальнейшими исследованиями в этом направлении было показано, что резонанс пика волны циклонической деятельности и максимума лунно-приливных сил способствовало многочисленным и повсеместным сёрджам ледников 1980–1990-х гг. от Арктики до Антарктиды [4].

На Шпицбергене в период максимума продолжительности меридиональной южной циркуляции (1980–2005 гг.) были зафиксированы случаи активизации подвижек ледников: Ушербрин (1978–1985 гг.); Арбрин в 1985 г.; Осборнебрин в 1987 г.; Консвеген (1987–1994 гг.); Паула и Баканинбрин (1985–1995 гг. с волной в 1985–1989 гг.); Фритъоф (1988–1994 гг. с подвижкой в 1995/1996 гг.); Паула и Скобрин с подвижками в 2005 г. (рисунок, В, а). При этом наблюдалось совпадение выделенных максимумов подвижек ледников (около 1985–1989 и 2004/ 2005 гг.) с максимумами дисперсии лунно-солнечных приливов [2].

Первый этап исследований. Сопоставление всех данных по подвижкам и активизации ледников Приатлантической Арктики и Антарктиды в 1980–1990-х гг., обусловленных лунно-солнечными приливами [2, 6], показало хорошую их согласованность. Это в свою очередь позволило привлечь к анализу имеющиеся данные по подвижкам континентальных ледников Памира, Алтая и Южно-Патагонского ледникового плато в Южной Америке.

На Памире (рисунок, В, б) наиболее ярко проявились подвижки ледников Медвежий (1989 г.), Октябрьский (1988–1990 гг.), в ледниковых системах Бивачный – МГУ (1985–1990 гг.), Гандо – Дорофеева (1985–

D, 10⁻²⁶

ДНИ

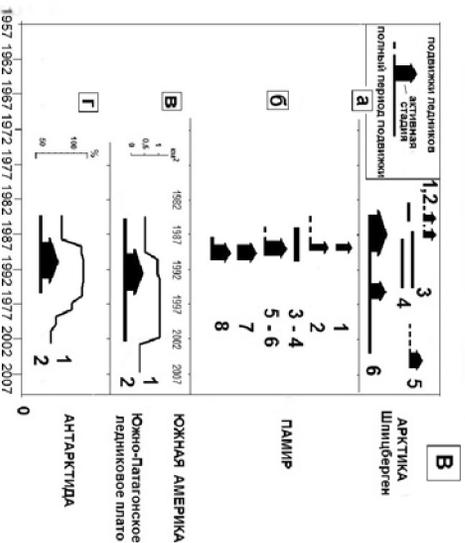
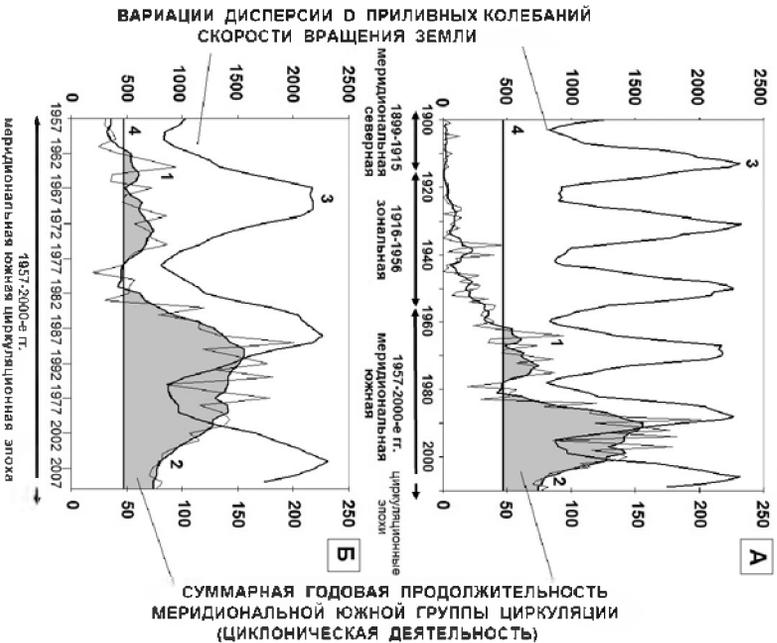


Рис. 1. Динамика продолжительности действия меридиональной южной циркуляции, лунно-солнечные приливы и характер подвижек полярных и континентальных ледников.

А. 1 – многолетние колебания суммарной годовой продолжительности меридиональной южной группы циркуляции в днях за 1900–2010 гг. [9]; **2** – 5-летние скользящие средние продолжительности меридиональной южной группы циркуляции; **3** – вариации дисперсии D приливных колебаний скорости вращения Земли (в 10^{-20}) с 1891 по 2009 гг. [7]; **4** – средняя продолжительность действия группы. Границы циркуляционных эпох Северного полушария приведены в соответствии с типизацией Б.Л. Дзердзеевского [9].

Б. 1 – многолетние колебания суммарной годовой продолжительности меридиональной южной группы циркуляции в днях за 1957–2010 гг.; **2** – 5-летние скользящие средние продолжительности меридиональной южной группы циркуляции; **3** – вариации дисперсии D приливных колебаний скорости вращения Земли (в 10^{-20}) с 1957–2009 гг. [7], продолжительность действия группы; **4** – средняя продолжительность действия группы.

В. а – Арктика. Приливные ледники Шпицбергена: **1** – Аребрин; **2** – Осборнебрин; **3** – Консвеген; **4** – Фритьоф; **5** – система ледников Паула, Скобрин; **6** – система ледников Паула, Баканинбрин [2]; **б – Памир.** Горные ледники; **1** – Медвежий; **2** – Октябрьский; **3, 4** – система ледников Бивачный, МГУ; **5–6** – система ледников Гандо, Дорофеева; **7** – Шини-Бини; **8** – Петра Первого [8, 10]; **в – Южная Америка.** Южно-Патагонское ледниковое плато. Приливной ледник Упсала: **1** – изменения площади ледника в км^2 (расчетные данные); **2** – характер динамики ледника [4]; **г – Антарктида.** Шельфовые и выводные ледники. **1** – протяженность фронта наступающих ледников в % [1]; **2** – особенности подвижек края шельфовых и выводных ледников

1990 с максимумом в 1989–1991 гг.), ледников Шини-Бини (1899–1990 гг.), Петра Первого (1988–1991 гг.) [8, 10].

На Алтае в исследуемый период (1980–1990-е гг.) признаки активизации отчетливо проявились в режиме ледников Водопадный и Томич. Наблюдения показали возрастание объемов льда от 1983 до 1996 г. Характерно, что отмеченное у обоих ледников увеличение объема происходило на фоне продолжающегося отступления языков [11]. Это обстоятельство, на наш взгляд, еще раз подтверждает факт усиления циклонической деятельности и улучшения условий питания (при волне циклонической деятельности) не только полярных, но и континентальных ледников. В данном случае происходило заметное увеличение осадков в области питания ледников Водопадный и Томич, несмотря на сокращение их краевых частей.

На Южно-Патагонском плато (Южная Америка) (рисунок, В, в) хорошо изучен и обеспечен наиболее длительным рядом наблюдений приливной ледник Упсала [13]. Проведенный автором анализ имеющихся картографических данных и космических снимков показал, что подвиж-

ка ледника Упсала наблюдалась в 1985–2003 гг. с активизацией в 1990–1994 гг.

В Антарктиде (рисунок, В, г) при подвижках шельфовых и выводных ледников 1988–1994 гг. (возрастание наступающих ледников от 62 до 96% активного края) активизация проявилась в 1989–1991 гг. [1,2,6].

Таким образом, на основании рисунка, А, Б, В (а, б, в, г) и других привлеченных данных было заключено: в 1980–1990 гг. в характере подвижек рассмотренных полярных (Шпицберген, Антарктида) и континентальных ледников (Памир, Алтай, Южная Патагония) достаточно четко прослеживалась синхронность фаз их активизации, обусловленных наложением (резонансом) волны годовой продолжительности меридиональной южной циркуляции (1989 г.) и максимума лунно-солнечных приливов 1988 г.

Характеристики фаз активизации ледниковых подвижек (рисунок, В) имеют некоторый разброс (от 2-х до 5-ти лет), т.к. были зафиксированы в основном по аэрокосмическим данным с различной периодичностью повторных съемок ледников. Подвижки шпицбергенских ледников Паула-Скобрин (2005 г.) и Паула-Баканинбрин (1985–1995 гг. с волной в 1985–1989 гг.) (рисунок, В а), а также шельфовых и выводных ледников Антарктиды (рисунок, В, г 1) и ледника Упсала (Южная Патагония) (рисунок, В, в 1) проистекали дольше, чем подвижки других рассмотренных ледников. Однако, эти данные в лучшей мере отражают соответствие улучшения питания ледников в период волны повышения на полушариях интенсивности циклонической деятельности в 1980–2000-е гг.

Второй этап исследований. Далее на основании [4] и данных по динамике ледников других районов Северного и Южного полушарий [12–15] было дополнено (подчеркнуто) и подтверждено: в 1980–1990 гг. в ходе подвижек морских полярных (Шпицберген, Аляска, Антарктида) и континентальных ледников (Памир, Алтай, Пакистан, Индия, Центральные Анды, Южная Патагония, Новая Зеландия), как и на первом этапе исследований продолжала наблюдаться синхронность в проявлении фаз их активизации. Во всех случаях пик волны эпохи меридиональной южной циркуляции (1989 г.) практически совпал с максимумом дисперсии лунно-солнечных приливов (1988 г.). Это способствовало резонансу волны циклонической деятельности и лунно-солнечных приливов в планетарном масштабе и выразилось в повсеместных сёрджах ледников 1980–1990-х гг. от Арктики до Антарктиды [2, 4].

Литература

1. *Захаров В.Г.* Колебания ледников Антарктиды М.: Аккоринформиздат, 1994. 128 с.
2. *Захаров В.Г.* Особенности колебаний ледников Приатлантической Арктики (конец XX– начало XXI вв.) // Сложные системы. М.: МГУ, 2014. № 4(13). С. 33–45.
3. *Захаров В.Г., Кононова Н.К.* Взаимосвязь динамики полей дрейфа льда в Арктическом бассейне и циркуляции атмосферы Северного полушария (летние сезоны) // Сложные системы. М.: МГУ, 2013. № 4(9). С. 55–67.
4. *Захаров В.Г.* Синхронность фаз активизации подвижек полярных и континентальных ледников при резонансе лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988–1989 гг. // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: мат-лы Всерос. на-уч. конф. с междунар. участием. Мурманск, 2–4 ноября 2016 г. Вып. 13. Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2016. С. 149–153.
5. *Захаров В.Г.* Особенности динамики и транспорта морских и наземных льдов в Арктике и Антарктике // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: мат-лы XVIII Тектонического совещания. М., 2016. Т. I. С. 181–186.
6. *Захаров В.Г., Сидоренков Н.С.* Влияние лунно-солнечных приливов на айсберговый сток Антарктиды // Метеорология и гидрология. 2013. № 2. С. 49–55.
7. *Сидоренков Н.С.* Лунно-солнечные приливы и атмосферные процессы // Природа. 2008. № 2. С. 23–31.
8. *Коновалов В.Г., Рудаков В.А.* Возможности использования данных дистанционного зондирования Земли для мониторинга ледников и гляциологических расчётов // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 1 (129). С. 15–27.
9. *Кононова Н.К.* Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзерdzeевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
10. *Осипова Г.Б., Цветков Д.Г.* Что даёт мониторинг пульсирующих ледников? // Природа. 2003. № 4. С. 3–13.
11. *Самойлова С.Ю., Шевченко А.А., Шереметов П.Т., Коломейцев А.А.* Клебания ледников Томич и Водопадный (Алтай) во второй половине XX – начале XXI в. // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 3. С. 47–54.
12. *Bruce F. Molnia.* Glaciers of North America – Glaciers of Alaska // Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-K. Washington, 2008. P. 525.
13. *Charles R. Warren, Debbie R. Greene, Nell F. Glasser.* Glacier Upsala, Patagonia: rapid calving retreat in fresh water // Annals of Glaciology. 1995. V. 21. P. 311–316.
14. *Glaciers of Alaska* // Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-K. Washington, 2008. P. 525.
15. *Glaciers of South America* // Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. U.S. Geological Survey. Professional Paper 1386 – I. Washington, 1998. P. 206.
16. *Trevor J.N.* Chin Glaciers of New Zeland // Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. U.S. Geological Survey. Professional Paper 1386-H-2. Washington, 1989. P. 25–48.

Активные разломы областей современного вулканизма Камчатки

Полуостров Камчатка – уникальный сегмент Тихоокеанского огненного кольца, выделяющийся среди всех прочих системой активных грабен-антиклиналей и грабен-синклиналей, то есть асимметричных поднятий и впадин (рис. 1). Крупнейшие из них – поднятие Восточных хребтов и Центральная Камчатская депрессия, разделенные протяженной Восточно-Камчатской зоной активных сбросовых разломов [6]. Поздне-четвертичный вулканизм Камчатки приурочен к трем поясам – Срединного хребта, Центрально-Камчатской депрессии и Восточного вулканического фронта [7].

Разломы Срединного хребта охарактеризованы, например, в [6]. Их разрозненность и слабая сохранность уступов, различимых на аэрофото- и космоснимках, позволяют судить о больших периодах повторяемости подвижек или, возможно, об отсутствии среди них активных.

Также неизвестны активные разломы в пределах вулканического пояса Центрально-Камчатской депрессии. Трещинное Толбачинское извержение ТТИ-50 2012–2013 гг. создало наилучшие условия для реализации возможных тектонических напряжений. Магмопроводящая трещина была расположена в 30 км к западу от Восточно-Камчатской зоны разломов, состоящей здесь из двух уступов суммарной высотой около 1 км, и вытянута параллельно ей; в течение извержения расплав минимизирует трение между крыльями разрыва. Тем не менее, радарная космическая съемка в течение Трещинного Толбачинского извержения ТТИ-50 2012–2013 гг. показала отсутствие вертикального перемещения крыльев трещины друг относительно друга с точностью ± 15 см [1].

Из всех вулканических поясов Камчатки активные разломы, а именно сбросы, наиболее характерны для Центральной части Восточного вулканического фронта. Они вытянуты вдоль оси пояса и формируют грабены и структуры типа грабен-в-грабене. Этим они подобны системам разрывов рифтовых обстановок, например, Исландии и задуговых впадин растяжения, например, Таупо-Роторуа в Новой Зеландии. Сбросы, участвующие в строении грабенов, представляют собой нормальные тектонические нарушения – долгоживущие, с накоплением со временем

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

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; anivko@yandex.ru

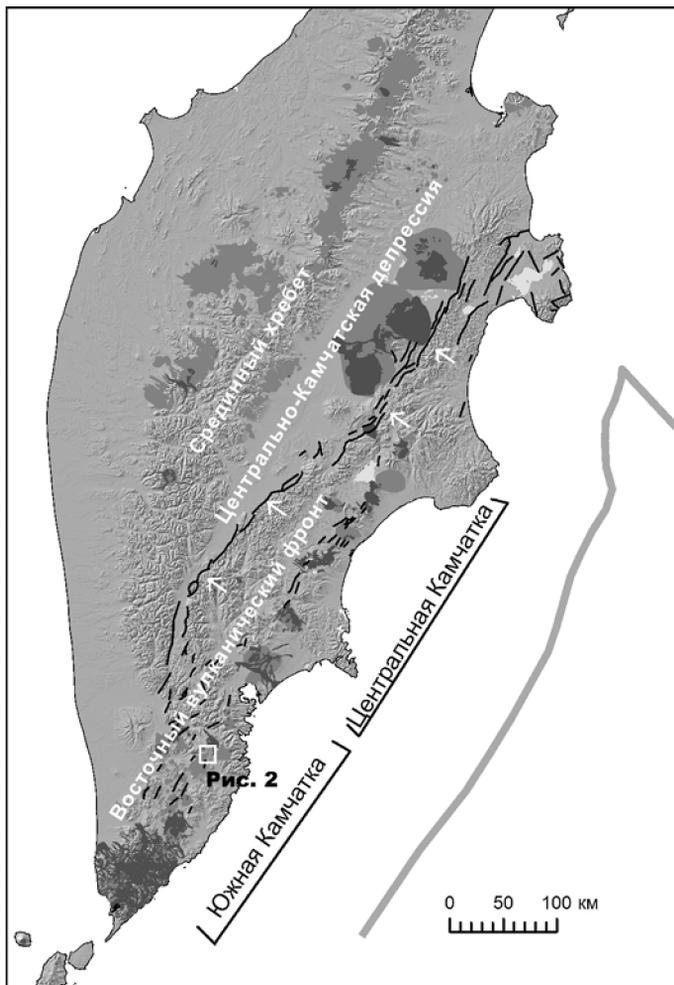


Рис. 1. Основные структурные элементы полуострова Камчатка. Серой и темно-серой заливкой показаны области распространения позднеплейстоценовых и голоценовых вулканических отложений соответственно (по [7, 2]). Черными линиями показаны основные активные разломы. Белыми стрелками показана Восточно-Камчатская зона разломов

величины вертикального и горизонтального смещений. Появление и продолжающееся развитие этих сбросов соответствует растяжению земной коры Центральной Камчатки, проявляющемуся вне вулканических поясов в Восточно-Камчатской зоне разломов.

Характерным примером описанной ситуации является плато Широкое, расположенное непосредственно к югу от Узон-Гейзерной депрессии. Это игнибритовое плато, имеющее возраст около 40 000 тыс. лет [4, 5] рассеченное системой из 15 крупных (с амплитудой более 1 м) и множества меньших разломов. Спецификой описанных здесь авторами разломов являются малые углы падения плоскостей разломов – $40\pm 8^\circ$ и ширина грабена, соответствующая мощности хрупкого слоя литосферы около 2 км.

Накопленное горизонтальное смещение по всем разломам плато составило 150–175 м, что дает среднюю скорость растяжения 4 мм/год. Рассчитанная авторами скорость растяжения по тому же пересечению островной дуги в пределах Восточно-Камчатской зоны разломов составляет около 13 мм/год, что дает общее поперечное растяжение Центральной Камчатки ок. 17 мм/год.

На Южной Камчатке, начиная от широты Авачинской бухты, активные разломы распространены значительно меньше. Позднечетвертичные тектонические нарушения представлены в основном трещинами гидроразрыва, связанными с продвижением даек к земной поверхности. Большинство из них, за исключением даек в пределах крупных вулканических центров, расположены параллельно оси островной дуги.

Одна из таких трещин расположена на юго-западном фланге кальдеры вулкана Горелый. К ней приурочена цепочка шлаковых конусов и лавовый поток, имеющие возраст около 200 лет [3]. Южное окончание трещины расположено на склоне холма и благодаря этому не перекрыто лавовыми потоками. Это окончание представляет собой асимметричный грабен шириной до 300 м (рис. 2). Сбросы, его ограничивающие, имеют углы падения $80\text{--}85^\circ$, что при глубине грабена 9–10 м дает величину поперечного растяжения и, соответственно, мощность дайки 3 м.

Для суммарного поперечного растяжения Южной Камчатки возможна лишь максимальная оценка. Разломы, деформирующие позднечетвертичные поверхности, не образуют здесь единой системы, то есть возможное растяжение реализуется в основном трещинами гидроразрыва, которым соответствуют цепочки шлаковых конусов. Для любого поперечного пересечения Камчатки в южной ее части характерно не более пяти таких цепочек голоценового или предположительно голоценового возраста [2]. Принимая характерную мощность даек равной 3 м, получаем суммарное растяжение за голоцен не более 15 м или 1,5 мм/год, что в 10 раз меньше, чем для Центральной Камчатки.

Таким образом, при сравнимой (судя по распространению и масштабу позднечетвертичных центров извержений и вулканических отложений [2]) продуктивности вулканизма центральной и южной части Вос-

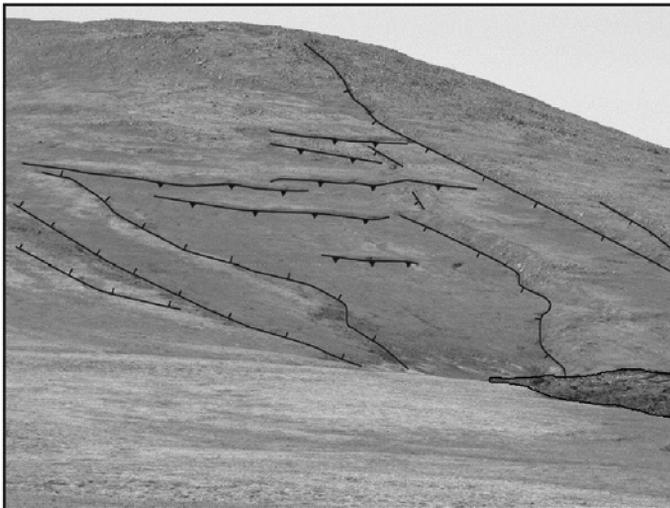


Рис. 2. Фронтальная фотография структур замыкания магмопроводящей трещины. Линии с поперечными штрихами – сбросы, с треугольниками – взбросы. У правой рамки рисунка фрагмент лавового заполнения трещины. Расстояние между внешними сбросами около 300 м

точного вулканического фронта, растяжение островной дуги проявляется на Южной Камчатке значительно слабее, что не позволяет связывать растяжение с потоком поднимающегося мантийного вещества. Наилучшим образом такие деформации островной дуги описывает модель отступления зоны субдукции у края субдуцирующей плиты [8].

Литература

1. Михайлюкова П.Г., Тутубалина О.В., Мельников Д.В., Зеленин Е.А. Количественная оценка параметров Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН и динамики вулканогенного рельефа на основе данных дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 4. С. 351–359.
2. Пономарева В.В., Зеленин Е.А., Михайлюкова П.Г., ГИС «Голоценовый вулканизм Камчатки» // <http://geoportal.kscnet.ru/volcanoes/geoservices/hvolc.php> (последний доступ 31.10.2016)
3. Селягин О.Б., Пономарева В.В. Строение и развитие Гореловского вулканического центра, Южная Камчатка // Вулканология и сейсмология. 1999. № 2. С. 3–23.
4. Флоренский И.В. К вопросу о возрасте кальдер Узон и Крашенинникова // Вулканология и сейсмология. 1984. № 1. С. 102–106.

5. Bindeman I.N. et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar–Ar and U–Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2010. Т. 189. N 1. P. 57–80.

6. Kozhurin A. et al. Trenching active faults in Kamchatka, Russia: paleoseismological and tectonic implications // *Tectonophysics.* 2006. V. 417. P. 285–304.

7. Ponomareva V.V. et al. Late Pleistocene–Holocene volcanism on the Kamchatka Peninsula, Northwest Pacific region // *Volcanism and Tectonics of the Kamchatka Peninsula and Adjacent Arcs: American Geophysical Union Geophysical Monograph Series.* V. 172. P. 165–198.

8. Schellart W.P. et al. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width // *Nature.* 2007. V. 446. P. 308–311.

Д.С. Зыков¹, А.В. Полещук¹, А.А. Никонов²

Отражение взаимодействия геодинамических систем в морфоструктуре пограничной области между Балтийским щитом ВЕП и Западно-Арктической платформой

В работе анализируется морфоструктурное выражение взаимодействия новейших геодинамических систем (геосистем) в платформенных условиях. Применительно к Восточно-Европейской платформе (ВЕП) исследования в последнее время выполнялись В.И. Макаровым, Н.В. Макаровой, В.М. Макеевым, М.Л. Коппом, Ю.К. Щукиным, а в отношении молодой активности и сейсмичности – А.А. Никоновым.

Методической основой исследования является сопоставление по морфоструктурным признакам структурно-кинематических особенностей области сочленения ВЕП и Западно-Арктической (ЗАП) платформы с геосистемами, влияние которых можно реконструировать в обрамлении области сочленения. В основе суждений об активности геосистем и характере их взаимодействия лежит анализ совпадений и несоответствий между наблюдаемыми деформациями и намечаемыми последствиями развития геосистем.

Исследуется пограничная область между фрагментами крупных мегаблоков земной коры – северной частью ВЕП (Балтийского щита) и Мезенской синеклизы и прилегающими частями ЗАП (рис. 1). Эти фрагменты разделены взбросово-сдвиговой зоной Троллфьорд-Канин и

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия, e-mail: zykov58@yandex.ru

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия, e-mail: nikonov@ifz.ru

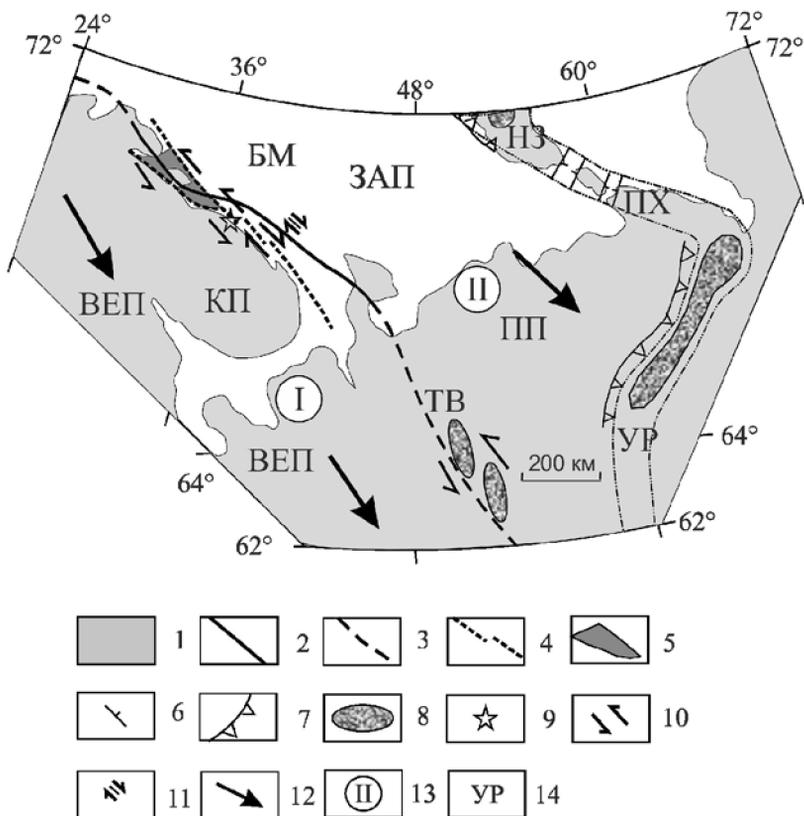


Рисунок. Основные геодинамические системы, влияющие на горизонтальную неотектоническую активность в пограничном районе между Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформами и проявления противоположной сдвиговой подвижности в этом районе.

1 – суша; 2 – зона Троллфьорд-Канин; 3 – продолжение зоны Троллфьорд-Канин к северо-западу и юго-востоку; 4 – линеамент Карпинского и его кулисная фрагментация; 5 – треугольная депрессия у линеамента Карпинского; 6 – сбросы; 7 – надвиги; 8 – основные возвышенности; 9 – гипоцентр землетрясения, для которого было получено решение очага (по [3]); 10 – сдвигание вдоль пограничных структур между ВЕП и ЗАП; 11 – приблизительное положение выраженных в рельефе дна дислокаций осадков у зоны Троллфьорд-Канин (по [1]); 12 – направление основной тенденции неотектонических горизонтальных движений ВЕП и Печерской плиты; 13 – номера геодинамических систем в тексте: I – Восточно-Европейской платформы; II – Западно-Арктической платформы; 14 – географические и геологические названия. ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ЗАП – Западно-Арктическая платформа; ПП – Печерская плита; КП – Кольский п-ов; БМ – Баренцево море; УР – Урал; ПХ – Пай-Хой; НЗ – Новая Земля; ТВ – Тиманская возвышенность

линеamentом Карпинского – зоной рельефообразующих разломов.

На побережье, вдоль линеамента Карпинского, в коренных породах развиты кулисные системы трещин, однозначно свидетельствующие о происходящих вдоль пограничной зоны противоположных движениях. Однако датировать трещины невозможно.

Анализ локальных морфоструктур новейшего времени в области сочленения ВЕП и ЗАП показывает, что они отвечают как правосторонним, так и левосторонним движениям. Правому смещению отвечают кулисное расположение вдольбереговых разрывов вдоль линеамента Карпинского и выраженные в рельефе в зоне Троллфьорд-Канин дислокации слабо литифицированных позднечетвертичных осадков между Новой Землей и Кольским п-овом [1], а также закономерные смещения вдоль оперяющих линеament Карпинского разрывов (в частности – Савихинского разрыва) [2]. Левым смещениям отвечают: а) вдающаяся в Кольский п-ов крупная треугольная депрессия между устьем р. Воронья и п-овом Варангер; б) кулисное расположение возвышенностей в Тиманской гряде, разрывы которой надстраивают зону Троллфьорд-Канин; в) закономерное расположение поднятия п-овов Средний и Рыбачий относительно места искривления этой зоны в плане [2]. О левых смещениях свидетельствуют и результаты решения очага землетрясения в зоне линеамента Карпинского [3].

Пограничная область между ВЕП и ЗАП находится под воздействием нескольких геосистем, которые развиваются на неотектоническом этапе. Куполообразному поднятию Балтийского щита соответствует геосистема, связанная с гляциоизостатическими движениями суши, однако наибольший интерес представляют геосистемы, связанные с горизонтальными перемещениями ВЕП (I на рис. 1) и Печерской плиты ЗАП (II на рис. 1). Связанная с ВЕП геосистема обусловлена, в основном, с процессами раскрытия Сев. Атлантики, ведущими к отодвиганию Балтийского щита и, вероятно, всей ВЕП к юго-востоку [4]. При таких движениях ВЕП относительно своей рамы на ее северной границе должны появляться левосторонние сдвиги. Геосистема, связанная с Печерской плитой, видимо, обусловлена крупно-блоковой подвижностью субстрата всего Баренцево-Карского шельфа [5]. Судя по геолого-геоморфологическим признакам, она также движется к юго-востоку, и, следовательно, на той же границе с ВЕП должна образовывать правые сдвиги.

Особенностью взаимодействия неотектонически активизированных геосистем на границе ВЕП и ЗАП является возможность проявления в одних и тех же местах подвижности с противоположной направленностью, теоретические предпосылки для которой можно логически обос-

новать. Структурные и морфоструктурные особенности в этой зоне хорошо увязываются с такой противоречивой подвижностью.

Осуществленные в последнее десятилетие исследования сильных исторических и доисторических землетрясений и проявления активной тектоники в последние 13–11 тыс. лет вдоль Мурманского побережья [6, 7] заставляют изменить существующие представления о слабой сейсмичности рассматриваемой пограничной области, если оперировать материалами за сотни и тысячи лет (таблица).

Таблица. Сравнение значений M_{\max} в пределах Мурманского сейсмолинеамента, за разные отрезки времени (по разным группам первичных данных)

Длительность / Период фиксации событий	Максимальная фиксированная за период магнитуда M_{\max} / событие
Инструментальный период 1956–2015 гг. / 57 л.	4.3 / 1981 г., устье р. Харловки
Историч. период (поздний) 1750–1955 гг. / 205 л	5.8 / 1771 г., Западный Мурман
Историч. период (ранний) 1500–1754 гг. / 250 л.	6.9 / 1503 г., у Рыбачьего п-ова
Доисторический период (палеоземлетрясения) X в. до н.э. – 1500 г. / 13 тыс. л.	7–7.5 / несколько палеособытий

Так выявляется крупный сейсмолинеament вдоль всего побережья с высоким сейсмическим потенциалом, в общем, снижающимся от позднеледниковья к настоящему времени и с запада на восток. Согласно экспертным оценкам, землетрясения с $M=6$ могут в западном секторе возникать с интервалом в 700–1000 лет, а более мощные – реже.

Таким образом, хорошая выраженность деформаций, оставленных движениями противоположного знака, позволяет предположить, что основным механизмом деформации исследуемой области является очередное воздействие каждой из геодинамических систем в обстановке их взаимной аккомодации.

Работа выполнена при поддержке программы Госзадания (№ темы 01201459182), программы ОНЗ РАН №10 и гранта РФФИ № 14-0500149.

Литература

1. *Кранивнер Р.Б.* Признаки неотектонической активности Баренцево-морского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.

2. *Зыков Д.С.* Геоморфологические признаки проявления горизонтальной компоненты неотектонических движений вдоль границы Балтийского щита и Западно-Арктической платформы (Мурманская обл.) // Геоморфология. 2015. № 3. С. 27–28.

3. *Ассиновская Б.А.* Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.

4. *Никонов А.А.* Морфоструктура Европейского Заполярья (Лапландия) и ее геодинамическая интерпретация (к вопросу о соотношении гляциозостаии и плитной тектоники) // Всеросс. конфер. «VII Шуккинские чтения». Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от Теории к практике. М., 2015. С. 163–166.

5. *Зыков Д.С., Балуев А.С.* Особенности новейшего развития структуры Баренцево-Карского шельфа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 85. Вып. 6. 2010. С. 3–13.

6. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинеаменты 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». 23–25 сентября 2015 г. Нерюнгри, 2015. С. 243–251.

7. *Никонов А.А., Шварев С.В., Николаева С.Б.* Мурманское побережье – крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона // Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежных районов Арктической зоны. Сб. науч. тр. Архангельск, 2015. С. 34–40.

Р.Г. Ибламинов¹

Минерагеодинамика современных океанов

Минерагеодинамика – минерагения, базирующаяся на концепции тектоники плит [1]. Характеризуемые тектонические обстановки входят в систему планетарных обстановок окраинно-плитной тектоники фанерозоя [3], которая в свою очередь состоит из двух групп обстановок: платформенной и океанической. Океаническая группа обстановок включает два режима (класса обстановок): спрединговый и субдукционный. Спрединговый режим объединяет обстановки пассивных окраин и внутриокеанические, субдукционный – обстановки активных окраин.

Пассивные окраины расположены внутри литосферных плит в зоне перехода от континентальной земной коры к океанической на коре переходного типа. Геодинамически они вовлечены в спрединговый тектонический режим и находятся в краевой приконтинентальной части его существования, образующей обстановку пассивной окраины.

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия; riaminov@psu.ru; mineral@psu.ru

На территории окраин действует тектонический процесс интенсивного погружения земной коры, которое было заложено ещё во время формирования предшествующего континентального рифта. По геоморфологическим особенностям в тектонической обстановке пассивных окраин выделяются условия шельфа, континентального склона и континентального подножия.

Условиям шельфа отвечает шельфовая терригенно-карбонатная ассоциация формаций, которая в зависимости от климатических условий включает следующие формации: терригенную прибрежно-морскую с залежами песчано-гравийных материалов, россыпями магнетита, оолитовых бурых железняков; морскую эвапоритовую (карбонатные, сульфатные породы, соли); морскую биогермную карбонатную (ракушечниковые фосфориты, известняки, микрозернистые фосфориты); терригенную латеритную (россыпи монацита, циркона, рутила, ильменита).

Континентальному склону соответствует терригенная мелкопесчанистая ассоциация с силтовой формацией и проявлениями обломочных фосфоритов. Континентальное подножие характеризуется флишовой ассоциацией.

Полезные ископаемые, сформировавшиеся в условиях древних шельфов пассивных окраин, могут сохраняться в ископаемом состоянии, что обусловлено тектоническими условиями общего опускания. При закрытии бассейна пассивная окраина может сохраниться или превратиться в магматическую дугу активной окраины. В условиях коллизии отложения палеошельфов могут остаться на континентальной стороне пояса надвиговых покровов, окаймляющих шовную зону стыка двух континентов и смятых в пологие складки.

Собственно океанические или внутриокеанические обстановки спредингового режима существуют на коре океанического типа. Они включают тектонические обстановки абиссальной равнины, спредингового хребта, океанических трансформных разломов, линейные цепи островов и подводных гор.

Обстановке абиссальной равнины отвечает глубоководная осадочно-вулканогенная ассоциация осадочного чехла с формацией океанических илов и красных глин, содержащая аутигенные (гидрогенные) железомарганцевые конкреции и корки. Фундамент равнины сложен габбро-базальтовой ассоциацией. В пределах спредингового хребта и трансформных разломов распространена офиолитовая ассоциация, которая в бортах рифта представлена формацией натриевых базальтов (спилитов) с проявлениями медно-колчеданных руд кипрского типа и оксидных железных, марганцевых руд и барита. На дне рифтов выявлены породы габбровой и перидотитовой формаций. На океанических островах при-

существует бимодальная щелочная риолит-базальтовая ассоциация с базальт-долеритовой и трахибазальтовой формациями.

Активные окраины по особенностям глубинного строения являются пограничными зонами сходящихся литосферных плит. Их существование обусловлено субдукционным тектоническим режимом. Различают активные окраины островодужного и приконтинентального типов.

Для островодужных окраин характерны крутопадающие зоны Вадати-Заварицкого-Беньюфа с углами падения $45-80^\circ$, по которым осуществляется крутая субдукция океанической плиты под магматическую дугу, отделенную от континента задуговым морским бассейном. В направлении от океана к континенту на территории современных окраин выделяются следующие основные геоморфологические элементы: глубоководный желоб, островная дуга, задуговой бассейн. Краевые части континентов, к которым примыкают задуговые бассейны, тектонически представляют собой пассивные окраины.

Внешний, более пологий приокеанический склон глубоководного желоба принадлежит океанической плите, а внутренний – аккреционной призме островной дуги. Желоба содержат тонкозернистые и тонкослоистые отложения, которые тектонисты сопоставляют с ископаемыми отложениями флишевых формаций складчатых областей континентов.

В островной дуге выделяются следующие составные элементы: аккреционная призма, преддуговой бассейн, внешняя дуга, верхний преддуговой бассейн, магматическая дуга. Аккреционная призма содержит терригенные отложения прибрежно-морской и морской глубоководной формаций. Нижний преддуговой бассейн заполняется терригенными осадками континентального склона и шельфа, источником которых является внешняя дуга. В осадках шельфа могут быть россыпи ценных минералов. Внешняя дуга состоит из деформированных комплексов терригенных прибрежно-морской и морской глубоководной формаций аккреционной призмы, приподнятых над осадками преддугового бассейна. На склоне внешней дуги, обращенном к океану, встречаются обдуцированные офиолиты, представленные серпентинизированными перидотитами и базитами. С серпентинитами связаны линзообразные залежи хромшпинелидов, а с базальтами – проявления медноколчеданной минерализации. Такие мелкие месторождения и проявления установлены в Индо-Бирманском поясе [2]. Внешняя дуга иногда содержит интрузии коровых магматических горных пород лейкогранитовой формации (S-гранитов), что в свою очередь обуславливает наличие постагматических полезных ископаемых: оловоносных грейзенов и золотоносных кварцевых жил. Верхний преддуговой бассейн отделяет

внешнюю дугу от магматической. Здесь накапливаются вулканогенно-осадочные толщи, состоящие из вулканокластического материала магматической дуги и из терригенного материала внешней дуги. Среди них формируются прибрежно-морские россыпи касситерита и золота. Магматическая вулканическая дуга характеризуется породами базальт-андезитовой и гранодиоритовой формаций. С вулканитами связаны гидротермальные кварц-золоторудные месторождения с серебром (Багио, Филиппины). Типичными для гранодиоритов являются плутоновые гидротермальные порфировые месторождения меди, реже – молибдена, встречаются скарновые месторождения. В тыловодужном магматическом поясе отмечаются разновозрастные с главной дугой проявления магматизма в виде пород лейкогранитовой формации. Для неё характерно оловянно-вольфрамовое оруденение альбитит-грейзеновой и гидротермальной генетической групп.

Окраинные (или задуговые, или тыловодужные) *бассейны* отделяют островные дуги от континента. Они обычно подстилаются корой океанического типа. Для задуговых бассейнов характерны два процесса, приводящие к магматизму: задуговой спрединг, поставляющий астеносферный мантийный базитовый материал, и преддуговая субдукция, дающая лавы среднего состава. Продукты первого процесса объединяют в офиолитовую ассоциацию задугового спрединга, включающую хромитоносные гипербазиты, которые в древних складчатых областях называют альпинотипными, и базальтоидные породы, продуктивные для образования вулканогенно-осадочного колчеданного оруденения. Последние вместе с субдукционными андезитами образуют базальт-андезитовую формацию, которая в ископаемых складчатых областях содержит колчеданные месторождения.

Обстановки рифтов островных дуг имеют место в магматических дугах [4]. Для них характерен кислый магматизм. В подводных условиях возникают сингенетические согласные стратиформные залежи колчеданных полиметаллических руд. С низкотемпературными гидротермами связаны оксидные железомарганцевые руды, может происходить современное золотосеребряное эпитермальное рудообразование.

Минерагеодинамика приконтинентальных окраин отличается от островодужных отсутствием задугового спрединга и отвечающих ему ассоциаций формаций горных пород и полезных ископаемых.

Геологические комплексы и полезные ископаемые окраинных бассейнов, формирующиеся в отрицательных структурах земной коры, хорошо сохраняются в составе складчатых областей, возникших при закрытии океанов, образуя зеленокаменные пояса.

Литература

1. *Ибламинов Р.Г.* Минерагения (основы минерагеодинамики): учеб. пособие. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2015. 322 с.
2. *Митчелл А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.
3. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). М.: Наука, 1995. 190 с.
4. *Sowkins F.J.* Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. 2-d Revised. Berlin: Springer-Verlag, 1990. 461 p.

А.В. Иванов^{1,2}, Е.Ф. Летникова¹, Е.А. Караковский^{1,3}

Результаты U-Pb датирования методом ICP-MS цирконов из кембрийских песчаников и валунов гранитов конгломератового горизонта шурмакской свиты Сангиленского блока

Сангиленский блок разными исследователями в геодинамическом плане характеризуется по-разному. Одни считают его составной частью Тувино-Монгольского микроконтинента. Другие указывают на то, что это аккреционно-коллизийная зона, где произошло скучивание комплексов пород островных дуг и задуговых бассейнов и протолитом для метаосадков послужили породы островных дуг позднего рифея. При этом модельный возраст метатерригенных пород эрзинского и моренского комплексов оценивается в 1.8–1.9 млрд лет, что явно указывает на существование на данной территории древнего континентального блока. Возможно, что такое «разночтение» в природе блоков в пределах Западного Сангилена обусловлено тектоническим сближением террейнов с мощными комплексами разновозрастных осадочных пород, но различного генезиса – Сангиленского континентального и островодужных.

Основное внимание при изучении осадочных комплексов Сангиленского блока традиционно уделялось метаосадкам Моренского метамор-

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия; eiletnik@igm.nsc.ru

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

фического комплекса. Объектом нашего исследования стали кембрийские породы осадочно-вулканогенного комплекса шурмакской свиты в пределах Агардакской сутуры, граничащей на юго-западе с Сангиленским блоком. Сутура как таковая предполагает собой замыкание океанического бассейна с фрагментами палеоокеанической коры. Вместе с офиолитами, как правило, встречаются метаморфиты глаукофановой фации, эклогиты и бластомилониты.

Основную часть разреза шурмакской свиты составляет километровая толща конгломератов, где среди валунов преобладает однородная галька гранитов (более 70 %) при подчиненном вкладе осадочных пород, вулканитов основного и среднего состава и ультрабазитов. В верхней части свиты наблюдается переслаивание вулканитов и песчаников.

U-Pb датирование цирконов методом ICP-MS в университете Гонконга позволило установить неопротерозойский возраст крупного валуна плагиогранита из конгломератового горизонта. Было проанализировано 30 зерен, 24 из них имели конкордатные значения, что позволило установить средневзвешенный возраст этих гранитов около 800 млн лет. Sm-Nd изотопные исследования плагиогранитов из валунов указывают на их палеопротерозойский модельный возраст в 2.4 млрд лет при характеристиках ϵNd -3.4, что указывает на формирование этих гранитов в составе древнего докембрийского блока. Учитывая, что вся гранитные валуны и галька из конгломератовой толщи имеет одинаковый минеральный состав и однотипные структурно-текстурные особенности, можно утверждать, что они все являются продуктом разрушения одного источника сноса с возрастом 800 млн лет. Подтверждением этого служат результаты U-Pb датирование методом ICP-MS детритовых цирконов из матрикса конгломератового горизонта, проведенные в ГЕОХИ РАН. Выделяется палеопротерозойская популяция цирконов (более 2,0 млрд лет), четко выраженный пик на 800 млн лет и наиболее представительная популяция цирконов с возрастом 503 млн лет (более 30 зерен), изотопные Sm-Nd характеристики указывают на модельный возраст пород источников сноса в 1.6 млрд лет и ϵNd -4.5. Понижение модельного возраста источников сноса указывает на незначительный вклад более молодого обломочного материала. Учитывая, что цирконы наиболее молодой популяции имеют практически не окатанную удлиненную форму зерен типичную для вулканических пород и осцилляторную магматическую зональность можно считать, что образование конгломератов шурмакской свиты происходило практически одновременно с вулканизмом и возраст отложений шурмакской свиты не древнее 500 млн лет.

Не имеет существенных отличий оценка возраста источников сноса в песчаниках верхней части шурмакской свиты, где наблюдается переслаивание вулканитов, туффитов и песчаников. Детритовые цирконы из серого кварц-полевошпатового песчаника имеют несколько популяций. Наиболее представительна (около 30 зерен) популяция цирконов с возрастом 500 млн лет. Диапазон возраста с 514 до 530 млн лет так же хорошо представлен. Имеет небольшая группа цирконов с возрастом 554–583 млн лет. 14 зерен цирконов имеют конкордантные значения возраста на рубеже 800 млн лет и единичные цирконы палеопротерозойского возраста. Таким образом, возрасты детритовых цирконов из матрикса конгломератового горизонта и вышележащих песчаников шурмакской свиты имеют одинаковые возрастные диапазоны и указывают на формирование этих отложений в кембрии на рубеже в 500 млн лет в результате разрушения кембрийских, нео- и палеопротерозойских пород.

Таким образом, в кембрийской осадочной летописи Сангиленского блока запечатлены следующие события. В пределах древнего континентального блока, в строении фундамента которого участвуют палеопротерозойские породы, на рубеже 800 млн лет проявлен гранитоидный магматизм. В позднем венде и раннем кембрии в пределах этого блока протекают тектоно-магматические события, пик которых приходится на 500 млн лет, где практически синхронно с вулканизмом формируется мощная конгломератовая толща, обломочный материал которой представлен, в том числе, продуктами разрушения гранитов, образовавшихся в пределах этого континентального блока. Все это указывают на существование в позднем докембрии древнего континентального Сангиленского блока.

Результаты изотопных исследований не позволяют рассматривать породы шурмакской свиты как тектоническое образование (сутуру) возникшее в результате закрытия палеоокеана. Состав, возраст и Sm-Nd изотопные характеристики позволяют предполагать наличие бассейна в обстановке растяжения в пределах палеопротерозойского континентального блока.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 15-05-05095.

Мезокайнозойская тектоническая эволюция северной части Сетте-Дабана (юго-восток Сибири)

Складчато-надвиговые структуры Сетте-Дабана располагаются на юго-восточной окраине Сибирской платформы и представляют собой ее деформированную пассивную окраину [1, 5]. Геологическое картирование основных региональных структур в основном завершено, однако детальные структурные исследования проводились довольно редко [1, 2, 5, 6] и структурная эволюция остается во многом нераспознанной. В настоящей работе нами рассматриваются последовательность деформаций в северной части Сетте-Дабана к северу от р. Восточная Хандыга и их связь с геодинамическими обстановками.

В основу настоящей работы положены структурные исследования, проводившиеся в 2014–2016 гг. в ходе организованных СПбГУ и ФГБУ «ВСЕГЕИ» полевых работ. Основными объектами исследования являлись преимущественно карбонатные толщи венда – нижнего карбона и перекрывающие их отложения верхоянского терригенного комплекса нижнего карбона – среднего триаса. Нами были изучены соотношения структур различного масштаба и собран материал по элементам залегания слоистости, кливажа, трещин отрыва, а также систем трещин скола с зеркалами и бороздами скольжения. Для расчета параметров стресс-состояний по данным о пространственной ориентировке разрывных нарушений и задокументированных на них борозд скольжения использовались алгоритмы расчета методов квазиглавных напряжений и катакластического анализа, реализованных в программах FaultKinWin и StressGeol соответственно. В программе StressGeol также возможно рассчитать коэффициенты Лоде-Надаи, позволяющие дать количественную характеристику формы эллипсоида напряжения и указывающие на количественные соотношения сдвиговой и ориентированной по падению разлома компонентами перемещения. Детальное описание программ приводится в работах Р.Альмендингера [4] и Ю.Л. Ребецкого [3].

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, Россия; mih7d@mail.ru; a.khudoley@spbu.ru; olesya-bobrovskaya@yandex.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Санкт-Петербург, Россия; artemmn@gmail.com

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия; moartem@yandex.ru

В результате анализа структурных данных наиболее отчетливо выделяются 3 этапа деформаций, происходивших в меловое и, вероятно, кайнозойское время и отражающие эволюцию коллизионных процессов, происходивших к востоку от рассматриваемого региона и связанные с этим изменения регионального поля напряжений.

Первый этап (D_1) характеризуется региональным полем напряжений, в котором ось сжатия изменяет свою ориентировку в северном направлении от субширотной до северо-восточной, оставаясь перпендикулярной простиранию основных региональных структур и кливажа. Ось растяжения при этом погружается под крутым углом, что типично для поля напряжений взбросового типа. В это время происходило формирование собственно складчато-надвиговой структуры Сетте-Дабана при незначительной роли сдвиговых перемещений, и поле напряжений взбросового типа задокументировано по всему изучавшемуся региону.

На втором этапе деформаций (D_2) ориентировка оси сжатия, в сравнении с предыдущим этапом, практически не изменилась, однако более пологая до субгоризонтальной ориентировка оси растяжения, как и рассчитанные коэффициенты Лоде-Надаи, отвечают сдвиговой обстановке. Судя по сохранению ориентировки оси сжатия, в это время продолжались процессы надвигообразования, но, вероятно, с ощутимо меньшей интенсивностью, тогда как сдвиговые перемещения получают более широкое распространение, отражая, вероятно, изменения в кинематике перемещения Колымского супертеррейна. Хотя локально были отмечены правые сдвиги, пространственные соотношения главных осей напряжений и региональных разломов указывают на доминирующую роль левосдвиговых перемещений. Аналоги этапа деформаций, сопряженного со значительным вкладом сдвиговой составляющей, так же, как и этапа D_1 , фиксируются в работах А.В. Прокопьева [1, 2].

Третий выделенный нами этап (D_3) отвечает обстановке растяжения с практически полным отсутствием сдвиговой компоненты. Ось растяжения имеет пологое залегание и ориентирована в ССВ направлении, тогда как ось сжатия имеет крутое погружение. Данное поле напряжений достоверно удалось зафиксировать лишь в пределах северо-западной части региона, а в бассейне р. Восточная Хандыга сбросы хотя и прослеживаются, но их сравнительно немного. Все это может указывать на то, что S_3 растяжение было относительно более интенсивным и связано, скорее всего, с коллапсом возникшего в результате меловых тектонических событий орогена. Большинство сбросов образовалось в этап D_3 , после того, как ороген был сформирован, однако нельзя исключать, что часть из них принадлежит к преимущественно сдвиговому этапу D_2 . Другим геодинамическим процессом, спровоцировавшим

формирование обстановки растяжения посреди складчато-надвигового сооружения, мог быть кайнозойский рифтогенез, наиболее интенсивное проявление которого было отмечено в Северном Верхоянье [1].

Исследования частично поддержаны проектами РФФИ 16-05-00705 и 15-45-05095

Литература

1. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: Наука/ птерпериодика, 2001. С. 156–198 с.

2. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.

3. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007.

4. Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural Geology Algorithms: Vectors &ensors. Cambridge: Cambridge University Press, 2012.

5. Khudoley A.K., Guriev G.A. Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic – Mesozoic east Siberian pas-sive margin // Tectonophysics. 2003. V. 365. N 1–4. P. 23–43.

6. Khudoley A.K., Prokopiev A.V. 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 // The Geological Society of America Special Paper 433. 2007. P. 391–410.

В.А. Камзолкин¹, А.В. Латышев^{1,2}, С.Д. Иванов¹

Новые данные о позднепалеозойском гранитоидном магматизме Передового хребта Большого Кавказа

В видимом основании пачки покровов западного сечения Передового хребта Большого Кавказа залегает блыбский метаморфический комплекс (*кристаллиникум* по М.Л. Сомину). По последним данным [1, 3] в его строении принимает участие пакет чешуй, сложенных гнейсами,

¹ Институт физики Земли (ИФЗ РАН), Москва, Россия; vkamzolkin@gmail.com; f0ma@ifz.ru

² Московский Государственный Университет им. М.В. Ломоносова; anton.latyshhev@gmail.com

сланцами, амфиболитами, отдельными телами эклогитов и гипербазитов, которые могут иметь различные вещественные и P - T -характеристики, а также пространственно приуроченные к комплексу обширные тела надсубдукционных гранитоидов натриевого ряда – плагиогнейсы, плагиограниты, плагиоаляскиты, плагиоаплиты и пегматоиды [2]. В связи с этим требует ревизии концепция купольного строения Блыбского метаморфического комплекса, предложенная в шестидесятых годах Х века А.А. Самохиным [5] и являющаяся в настоящий момент общепризнанной [4]. В первую очередь это означает пересмотр роли в формировании данной структуры крупных интрузивных тел, наиболее значимым из которых является Балканский батолит, сложенный в основном тоналитами [2].

Впервые получены данные по анизотропии магнитной восприимчивости пород Балканского массива, которые фиксируют поле напряжений при становлении интрузива. Минимальная ось эллипсоида AMS ориентирована в СВ–ЮЗ направлении, а максимальная – в СЗ–ЮВ. Ориентировка минимальной оси интерпретируется как соответствующая направлению сжатия, а максимальной оси – направлению растяжения. Такая интерпретация ориентировки полей напряжения подтверждает концепцию «отсутствия купола», развиваемую в наших работах [1, 3] и указывает на внедрение гранитоидов Балканского массива на этапе формирования чешуйчатой структуры БМК, в едином поле напряжений. Данный вывод требует подтверждения результатами абсолютного датирования, которые планируется получить в ближайшее время.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 16-35-00571 мол_а.

Литература

1. *Видятин Ю.П., Камзолкин В.А.* Основные черты структуры и структурной эволюции среднепалеозойского Блыбского комплекса Передового хребта Большого Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 2. С. 14–22.
2. *Гамкрелидзе И.П., Шенгелия Д.М.* Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. М.: Научный мир, 2005. 460 с.
3. *Камзолкин В.А.* Тектоника домезозойского основания западной части Передового хребта Северного Кавказа. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2013.
4. *Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И., Семенов В.М.* Государственная Геологическая Карта Российской Федерации масштаба 1:200000. СПб., 2002.
5. *Самохин А.А.* Структурные особенности массива больших Балкан на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. 1957. № 6. С. 81–91.

Глубинное строение области перехода от Азиатского континента к Тихому океану северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса и модель её развития

Сихотэ-Алинский орогенный пояс (САОП) среднемелового возраста расположен в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 1500 км при ширине 600 км от залива Петра Великого на юге Приморья до побережья Охотского моря на севере Нижнего Приамурья. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синдвигового турбидитового бассейна [1]. Восточная окраина САОП перекрыта позднемеловым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом (ВСАВП).

В северной части САОП по профилю Троицкое-Лидога-Ванино, проходящего вкрест простирания пояса, были проведены магнитотеллурические зондирования (МТЗ) в широком частотном диапазоне от 10000 до 0.001 Гц. На профиле длиной 315 км выполнено 54 зондирования. Расстояние между пунктами наблюдения составило около 6 км. Регистрация электромагнитного поля проводилась электроразведочной станцией MTU-5A, производства фирмы Phoenix Geophysics (Канада).

В результате интерпретации полевых данных построен геоэлектрический разрез литосферы до глубины 150 км (рис. 1). На разрезе выделена земная кора с высоким электрическим сопротивлением свыше 1000 Ом·м и переменной мощностью от 30 до 40 км. Она разделена на три блока, границами между которыми являются глубинные разломы – Маноминский, Кабули-Хорский и Восточный. Каждый блок имеет свои характеристические признаки – величины электрического сопротивления, мощность, сложность строения.

Верхняя мантия Северного Сихотэ-Алия имеет неоднородное строение. В ней выделяются области низкого электрического сопротивления 10⁻¹-100 Ом·м на глубинах от подошвы земной коры до 80 км, положение которых контролирует глубинные разломы: Маноминский, Кабули-Хорский и Восточный. Наблюдается тенденция уменьшения электриче-

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

091

Глубина, км

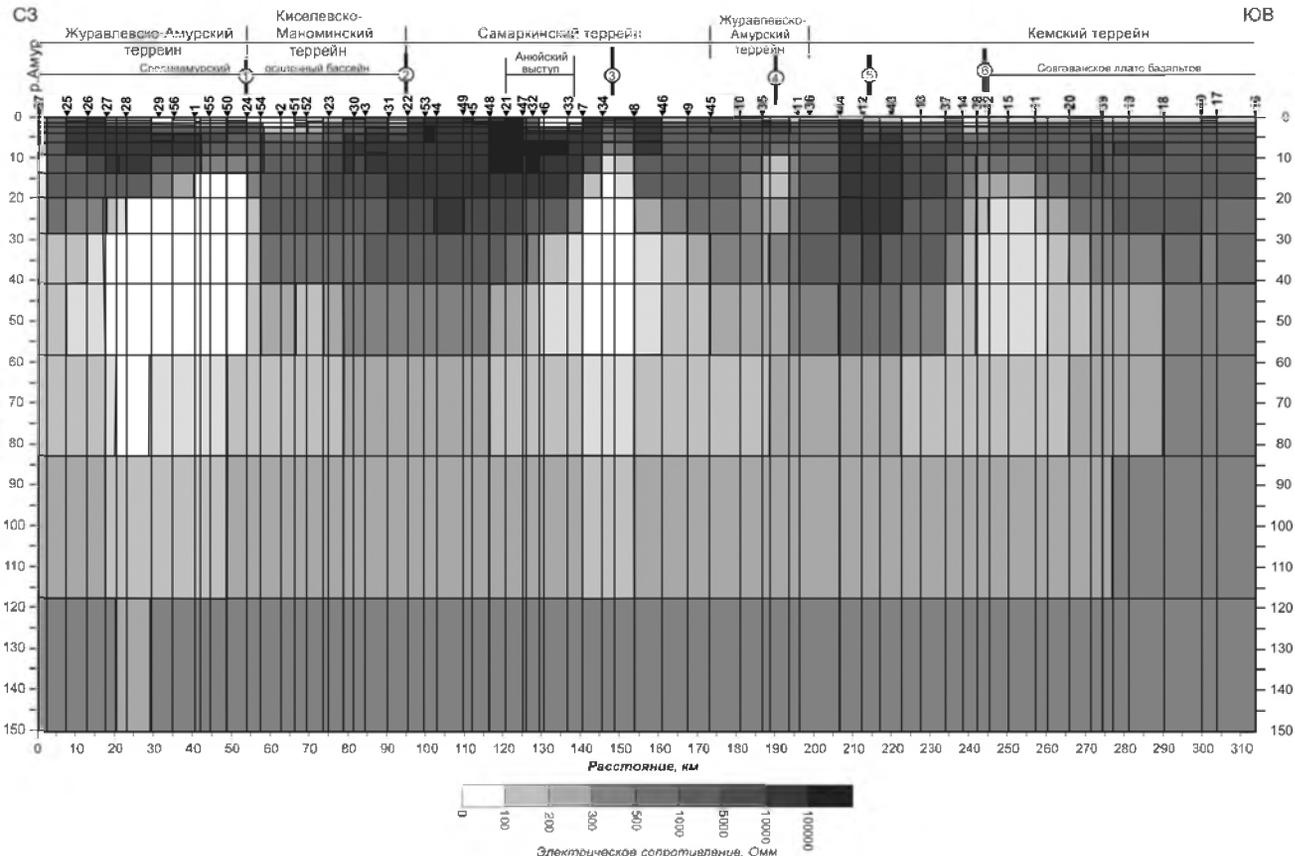


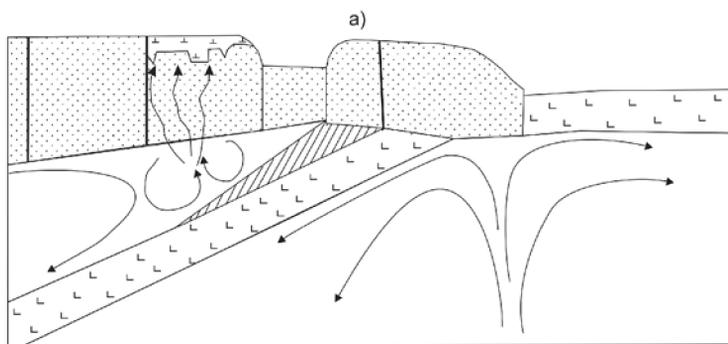
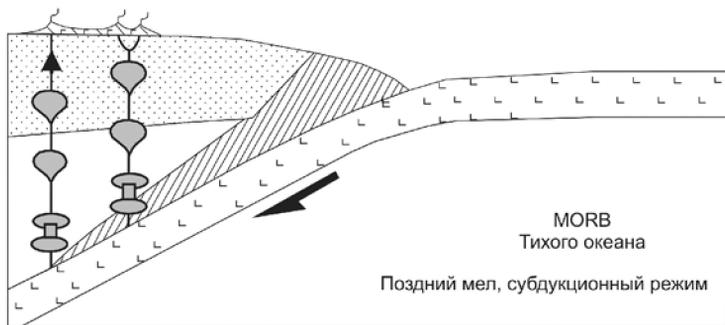
Рис. 1. Геоэлектрический разрез по профилю Троицкое – Лидога – Ванино, построенный по результатам трехмерной интерпретации. Перевернутые треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера. Цифры в кружках – разломы и их номера: 1 – Маноминский, 2 – Центральный Сихотэ-Алинский, 3 – Кабули-Хорский, 4 – Верхнеанхойский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский, 6 – Восточный

ского сопротивления от побережья Татарского пролива вглубь континента под Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ).

Анализ петрологических данных и результатов исследований электропроводности пород мантии при высоких давлениях и температурах показал, что полученные значения электрического сопротивления могут быть объяснены расплавом сухого перидотита. Изменение электрического сопротивления вдоль профиля могут быть связаны с вариациями в составе мантии Fe и Na.

В мантии выделен слой повышенного электрического сопротивления 300–400 Ом·м круто опускающийся от подошвы земной коры прибрежного блока до глубины 120 км и протягивающийся под континент, который интерпретируется как остаток древней субдуцировавшей плиты. Полученная модель хорошо согласуется с результатами МОВЗ [1], плотностного моделирования [2] и геологическими данными.

Согласно моделям развития восточной окраины Азии [6] и, в частности, восточного Сихотэ-Алиния [4] в позднем мелу здесь существовала зона субдукции (рис. 2а), которая в ходе эволюции региона переместилась к Курило-Камчатскому трогу. В этот период происходило переплавление континентальной коры и субдуцирующих осадков в подконтинентальной мантии и извержение большого объема кислых вулканитов. О наличии древней зоны субдукции свидетельствуют геохимические данные базальтов Совгаванского плато ВСАВП [3], которые выявили здесь отчетливо выраженную поперечную геохимическую зональность. По мере удаления от побережья возрастает уровень содержания калия и большинства других некогерентных элементов в породах, что свидетельствует об увеличении расстояния от желоба и увеличении его глубины погружения. На следующем этапе развития в кайнозой на границе палеогена–неогена вследствие сдвиговых перемещений произошел разрыв субдуцирующей плиты (рис. 2б). В результате этого погружившаяся часть плиты переместилась под континент, а её верхняя часть уперлась в континентальную окраину. Затем, вследствие влияния поднимающихся потоков мантии, она переместилась в восточном направлении, и произошло образование Японского моря. В дальнейшем это привело к разрушению и плавлению погружающейся части плиты,



б)

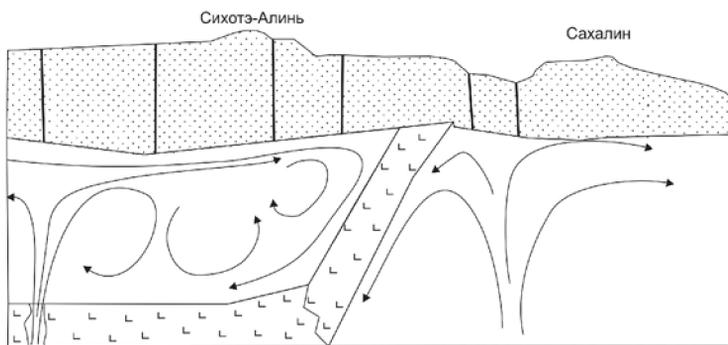


Рис. 2. Модель развития Северного Сихотэ-Алиня по [4] с изменениями и дополнениями

образованию в ней “окон”, через которые поток океанической мантии стал попадать в подконтинентальную верхнюю мантию, смешиваясь с

ней (рис. 2в). Это привело, во-первых, к появлению под континентом нескольких конвективных ячеек, что явилось причиной возникновения в земной коре дополнительных зон сжатия и растяжения, а, во-вторых, изменился состав подконтинентальной мантии, что объясняет химический состав вулканитов, свидетельствующий о нескольких источниках магм [4, 5], и, как следствие, изменение электрического сопротивления.

Работа выполнена при поддержке гранта РФ №16-17-00015.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
2. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышев, Б.Г. Саксин. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
3. *Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В.* Позднемиоцено-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент–океан // Петрология. 2002. Т. 10. №2. С. 189–209.
4. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 84–108.
5. *Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С.* Мантийные источники кайнозойских вулканических пород Восточной Азии: производные слэбов, подлитосферной конвекции и литосферы // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 47–65.
6. *Чехов А.Д.* Механизм формирования Дальневосточных окраинных бассейнов (на примере Охотоморской литосферной плиты) // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы Всерос. конф. с международным участием. Владивосток, 20–23 сентября 2011 г. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 49–54.

Формирование золоторудного и меднопорфирового оруденения в коллизионных обстановках Западной окраины Алазейско-Олойской складчатой области (Западная Чукотка)

Одним из важных вопросов тектоники Восточной Арктики является история развития Южно-Аннуйского океана, разделявшего в мезозое Сибирь и Северную Америку.

Пока остаются неясными важные моменты: с какого времени существовал океанический бассейн, в какие интервалы времени на его периферии возникли конвергентные границы, а также этапность тектонических деформаций и динамика коллизии ограничивавших его континентальных масс. Наиболее подробно изучены его северные и восточные границы. Аннуйско-Чукотская складчатая система (АЧСС) возникла в результате коллизии северо-восточной окраины Евразии с микроконтинентом Чукотка-Арктическая Аляска. Южно-Аннуйская сутура разделяет АЧСС (на севере) и Алазейско-Олойскую складчатую область на юге, маркируя след океанического бассейна. Большинство исследователей придерживается мнения о позднемезозойском существовании Южно-Аннуйского океана [2, 3]. Работы последних лет свидетельствуют в пользу более древнего возраста [1, 4]

Изучаемая площадь расположена в пределах восточной части Олойской мегазоны, южнее её стыка с Южно-Аннуйской сутурой. На юго-востоке территория Алазейско-Олойской складчатой области граничит с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП).

В Олойской складчатой области выделяются структурно-формационные зоны, связанные с определенными этапами геодинамического развития. Олойская область на изучаемой территории представлена позднемезозойскими впадинами – Ненканской и Вукваамской структурно-фациальными зонами (СФЗ), которые разделены Алучинским террейном меридионального простираения. Нембондинское лавовое поле рассматривается как ранняя трансформная ветвь субмеридионального Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканоплутонического пояса. Мозаичный структурный рисунок мезозойских структур Западной Чукотки является результатом последовательных коллизионных процессов.

¹ АО «Полнос», Москва, Россия; KaraTV@Polyusgold.ru

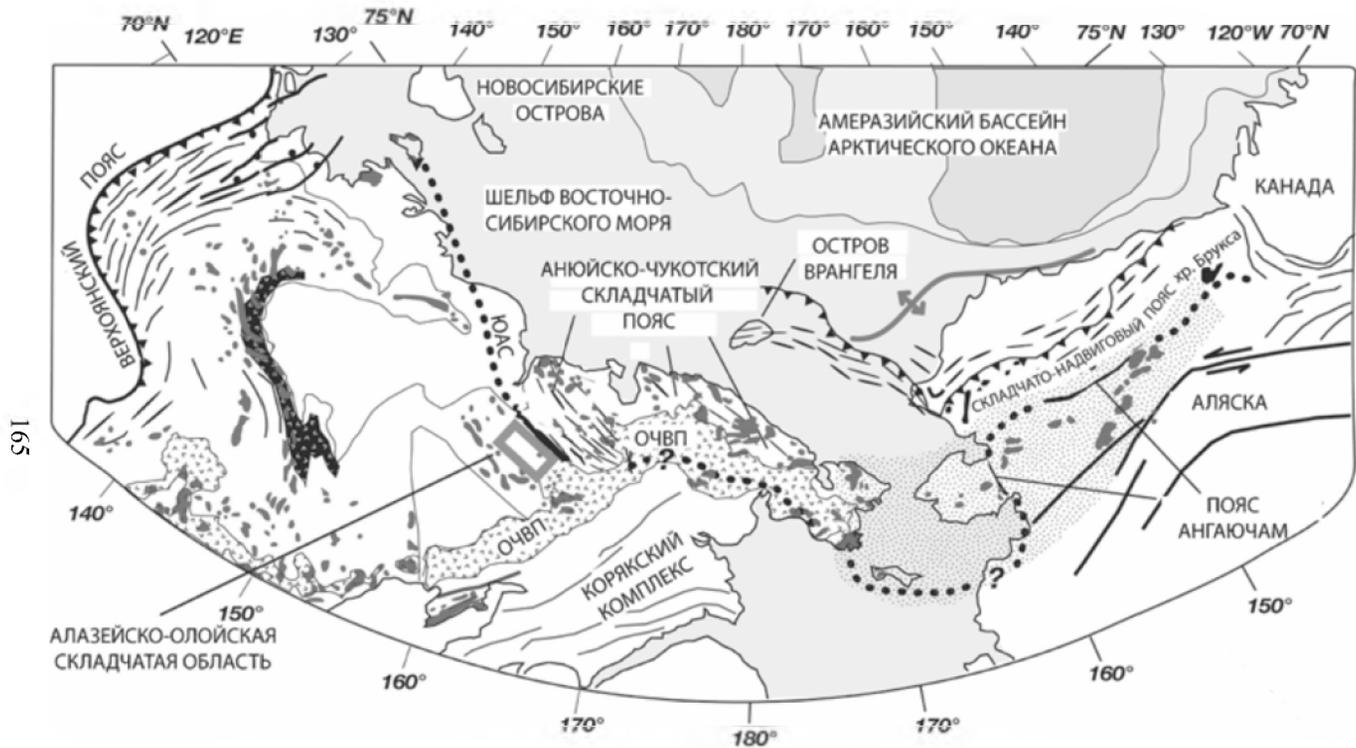


Рис. 1. Обзорная карта основных мезозойских структурных поясов СВ России и северной Аляски (по материалам Miller et al., 2006; Катков, 2010). Район исследований обозначен прямоугольником



Структуры

- | | |
|---|--|
| <ul style="list-style-type: none"> Позднекайнозойского возраста Позднемезозой- раннекайнозойского возраста Позднемезозойского возраста, позднего этапа Позднемезозойского возраста, раннего этапа | <ul style="list-style-type: none"> Пограничная структура олистостромового меланжа Границы мегаструктур (складчатых областей) Границы структурно-формационных зон |
|---|--|

Рис. 2. Схема тектонических структур Восточной Чукотки (по материалам Фурман, 2006). Район исследований заштрихован

Образец	Участок	Описание породы	Метод	Возраст, млн лет
12402	Темный	Роговообманковый гранодиорит	U-Pb	139,1±1,9
12403	Темный	Роговообманковый гранодиорит	U-Pb	141,2±1,2
12410	Темный	Роговообмаковый кварцевый диорит	U-Pb	141,8±1,2
70263	Вукней	Роговообманковый гранодиорит	U-Pb	138,7±2,1
70266	Вукней	Кварцевый диорит	U-Pb	142,5±1,2
70274	Вукней	Биотит-роговообманковый кварцевый монцодиорит	U-Pb	143,6±0,5
70282	Алучин	Флюидалный дацит	U-Pb	146,0±2,3
70283	Алучин	Туф кристаллолитокластический	U-Pb	147.1 ±2.7

В ходе поисково-оценочных работ на рудное золото, проводимых АО «Полюс» на Бургахчанских площадях с 2011 г. по настоящее время, получены новые данные о глубинном строении, вещественном составе и возрастах магматических и вулканогенно-осадочных комплексов территории, которые позволяют сделать предположения об истории их формирования и развития. Данные, полученные при изучении находящегося севернее месторождения Песчанка, позволяют интерпретировать Баймскую зону как глубинную структуру правого сдвига, в которой медно-порфиновые месторождения формировались кулисообразно в локальных ловушках растяжения (сбросы, отрывы) преимущественно меридионального простирания [5, 6]. Аналогичные тектонические обстановки прослеживаются к юго-востоку в районе Вукнейского массива Бургахчанской площади. Полученные U-Pb методом (SHRIMP) для данной территории определения абсолютных возрастов позволяют провести возрастную корреляцию рудоносных массивов месторождения Песчанка и потенциально перспективных на обнаружение крупнообъемных медно-порфиновых месторождений одновозрастных интрузивов Вукнейского и Ничанского массивов. Кроме того, полученные геохронологические данные о возрасте вулканогенно-осадочного комплекса позволяют подтвердить вывод существования океанического бассейна до титонского (волжского) времени.

Исследования выполнены в ходе поисково-оценочных работ на золотое и медно-порфировое оруденение, проводимых АО «Полюс» на Бургахчанских площадях (ЧАО).

Литература

1. Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пральникова И.Е. Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры северо-западного обрамления Пацифики // Геотектоника. 2002. № 1. С. 59–71.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 с.
3. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
4. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН. 2001. Т. 376. №1. С. 7–11.
5. Читалин А.Ф., Усенко В.В., Фомичев Е.В. Баймская рудная зона – кластер крупных месторождений цветных и драгоценных металлов на западе Чукотского АО. Минеральные ресурсы России // Экономика и управление. 2013. № 6.
6. Chitalin A., Fomichev E., Usenko V. et al. Structural model of Peschanka porphyry Cu-Au-Mo deposit, Western Chukotka, Russia // Structural Geology and Resources, 2012.
7. Фурман А.О. Отчет о работах по объекту «Оценка перспектив благороднометалльного оруденения Бургахчанской площади» за 2004–2006 г. Билибино, 2006. Кн. 1. 199 с.

Ю.В. Карякин¹

Признаки рассеянного рифтинга на архипелаге Земля Франца-Иосифа

Объем накопленного к настоящему времени оригинального фактического материала по дайковым комплексам архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) позволяет провести некоторые предварительные выводы о наличии или отсутствии каких-либо закономерностей в их размещении на его территории по возрасту и составу.

В пределах сводово-блокового поднятия ЗФИ дайки распространены неравномерно (рис. 1). Наибольшая их концентрация наблюдается на о-вах Хейса, Земля Вильчека и Грэм-Белл. Отдельные дайки и нунатаки известны на о-вах Гукера, Ньюкомба, Галля, Чамп, Циглера, Пайера, Винер-Нейштадт и др. Дайковые комплексы архипелага, как правило, хорошо выражены в рельефе и на некоторых островах хорошо дешифрируются на космических снимках.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; yukar61@mail.ru

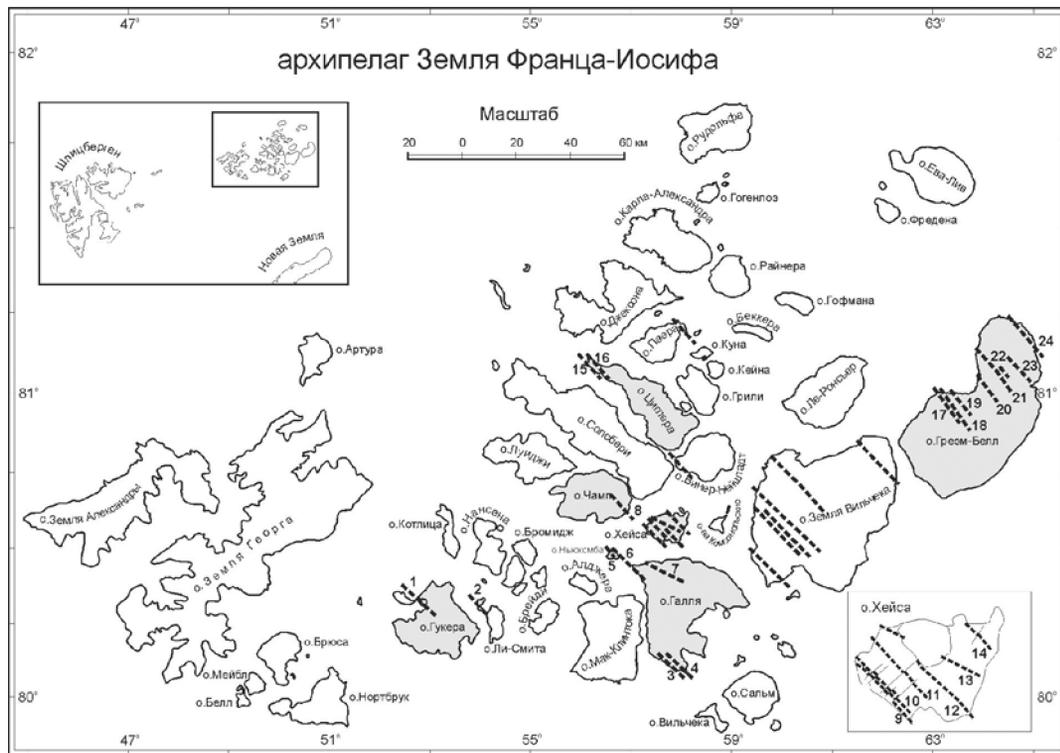


Рис. 1. Схема расположения дайковых комплексов ЗФИ.

Серым цветом выделены острова, на территории которых расположены исследованные дайковые комплексы. Жирные пунктирные линии – дайки, установленные по результатам полевых работ и (или) дешифрирования космических снимков. Арабские цифры – номера изученных даек и нунатаков, упомянутых в тексте и на рис. 2 и 3

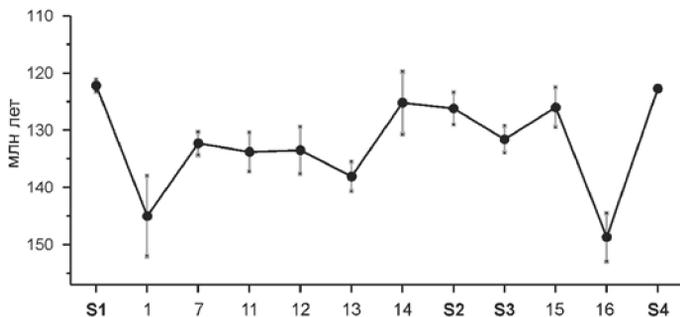


Рис. 2. Вариации возрастов даек и силлов ЗФИ.

Силлы: S1 и S4 – U-Pb метод, по zr [3], S2 и S3 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, среднее взвешенное по $p1$ и $p1$ [2]. Дайки и нунатаки: 1 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод по $p1$ [1], 7–16 – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод, среднее взвешенное по $p1$ и $p1$ [2].

Номера даек на оси абсцисс соответствуют номерам даек на рис. 1 и 3

Подавляющее большинство даек субпараллельны и имеют выдержанное северо-западное простираение (аз. $310\text{--}320^\circ$). Лишь две из них (дайка "Сквозная" на о. Хейса (№13 на рис. 1) и дайка в районе мыса Уиггинса (№ 7 на рис. 1) на о. Галля) простираются по азимуту 295° . Практически все дайки имеют субвертикальное падение, за исключением дайки "Кривая" (№ 12 на рис. 1), полого падающей на юго-запад под углом $25\text{--}30^\circ$. Мощность даек колеблется от первых до 20–25 и более метров. Полевыми работами даек северо-восточного и ортогонального простираений не выявлено.

По своему строению практически все дайки являются дайками одноактного внедрения магмы. Лишь одна из них, "Аметистовая" на о. Хейса (№ 14 на рис. 1), может быть классифицирована как телескопированная, с неоднократными инъекциями магматического материала, что определяется по хорошо выраженным зонам закалки внутри дайкового тела. Комплексы "дайка в дайке" в ходе исследований на архипелаге не установлены.

Возраст внедрения даек, равно как и силлов, в целом ограничен раннемеловым (берриас–баррем) временем и соответствует поздней стадии позднемезозойского этапа развития ЗФИ [4]. При достаточно большом разбросе полученных радиологических датировок (от 145.5 до 125.2 млн лет), какой-либо закономерности в распределении даек по возрасту на территории архипелага не наблюдается (рис. 2). Более того, имеются примеры пространственного сонахождения даек разного возраста не только в масштабе одного острова (например, о.Хейса), но и в пределах

одного дайкового комплекса. Такие данные получены для дайкового комплекса о. Циглера. Возрастные датировки двух даек на мысу Брайса (№ 15 и 16 на рис. 1) этого острова показали разброс во времени их внедрения более чем в 22 млн лет.

Похожие возрастные различия установлены и для силлов. Разница в возрасте двух силлов (S2 и S3 на рис. 2) в пределах одного обнажения на о. Хейса (район метеостанции им Э.Кренкеля) составляет почти 10 млн лет, как и разница в возрасте между ними и силлами на крайнем западе архипелага в скважине "Нагурская" (S1 на рис. 2) и крайнем востоке, в скважине "Северная" (S4 на рис. 2).

Все сказанное является свидетельством того, что в течение одной стадии развития ЗФИ базальтоиды жерловой и субвулканической фаций формировались спонтанно, без видимой закономерности. В то время как в одной части архипелага внедрялись дайки, в другой – в это же время происходило внедрение силлов и наоборот.

Сведения о вещественном составе дайковых комплексов архипелага в литературе практически отсутствуют, так как специализированные исследования их геохимии не проводились. По полученным оригинальным данным базальты и долериты даек в подавляющем большинстве являются кварц-нормативными толеитами, отличаясь по нормативному минеральному составу от преимущественно гиперстен- и оливин-нормативных покровных базальтов ранне- и позднеюрского возрастов.

Базальтоиды даек достаточно сильно варьируют по содержаниям и петрогенных элементов, и элементов-примесей. В отличие от покровных базальтов раннеюрского и позднеюрского возрастов, они в наибольшей степени обогащены несовместимыми редкими и редкоземельными элементами. Количество последних достигает в них средней величины 155 г/т, при минимуме 91 г/т и максимуме 253 г/т. Также существенно (более чем в два раза) варьируют в них и концентрации TiO_2 (от 2.0 до 4.07 мас. %), K_2O (0.39–1.31 мас. %), P_2O_5 (0.22–0.78 мас. %), Y (21.5–49.8 г/т), Zr (157–328 г/т) и т.д. Практически все базальтоиды даек низкомагнезиальные. Среднее содержание в них оксида магния составляет 4.37 мас. % при колебаниях от 2.34 до 5.86 мас. %. Только в базальтах одной дайки – дайке района мыса Уиггинса на о.Галля (№ 7 на рис. 1) концентрация MgO достигает 9.88 мас. %. Отрицательные Nb- и Pb-аномалии более характерны для дифференцированных серий наиболее мощных, а также телескопированных даек, таких как «Сквозная» и «Аметистовая» (№ 13 и № 14 на рис. 1). В дайках одноактного внедрения эти аномалии проявлены слабее.

На рис. 3 в графической форме показаны вариации средних составов некоторых пороодообразующих оксидов и геохимических параметров

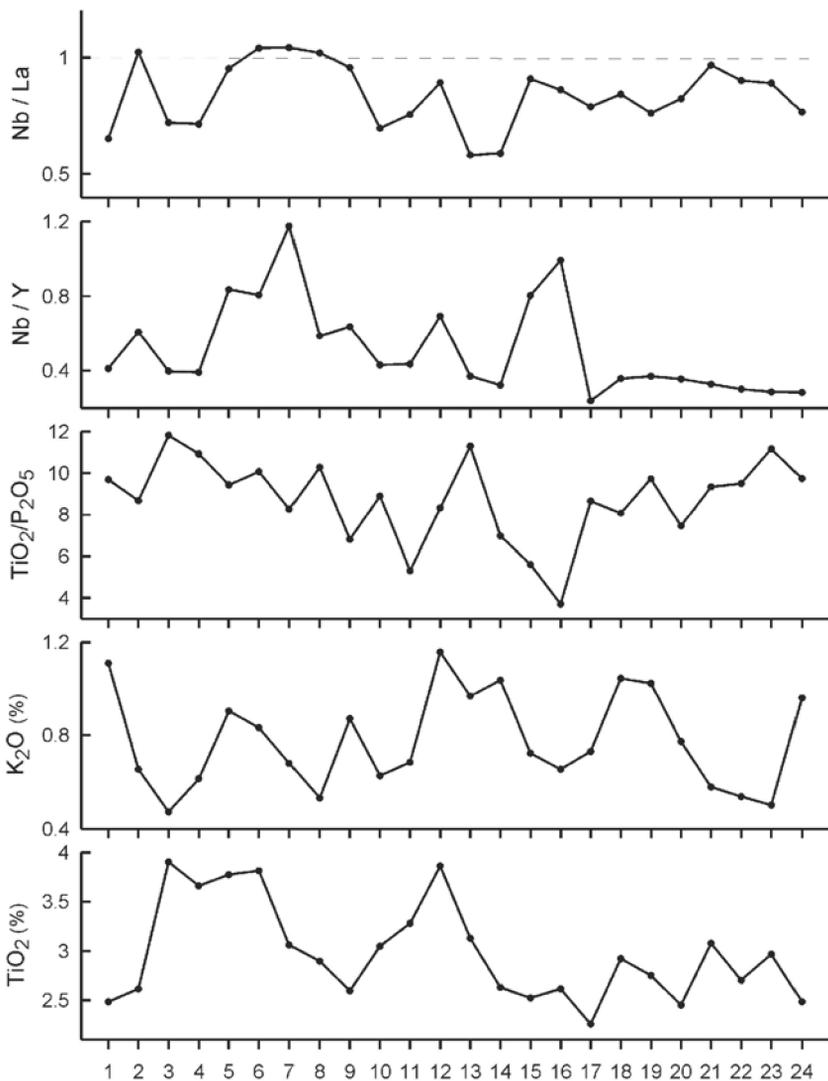


Рис. 3. Вариации средних составов и некоторых геохимических параметров базальтоидов даек ЗФИ.

По оси абсцисс – условные номера даек (положение см. на рис. 1): 1 – нунатак скала Рубини, о.Гукера, 2 – дайка о-вов Королевского Общества, 3 и 4 – дайки мыса Теггенгоф, о.Галля, 5 и 6 – дайка и нунатак о.Ньюкомба, 7 – дайка района мыса Уиггинса, о. Галля, 8 – нунатак мыса Триест, о.Чамп, 9–14 – дайки о.Хейса (9 – Останцовая I, 10 – Останцовая II, 11 – Разбитая, 12 – Кривая, 13 – Сквозная, 14 – Амети-стовая), 15 и 16 – дайки мыса Брайса, о Циглера, 17–24 – дайки о.Грэм-Белл

даек и нунатаков по виртуальному профилю, охватывающему восемь островов архипелага (с юго-запада на северо-восток): о.Гукера – о-ва Королевского Общества – о.Галля – о.Ньюкомба – о.Чамп – о.Хейса – о.Циглера – о.Грэм-Белл. Анализ этого графика показывает, что дайки архипелага не только по возрасту, но и по составу не образуют какого-либо тренда в вариации геохимических параметров по площади архипелага.

Очевидно, что отсутствие закономерных вариаций состава и возраста базальтоидов даек на территории архипелага является определяющей характеристикой магматизма поздней стадии позднемезозойского этапа развития окраинного сводово-блокового поднятия ЗФИ и позволяют объективно характеризовать эту область в раннемеловое время как область рассеянного континентального рифтинга.

Литература

1. *Столбов Н.М.* Магматизм архипелага Земля Франца-Иосифа // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России. Петрозаводск, 2007. С. 383–387.
2. *Шутилов Э.В., Карякин Ю.В.* Баренцевоморская мезозойская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382.
3. *Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svendsen H., Zayoncheck A., Stolbov N.* U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // *Geol. Mag.* 2013. V. 150. N 6. P. 1127–1135.
4. *Karyakin Yu.V., Shipilov E.V., Simonov V.A., Sklyarov E.V., Travin A.V.* Phases and stages of the plume magmatism in the Franz-Josef Land archipelago // Large Igneous Provinces of Asia. Abstracts of the International Symposium. Irkutsk, 2011. P. 96–98.

Г.Л. Кириллова¹

Мезозойские тектоно-седиментационные системы зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану

Структурный каркас Восточно-Азиатской континентальной окраины формировался под влиянием глобальных и региональных процессов. Взаимодействие и реорганизация крупных литосферных плит индуци-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения РАН, Хабаровск, Россия; kirillova@itig.as.khb.ru

ровали внутриплитные тектонические процессы. Современная континентальная окраина представляет собой гетерогенный коллаж континентальных блоков, часть из которых оторвана от Гондваны [13], часть представлена фрагментами вулканических дуг, связанных с разными стадиями закрытия Тетиса.

Согласно новым глобальным реконструкциям коллектива авторов на последние 200 млн лет [10–12] уточнено время начала и окончания основных этапов распада Гондваны и аккреции блоков к Восточной Азии, а также время деструктивных процессов [4, 11].

Тектоно-седиментационные модели осадочных бассейнов строятся с использованием всех возможных геолого-геофизических методов [1, 7]. Тектоно-седиментационные системы (ТСС) – это крупные единицы, соответствующие примерно мегасеквенсам [2], характеризующие крупный этап развития бассейнов и отделённые на континентальной окраине, как правило, несогласиями, которые в сторону моря могут смениться согласиями.

Буреинский и Среднеамурские бассейны [1, 7] в мезозойское время были континентальной окраиной, в разрезах которой наилучшим образом запечатлелись трангрессии и регрессии. Состав ТСС изменяется по латерали: от моря к континенту.

Нижнее-среднетриасовая ТСС I сложена морскими алевролитопесчаниковыми породами мощностью около 1000 м, несогласно залегает на палеозойских породах и распространена весьма ограниченно. Она фрагментарно прослеживается вдоль западной окраины Буреинского массива, маркируя береговую линию того времени. Что касается глобальных событий, то, согласно палеореконструкциям [9], в раннем триасе началась коллизия Сино-Корейского блока с блоком Янцзы вдоль сутуры Циньлин-Даби в центре Китая. Но Монголо-Охотский пролив еще существовал, сужаясь вследствие двойной субдукции под Сибирь на севере и Буреинско-Сино-Корейский блок на юге. С юго-востока под эти блоки (осколки Пангеи) субдуцировали плиты Фаралон и Изагаги, разделенные срединно-океаническим хребтом. На плите Фаралон располагались моря Палеотетиса с микроконтинентами Северного, Южного Китая и Индии [10]. Осадки, накапливавшиеся в этих морях в раннем–среднем триасе (как кремнисто-карбонатные, так и терригенные) сохранились в разрезах Приамурья и Приморья [8], а также незначительно в северо-восточном Китае. Снизу и сверху они ограничены несогласиями.

На границе среднего–верхнего триаса произошла существенная тектоническая перестройка, обновление рельефа и последовавшее его разрушение.

Верхнетриасовая ТСС II широко распространена в Дальневосточном регионе. Доминируют кластические породы мощностью до 6 км. В позднем триасе продолжалась медленная фронтальная субдукция со скоростью 4.7 см/год срединно-океанического хребта (СОХ) между плитами Изагаги и Фаралон под Азиатскую окраину [9].

В основании ТСС II, как правило, залегают разногалеchnые конгломераты вплоть до валунных. В Буреинском бассейне ТСС II представлена демкуканской свитой мощностью до 700 м, несогласно залегающей на палеозойских и протерозойских породах и сложенной грубообломочными породами.

Глобальным событием, повлиявшим на формирование континентальной окраины Восточной Азии было образование Мезо-Тетиса в конце триаса, в рэтское время [10]. Ему, видимо, по времени соответствует продвижение на северо-восток СОХ между плитами Изагаги и Фаралон [9].

В начале ранней юры характер конвергенции плит на востоке почти не изменился, но к продолжавшему действовать источнику кластики присоединился еще один. В восточном Забайкалье начались коллизионные процессы вдоль Монголо-Охотской сутуры. Начавшись на западе в ранней юре, коллизия в виде смыкающихся ножиц медленно продвигалась на восток [5]. Вдоль сутуры образовалась речная долина, вдоль которой выносилось огромное количество кластического материала, который разносился вдоль пассивной континентальной окраины, формируя мощные осадочные комплексы в окраинноконтинентальных бассейнах (Удском, Торомском, Буреинском, западной части Саньцзян-Среднеамурского) [1, 7]. В Буреинском бассейне в позднем синемюре отложилось 2000 м осадков (хавагдинская, таксинская толщи). Поистине ураганная скорость седиментации составляла 500–630 м/млн лет [1].

Юрская ТСС III в пределах среднеамурского фрагмента континентальной окраины представлена тоар-оксфордской (J_1 – J_3) последовательностью грубообломочных угленосных терригенных пород, несогласно залегающей на ордовикских гранитах [7].

К востоку эти отложения сменяются кремнистыми образованиями. В пределах Буреинского фрагмента континентальной окраины ТСС III представлен преимущественно алевропелитами. Возрастной диапазон его – верхний синемюр – оксфорд. Характерно смещение депоцентра седиментации, начиная со средней юры, с востока на запад, что связано, видимо с коллизионными процессами в Монголо-Охотии.

IV ТСС охватывает в среднеамурском фрагменте континентальной окраины интервал от самых верхов юры (волжский ярус) до апта. С запада на восток терригенные угленосные образования сначала сменяют-

ся турбидитами, характеризующими континентальный склон, а затем цикличной последовательностью терригенных образований.

В пределах буреинского фрагмента континентальной окраины в оксфорде морской режим сменился континентальным и после позднеоксфорд-кимериджского перерыва в титоне – раннем сеномане в озёрно-болотных и речных условиях накапливалась циклично построенная терригенная угленосная серия. На поздний сеноман – кампан приходится длительный перерыв, после которого формируется маастрихт-датская ТСС V мощностью 300 м, сложенная песчаниками.

На готерив – баррем в среднеамурском фрагменте КО приходится перерыв в седиментации, но в апт-маастрихтское время в западной части этого фрагмента формировалась ТСС V со значительным участием средних и кислых вулканитов.

В кайнозойе на всей рассматриваемой территории начались рифтогенные процессы [4].

Исследования частично финансировались в рамках программы «Дальний Восток» (проект 15-Г-2-027) и РФФИ (проект 16-05-00571).

Литература

1. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука, 2012 300 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).

2. Кириллова Г.Л. Принципы секвенсстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных систем юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: III Косы-гинские чтения. Хабаровск: ДВО РАН, 2001. С. 62–72.

3. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-канозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.

4. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // ДАН. 2008. Т. 419. № 1. С. 104–107.

5. Kirillova G.L., Razvozhzaeva E.P., Manilov Yu.F. Geodynamic evolution of the East Asian continental margin in the Mesozoic exemplified from the Bureya Basin / Eds. T.H. Anderson, A. Didenko, G.L. Johnson, A.I. Khanchuk and J.H. Mac-Donald Jr. // Late Jurassic Margin of Laurasia – A record of Faulting Accommodating Plate Rotation. The Geological Society of America. Special Paper 513. 2015. P. 527–541.

6. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 200 с.

7. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» / Гл. ред. А.И. Ханчук. Т. 3)

8. Триас и юра Сихотэ-Алиня. Кн. 1. Терригенный комплекс. Владивосток: Дальнаука, 2004. 421 с.

9. *Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M.* Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*. 1997. V. 5–6. P. 113–142.

10. *Metcalfe J.* Gondwana dispersion and Asia accretion: Tectonic and paleogeographic evolution of eastern Tethys // *Journal of Asia Earth Sciences*. 2013. V. 66. P. 1–33.

11. *Ren J., Tamaki K., Li S., Junxia Z.* Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // *Tectonophysics*. 2002. V. 344. P. 175–205.

12. *Seton M., Müller R.D., Zachirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M.* Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 113. P. 212–270.

13. The Central Asian Orogenic Belt. *Geology, Evolution, Tectonics, and Models* / Ed. A. Kröner. Stuttgart: Borntraeger Sci. Publ., 2015. 313 p.

Д.В. Коваленко¹

Геодинамическая интерпретация палеомагнитных данных по фанерозойским геологическим комплексам Монголии и Тувы

Породы всех исследованных палеозойских геологических комплексов Монголии и Тувы характеризуются многокомпонентным составом намагниченности.

Анализ доскладчатой намагниченности

Доскладчатая, возможно, близкая к первичной намагниченность была выделена в ордовикских (а), раннекарбоновых (б), позднекарбоновых (в), пермских (г), раннемеловых (д) [1] и кайнозойских (е) [2] породах Монголии. Для тектонических построений также можно использовать направление первичной намагниченности, выделенной в структурно связанных с Монголией позднесилурийских–раннедевонских толщах Тувы [3].

а) Для высокотемпературной компоненты намагниченности ордовикских пород западной части хребта Хан-Хухей выполняется тест складки по наклонениям. В разрезах ордовикских пород присутствуют пакеты пород с намагниченностью прямой и обратной полярности. Палеоширота, определенная по высокотемпературной компоненте намаг-

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН; Dmitry@igem.ru

ниченности ордовикских толщ, соответствует интервалу 14–17–20°, по-видимому, се-верной широты. Эта палеоширота значимо отличается от ожидаемой палеошироты, рассчитанной из ордовикского (505 млн лет [4]) полюса Сибири. То есть, возможно, что Монгольский блок в это время еще не был тектонически совмещен с Сибирским материком. Как показывают палеомагнитные данные по Туве [3], тектоническое совмещение каледонского блока с Сибирским кратоном возможно на границе силура и девона.

б) Доскладчатая природа высокотемпературной компоненты намагниченности обратной полярности раннекарбонových осадочных пород подтверждается положительным тестом складки. Раннекарбонových осадочные толщи флишоидного типа являются элементом герцинской аккреционной структуры южной Монголии. По-видимому, они накапливались на склоне или подножии какого-то поднятия. Рассчитанные по намагниченности палеошироты показывают, что толщи накапливались на палеоширотах от 18 до 25° с.ш. на удалении от Сибирского кратона и вблизи Северо-Китайского блока. Тектоническое совмещение террейнов, располагающихся в герцинской структуре, завершилось к позднему карбону [5].

в) и г) В позднекарбон-пермских бимодальных толщах Гоби-Тяньшаньской (316 млн лет) и Гоби-Алтайской рифтовых зон (275 млн лет) также были выделены доскладчатые высокотемпературные компоненты намагниченности. Они имеют обратную полярность и, вероятно, были образованы в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности. Бимодальные толщи накапливались в зонах растяжения, заложившихся на герцинских структурах. Палеошироты районов формирования бимодальных толщ находятся в интервалах: 51–58–67° с.ш. (275 млн лет) и 40–47–54° с.ш. (316 млн лет). В позднем карбоне – перми Монголия уже могла быть частью Сибирского кратона.

д) и е) В работе [1] обосновывается палеомагнитными тестами первичность намагниченности магматических пород с возрастом 125–95 млн лет из южной части Монголии. Породы формировались в широтном интервале 48–50–52.5° с.ш. В статье [2] рассчитаны палеомагнитные полюса для кайнозойских магматических пород Хангайского нагорья центральной Монголии. Первичность направлений намагниченности обосновывается тестом обращения. Палеошироты для Хангайского нагорья соответствуют: для 40 млн лет – 34–40–46° с.ш., для 30 млн лет – 34–37–41° с.ш., для 20 млн лет – 37–44–54° с.ш. и для 10 млн лет – 34–47–64° с.ш. Все исследованные мезозойские и кайнозойские вулканогенные толщи накапливались в пределах Евразийского кратона и были связаны с действием аномальной мантии.

Анализ послескладчатой намагниченности

Послескладчатые вторичные компоненты намагниченности широко распространены в геологической структуре Монголии и Тувы.

Во всех исследованных районах Монголии выделяется достаточно устойчивая мезо-кайнозойская вторичная компонента намагниченности прямой полярности, сохраняющаяся при магнитной чистке до 500 °С и выше.

В большинстве исследованных толщ различного возраста – от венда до позднего карбона, выявляется вторичная компонента обратной полярности, по-видимому, связанная с перемагничиванием пород в период позднекарбон-пермского суперхрона. Анализ распределения компоненты обратной полярности в структуре Монголии позволяет провести некоторое районирование. В большинстве районов компоненты намагниченности обратной полярности группируются вокруг «ожидаемых» направлений намагниченности, рассчитанных из пермских палеомагнитных полюсов Сибири и Монголии [4]. Это значит, что после перемагничивания породы в этих районах не испытали сильных деформаций, которые неминуемо привели бы к отклонению направлений вторичной намагниченности от поля перемагничивания. Кроме того, из этого следует, что указанные блоки пород уже находились в структуре Сибирского кратона и большинство из них не испытали с перми значительных вращений вокруг вертикальной оси.

В районах юго-западной Монголии выявленные в девонских и карбоновых породах вторичные компоненты намагниченности распределены сложным образом [5]. По-видимому, породы в посткарбоновое время испытали достаточно сложные деформации, связанные со сложной тектонической историей этих районов.

В районе хребта Хан-Хухей на северо-западе Монголии вторичные компоненты намагниченности обратной полярности были обнаружены в кембрийских, ордовикских и девонских породах. Очевидно, что эта намагниченность была ими приобретена после девона. Палеоширота, определенная по направлению этой вторичной компоненты, резко отличается от ожидаемых палеоширот, рассчитанных из палеомагнитных полюсов Сибири для всех периодов позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Но анализ геологических данных показывает, что Монголия являлась частью Сибири как минимум с девона. Скорее всего направление компоненты сильно отличается от поля перемагничивания. Вероятно, компонента могла образоваться в период позднекарбон-пермского суперхрона обратной полярности, ее наклонение изначально было более высоким, а затем блоки пород, несущих эту компоненту, были развернуты вокруг горизонтальной оси простирающейся вдоль хребта Хан-

Хухей с севера на юг на 30–40°. Это согласуется с метаморфической зональностью хребта Хан-Хухей – в южной части хребта породы слабо метаморфизованы, а севернее те же самые породы метаморфизованы до зеленых сланцев. По-видимому, в период блоковых движений в Монголии в мезозойское время [6] горстообразный массив хребта Хан-Хухей при воздымании заваливался в южном направлении, что привело к выведению на поверхность метаморфизованных пород основания блока и отклонению вторичной намагниченности от поля перематничивания.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 15-05-03574.

Литература

1. *Van Hinsbergen D., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J.* No vertical axis rotation during neogen transpressional orogeny in the NE Gobi Altai: coinciding Mongolian and Eurasian early cretaceous apparent polar paths // *Geophys. J. Int.* 2008. N 173. P. 105–126.

2. *Hankard F., Cogné J.P., Kravchinsky V.A., Carporzen L., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P.* New tertiary paleomagnetic pole from Mongolia and Siberia at 40, 30, 20, and 13 Ma: clue on the inclination shallowing problem in central Asia // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 12. N B02101.

3. *Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y. et al.* Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia) implications for the paleogeography of Siberia // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B6. P. 13,509–13,518.

4. *Павлов В.Э.* Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. дисс. ... докт. физ.-мат. наук. М., 2015.

5. *Edel J.- B., Schulmann K., Hanz P., Lexa O.* Palaeomagnetic and structural constraints on 90° anticlockwise rotation in SW Mongolia during the Permo-Triassic: Implications for Altaid oroclinal bending. Preliminary palaeomagnetic results // *J. Asian Earth Sciences.* 2014. V. 94. P. 157–171.

6. *Jolivet M., Ritz J.-F., Vassalo R., Larroque C., Braucher R., Todbileg M., Chauvet A., Sue C., Arnaud N., Vicente R., Arzhanikova A., Arzhanikov S.* Mongolian summit: an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface // *Geol. Soc. Amer.* 2007. V. 35. № 10. P. 871–874.

Неопротерозойский этап (~960–930 млн лет) в формировании островодужного комплекса фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса

Строение раннепалеозойской складчатой области восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса определяется сочетанием неопротерозойских и раннепалеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом (микро-континентов). В состав Дзабханского микроконтинента ранее включались собственно Дзабханский и Байдарикский блоки, а также блоки Тарбагатайской и Сонгинской групп, относимые к выступам раннедокембрийского фундамента или, позднее, к «кратонным террейнам». Однако раннедокембрийский возраст кристаллических комплексов этих структур обоснован только для пород северо-западной части Байдарикского блока и идерского комплекса Тарбагатайской группы блоков докембрия [4] и фундамента «Гарганской глыбы». Результаты исследований последних лет дают основание полагать, что блоки докембрийской континентальной коры, выделяемые как микроконтиненты, представляют собой композитные террейны с гетерогенным фундаментом. Кристаллические породы, которые рассматривались как типовые образования раннедокембрийского фундамента Дзабханского блока, развиты, главным образом, в его северной и северо-западной частях. Однако их формирование связано с процессами неопротерозойского тектогенеза. Для них установлены мезопротерозойские (1.3–1.2 млрд лет) значения Nd модельных возрастов» [1]. Отдельные фрагменты высокоградных метаморфических пород, неопротерозойских гранитоидов и перекрывающих их толщ доломитов цаганоломской свиты эдиакария прослеживаются среди поля палеозойских гранитов в юго-восточном направлении до восточной окраины Дзабханского блока. В южной части Дзабханского блока развиты вулканогенные и терригенно-вулканогенные породы дзабханской серии тония. В ее нижней части преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, и, в меньшей степени, риолиты, а в верхней – вулканиты кислого состава, туфы и пестроцветные алеврито-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия; ivan-kozakov@yandex.ru; v.p.kovach@gmail.com; katesalnikova@yandex.ru; iggp@mail.ru

² Department of Geosciences, University of Mainz, 55099 Mainz, Germany; kroener@uni-mainz.de

песчаники. U-Pb методом (TIMS) для цирконов риолитов дзабханской серии были получены оценки возраста 802 ± 1 , 797 ± 1 млн лет [3]. Однако прямые соотношения высокоградных пород, относимых к образованию фундамента, и вулканитов дзабханской свиты не выявлены.

Породы терригенной ассоциации дзабханской серии представлены в восточной части Дзабханского блока. Она включает аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. В Баяннурской зоне Сонгинской группы блоков докембрия сходная по составу терригенная толща дзабханской серии рассматривается нами в составе образований аккреционной призмы холбонурского комплекса, сформированной в интервале 874–790 млн лет. Для риолитов островодужной ассоциации холбонурского комплекса установлен возраст риолитов 888 ± 2 млн лет [2]. Следует подчеркнуть, что типовые породы кристаллического фундамента Дзабханского блока (гнейсы, мигматиты, гнейсограниты) не установлены в гальках конгломератов терригенной ассоциации дзабханской серии как в пределах Дзабханского блока, так и сопредельной Сонгинской группы блоков. Исходя из характера состава и возраста данной толщи конгломератов и оценки возраста вулканитов островодужной ассоциации холбонурского комплекса, можно полагать, что около 890 млн лет существовала вулканическая дуга, породы которой выступали в качестве главного источника терригенных пород аккреционной призмы [1, 2].

Полученные к настоящему времени результаты дали основание рассматривать Дзабханский блок как композитный террейн, строение которого определяется сочетанием тектонических пластин разного масштаба. В сдвиговых зонах, разделяющих эти пластины, присутствуют тела серпентинитов. В пластинах представлены породы неопротерозойских высокоградных метаморфических комплексов, терригенные породы аккреционной призмы, а также породы терригенной и терригенно-вулканогенной ассоциации дзабханской серии неопротерозоя (тония). В юго-западной части блока была выделена зона меланжа, в которой наряду с тектоническими пластинами, сложенными породами, характерными для образований его неопротерозойского фундамента, представлены также породы островодужных вулcano-плутонических ассоциаций двух возрастных групп. Поздняя ассоциация включает базальты, андезибазальты, реже андезиты, риолиты, конгломераты и песчаники, отнесенные к терригенно-вулканогенной ассоциации дзабханской серии. Породы более ранней островодужной ассоциации метаморфизованы на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации. В ее составе представлены апобазальтовые амфиболовые сланцы, амфиболиты, плагиогнейсы, мраморизованные известняки, метаконгломераты, кварцитосланцы. В осевой части зоны породы ранней островодужной ассоциации установ-

лен массив метатрондьемитов. Метатрондьемиты содержат включения (ксенолиты) роговообманковых метагабброидов и в то же время секутся дайковыми телами роговообманковых метагабброидов. Для метатрондьемитов в Beijing SHRIMP Centre Академии геологических наук Китая А. Кренером (А. Kröner) установлены значения возраста циркона 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, а для метагаббро дайкового тела – 930 ± 6 млн лет (U-Pb метод SHRIMP). По химическому составу метагаббро соответствуют низкотитанистым высокоглиноземистым габбро и базальтам. Метатрондьемиты относятся к низкоглиноземистому «океаническому» типу (гранитоиды М-типа). В целом по своим геохимическим особенностям метагаббро и метатрондьемиты сходны с породами современных энсиматических островных дуг. Метатрондьемиты характеризуются высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1707–0.1723) и положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ от +5.8 до +6.1. Близкие высокие положительные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +4.4$ имеют и метагабброиды. Источником исходных расплавов метагабброидов и метатрондьемитов, по-видимому, являлась надсубдукционная деплетированная мантия. Формирование исходных расплавов метатрондьемитов может быть связано с процессами частичного плавления метагабброидов при $P \sim 3\text{--}7$ кбар в равновесии с плагиоклаз-пироксеновым реститом.

Метаморфизм трондьемитов и даек, как и вмещающих их пород, происходил на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, не достигая уровня ультраметаморфизма. По возрасту этот метаморфизм можно коррелировать с метаморфизмом, проявленным в баяннурском комплексе Сонгинской группы блоков докембрия. Здесь становление син- и постметаморфических гранитоидов происходило 802 ± 6 и 790 ± 3 млн лет назад, соответственно. Близкая оценка возраста (786 ± 6 млн лет) установлена для постметаморфических трондьемитов Дзабханского блока [1].

Полученные данные дают основание выделять в структуре фундамента Дзабханского блока островодужные ассоциации двух возрастных групп. Формирование ранней происходило в интервале около 960–930, поздней – 800–790 млн лет назад. В Сонгинской группе блоков докембрия формирование островодужной ассоциации холбонурского комплекса установлено в интервале 890–860 млн лет, что коррелируется с ранним эпизодом регионального метаморфизма в кристаллических образованиях фундамента Дзабханского блока [1, 2].

Предполагается, что суперконтинент Родиния с относительно стабильной конфигурацией существовал в интервале около 1000–850 млн лет, после чего в структурах древних кратонов фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада Родинии. Результа-

ты многочисленных исследований свидетельствуют о масштабном проявлении в структурах Центральной Азии неопротерозойских (880–780 млн лет) процессов конвергенции. Иными словами, процессы дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа суперконтинента Родиния компенсировались развитием зон конвергенции в его обрамлении. Проявление процессов конвергенции в установленном интервале (~960–930 млн лет) происходило в палеоокеанической области в период, для которого предполагается существование суперконтинента или поздние стадии его образования. С этих позиций можно предполагать, что свидетельства ювенильного корообразования в структурах Центральной Азии характеризуют поздние стадии развития палеоокеанического бассейна, который существовал до начала распада суперконтинента Родиния.

Работа выполнена при поддержке (проекта РФФИ № 14-05-00208) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее".

Литература

1. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В., и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзобханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.

2. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др. Строение, возраст и условия формирования раннеопротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // ДАН. 2015. Т. 465. № 1. С. 73–77.

3. Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al. Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: the backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // American J. Sci. 2016. V. 316. P. 1–63.

4. Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd–Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 1392–1406.

О проявлении каледонских событий на западе центральных районов Новой Земли

В современной структуре Арктики архипелаг Новая Земля представляет собой миоценовое орогенное поднятие на границе Баренцева и Карского морей, являющееся общепризнанным геолого-геофизическим репером для экстраполяции особенностей его строения на окружающие акватории, которые перспективны на углеводородное сырьё.

Складчато-надвиговая структура архипелага создана постпермским орогенезом, сопровождавшимся внедрением мелких интрузивных массивов и даек монцодиорит-гранодиоритовой и гранитовой – гранит-аляскитовой – магматических формаций.

Если возраст допалеозойского фундамента на юге Новой Земли устанавливается по чётко выраженному угловому несогласию между вендскими и ордовикскими слоями, а также данным детритовой цирконометрии из этих слоёв, то сведения о фундаменте более северных (в том числе, центральных) районов менее определены. Установлено также, что на большей части Новой Земли значительных перерывов в осадконакоплении на протяжении почти всего палеозоя не фиксируется. Лишь кое-где вдоль западного (баренцевского) побережья центральных районов архипелага отмечается стратиграфический перерыв, устанавливаемый по залеганию раннефранской вулканогенно-осадочной серии на размытых средне- и реже нижнедевонских отложениях.

Помимо этих событий наиболее интересным для тектонических построений региона представляется **предсилурийский стратиграфический перерыв** в осадконакоплении на западе центральных районов Новой Земли – от губ Безымянной и Грибовой на юге до губы Архангельской на севере. Первые слабо обоснованные фактическим материалом сведения о проявлении таких тектонических движений имеются в геологических отчётах прошлого века Н.Н. Мутафи (1941 г.) и Б.С. Романовича (50-ые годы). Во второй половине 70-х и 80-ые годы XX века, при проведении тематических стратиграфических исследований сотрудниками отдела стратиграфии НИИГА-ВНИИОкеангеология под руководством В.И. Бондарева [1] и планомерной среднемасштабной геологической съёмки, а также геологического доизучения территории геологами АКГГЭ–ПМГРЭ (главный геолог Л.Г. Павлов), были полу-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург, Россия; okeangeo@vniio.ru

чены новые достоверные данные о стратиграфических перерывах и несогласиях в предсилурийское время [2, 3]. Установлено, что отложения нижнего силура (штраумсенская толща) и объединённого подразделения нижнего силура – нижнего девона (егоровская свита) перекрывают слой с ранне-среднекембрийскими (астафьевская и снежноторская свиты) и поздне-кембрийскими–раннеордовикскими (карпинская свита и фрейбергская толща) окаменелостями и залегают даже на размытой поверхности допалеозойских гранитоидов митюшевского комплекса (600–650 млн лет). Таким образом, максимальная глубина предсилурийского размыва охватывает временной интервал от начала кембрия по ордовик включительно, отвечая одной из фаз тектогенеза (орогенеза), проявленного в каледонидах Норвегии, Шпицбергена, Гренландии и т.д. Силурийские отложения на западе центральных районов Новой Земли представлены, как правило, пестро-окрашенными песчаниками, гравелитами, конгломератами, ассоциирующими с алеволитами, глинистыми, а также филлитовыми сланцами, изредка известняками мощностью 400–700 м; причём грубообломочные образования резко преобладают вдоль баренцевского побережья, где подчас представлены на 90% конгломератами.

Работами сотрудников отдела стратиграфии НИИГА-ВНИИОкеангеология и геологов-съёмщиков АКГГЭ-ПМГРЭ также установлено, что снос обломочного материала, начиная, по крайней мере, со среднего кембрия и вплоть до конца ордовика, осуществлялся в направлении с запада на восток – со стороны погребённого Адмиралтейского и более мелких поднятий, которые в современном структурном плане обрамляют центральные районы архипелага с запада. Об этом свидетельствуют «конуса выноса» грубообломочного материала с варьированием их мощности и возраста от (нижнего)–среднего кембрия по ордовик (и даже низы силура) включительно. Соответственно возникает вопрос: что же представляли собой в это время ныне погребённые Адмиралтейское и другие более мелкие поднятия? Считается, что установленные по сейсмическим данным каменноугольные и предполагаемые девонские, а, может быть, и более древние палеозойские отложения залегают непосредственно на докембрийском (тиманском?) фундаменте; причём располагаются преимущественно по периферии Адмиралтейского поднятия [4]. Однако возраст магматической кристаллизации цирконов одной из галек плагиогранитоидов в конгломератах егоровской свиты верхнего силура – нижнего девона (район гор Конгломератовых) – 479 млн лет. Валуны и гальки плагиогранитов составляют до 20–40% и более в подобных грубообломочных (подчас существенно конгломератовых) породах с цементом порового и бетонного типа вдоль западного побе-

режья центральных районов Новой Земли (например, в верховьях р. Мутной, на восточном берегу губы Митюшихи). По минеральному (плагиоклаз+кварц+хлоритизированный биотит) и химическому (резкое преобладание натрия над калием) составу они, в самом первом приближении, отвечают островодужным образованиям. Эти обломки ассоциируют с валунами и гальками кварцитов, кварца, а также мало выразительных хлоритизированных микро- и мелкокристаллических габбро-диоритов, цирконометрия из которых, к сожалению, не проводилась.

Следы отражённого каледонского тектогенеза на западе Северного острова Новой Земли пытались обнаружить и западноевропейские геологи, организовавшие с этой целью совместно с российскими коллегами полевые исследования в 2004 и 2005 гг. на юге и крайнем севере Новой Земли под эгидой Шведского Полярного института (Д. Джи, Х. Лоренц и другие). Д. Джи ещё до начала этих исследований, проводя тектонические построения для Европейской Арктики, провёл восточную предполагаемую им границу проявления каледонского тектогенеза, включив туда центральные районы Баренцева моря вплоть до 50–55° западной долготы, а севернее – весь архипелаг Земля Франца-Иосифа [5]. Однако ни на юге, ни на севере Новой Земли следы таких тектонических событий явно не выражены. Вместе с тем, по результатам экспедиции 2005 г. был сделан вывод, что на крайнем севере – северо-востоке Новой Земли (по побережью Карского моря к юго-востоку от мыса Желания) на рубеже ордовик–силур произошло значительное изменение в источниках сноса обломочного материала, что устанавливается по датированию детритовых цирконов. Первые тезисы об этом были опубликованы в материалах МТК-2009, вторая более крупная и гораздо более обстоятельная статья вышла в журнале «Тerra Nova». По данным цирконометрии Е.А. Кораго и др. [5] сделан вывод, что в кембродордовикское время размывались преимущественно поздние тиманиды, а, начиная с конца ордовика–силура, особенно с позднего силура в новоземельский бассейн материал поставляли гренвилльские и более древние комплексы, роль тиманид была незначительна. В досилурийское время, кроме того, размыву подверглись раннекаледонские (?) гранитоиды. Где в это время находились источники сноса обломочного материала для этих районов до конца неясно.

Согласно Lorentz et al. [6] существенное изменение источников сноса произошло в конце ордовика. Более 90% цирконов из силура и более 80% из девонских слоев имеют возраст, соответствующий свеко-норвежской орогении, и это свидетельствует о поднятии этих участков вблизи Новой Земли. Присутствие пород свеко-норвежского и гренвилльского возрастов в высокоширотной Арктике позволяет провести

пересмотр имеющихся реконструкций Суперконтинента Родиния, его распада и последующей каледонской орогении.

Выводы. На основании сейсмических данных и материалов по стратиграфии кембрия–силура западного побережья центральных районов Новой Земли Адмиралтейское поднятие может рассматриваться в качестве энсиалической островной дуги каледонид, возникшей на более древнем (допалеозойском) кристаллическом основании со зрелой континентальной корой.

В ордовике внедрение и размыв гранитоидов на поднятиях не были значительно разорваны во времени, равно как и накопление продуктов их разрушения на Новой Земле.

Полученные данные могут изменить бытующие представления о допалеозойском возрасте становления первичной континентальной коры на западе Евразийской Арктики.

Литература

1. Андреева И.А., Бондарев В.И. Нижний–средний палеозой центральной части Новой земли // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. Л.: ПГО «Севморгеология», 1983. С. 5–16.

2. Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения / ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга. Под науч. ред. Ю.Е. Погребницкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1000000 (новая серия). Лист S-39,40 – Маточкин Шар. Объясн. записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 203 с.

4. Gee D.G., Fossen H., Henriksen N., Higgins A.K. From the Early Paleozoic Platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide Orogen of Scandinavia and Greenland // Episodes. 2008. V. 31. N 1. P. 44–51.

5. Корого Е.А., Ковалева Г.Н., Джи Д. и др. К вопросу о возрасте становления континентальной коры на западе Евразийской Арктики (по геохронометрии цирконов из ордовика и силура северо-запада Новой Земли) // Геология полярных областей. Т. I. МТК-ЮП. М.: ГЕОС, 2009. С. 285–289.

6. Lorenz H., Gee D., Korago E., Kovaleva G. et al. Detrital zircon geochronology of Paleozoic Novaya Zemlya key to understanding the basement of the Barents Shelf // Terra Nova. 2013. V. 25. P. 496–503.

«Особенности тектонического строения Рассохинского мегавала в рамках новой тектонической модели Енисей-Хатангского регионального прогиба»

Рассохинский мегавал – крупнейшая линейная антиклинальная структура II порядка, расположенная в центральной части Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХРП).

Основу представлений о тектоническом строении ЕХРП заложили труды известных геологов Ю.Е. Погребницкого и Д.Б. Тальвирского, их тектонические карты были использованы в работах Н.Е. Котт, Д.А. Вольнова и многих других. Собранные сведения были суммированы в Тектонической карте нефтегазоносных провинций под редакцией В.С. Старосельцева, а также в карте нефтегеологического районирования выполненной ВНИГНИ в 2009 году. Крупнейший и современный вклад в исследования этого региона был внесен работами научных коллективов ООО НПЦ «Геостра» (В.А. Балдин), «Сибнефтегеофизика» (С.Н. Варламов), Таймырнефтегеофизика (В.А. Казаис, Д.Г. Кушнир), Южморгеология (В.И. Савченко), МГУ (А.М. Никишин, А.В. Ступакова).

В настоящее время Енисей-Хатангский региональный прогиб (ЕХРП) является одним из наиболее перспективных объектов Программы федерального геологического изучения недр, и первые скважины были пробурены именно в пределах Рассохинского мегавала. При ширине мегавала 30–45 км его длинная ось вытянута субшироотно более чем на 550 км.

Вал существенно смещен в южную бортовую зону ЕХРП, с севера обрамлен обширным и глубоким Агапским мегапрогибом, а с юга контактирует по разлому с узким Дудыптинским мегапрогибом. Вал имеет крутые асимметричные крылья (южное более крутое) и в поперечном сечении плоский свод, который увенчан (с запада на восток) Озерным, Маховым, Верхне-Кубинским, Джангодским, Тундровым, Волочанским, Новым и Курьинским локальными поднятиями. Некрупные газовые месторождения открыты на Озерной и Джангодской площадях в меловых и юрских отложениях. Нефтегазонасыщенность разреза установлена также на Верхне-Кубинской площади.

На западе ширина мегавала постепенно уменьшается и он периклинально погружается к западу, не достигая 50–60 км русла Енисея. В этой

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ФГБУ «ВНИГНИ»), Москва, Россия; korneev@vniigni.ru

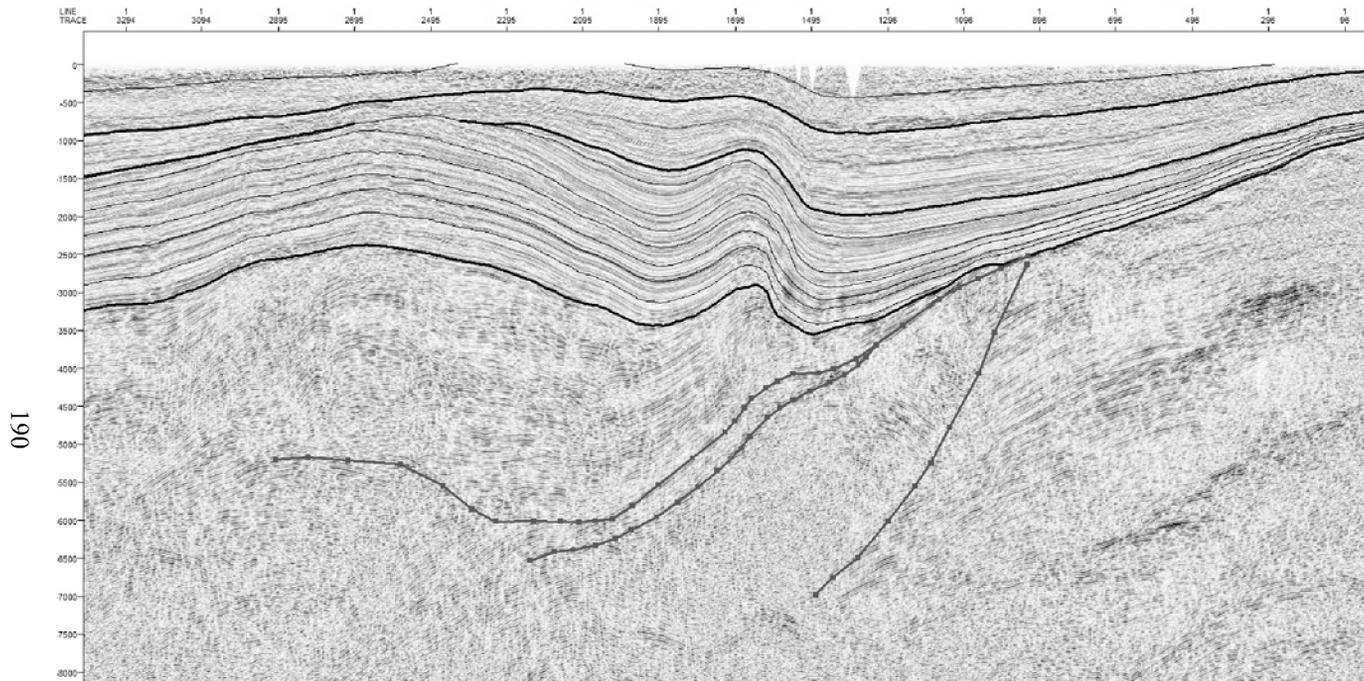


Рис. 1. Поверхность срывов-детачментов тектонических блоков на южном борту Рассохинского мегавала

зоне Рассохинский мегавал кулисообразно сочленяется с Малохетским мегавалом. Однако зона сочленения валов изучена недостаточно.

Восточная периклиналь Рассохинского мегавала осложнена многочисленными разломами и закартирована недостаточно уверенно.

В субмеридиональной полосе между Янгодо-Горбитским выступом Таймырской складчатой системы и Каменным выступом Северо-Сибирской моноклинали сводовая часть Рассохинского мегавала в районе Волочанской структуры несколько расширяется и становится симметричной. Восточный Балахнинский мегавал более ассиметричен, и его сводовая часть е приурочена к северному притаймырскому склону.

В сводовой части Рассохинского мегавала отмечается полное отсутствие или небольшие мощности (до 500–700 м) меловых пород, но установлено широкое развитие юрских толщ значительной мощности, в подошве которых прослеживается эрозионное несогласие. Обращает на себя внимание изменчивость степени дислоцированности мезозойских отложений вдоль простирания осевой части Рассохинского мегавала. Считается, что юрские и триасовые отложения повсеместно дислоцированы неконформно, причем степень неконформности возрастает с запада на восток. Палеозойские отложения дислоцированы по автономному плану. Они погружаются к западу от центра Рассохинского мегавала (от Волочанской площади) и в этом же направлении уменьшается интенсивность дислоцированности юрских пород, что нельзя сказать о триасовых отложениях, которые дислоцированы специфично. Таким образом, дисгармония и автономность – характерные черты строения юрских, триасовых и палеозойских толщ по оси Рассохинского мегавала.

По всем сечениям наблюдается развитие по крыльям вала крупных разрывов. Особенно характерен глубинный разлом на южном крыле, по которому отмечаются явления надвигания сводовой части вала на юг или поддвигание палеозойского основания с юга на север. Примечательной особенностью Рассохинского мегавала является разрыв в сводовой его части меловых и верхнеюрских отложений, связанный с воздыманием и эрозией. Широкая полоса размыва прослеживается преимущественно в верхней части северного крыла, по которому Рассохинский мегавал сопрягается с Агапским выступом.

Северное крыло Рассохинского мегавала и его западная периклиналь относительно пологи и в меньшей мере осложнены разломами. Значительный явный разрыв неокотских и верхнеюрских отложений (местами до лейаса) закартирован сейсморазведкой и подтвержден бурением в широкой сводовой полосе от северо-восточной периклинали до Джангодской площади на левобережье р. Пясины.

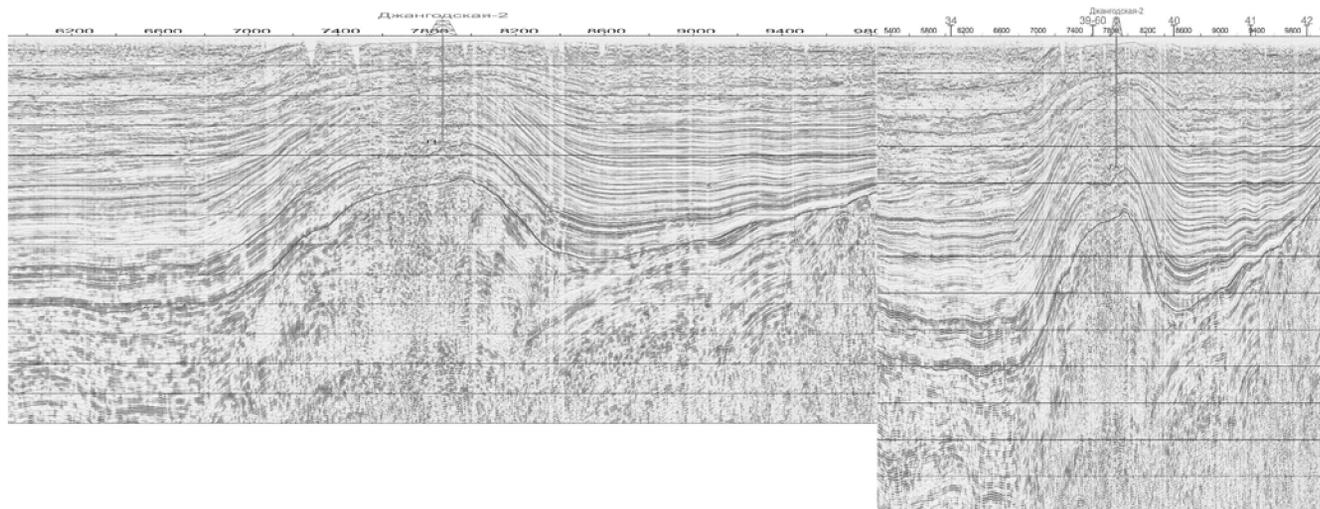


Рис. 2. Фрагмент изображения сейсмического профиля с различным соотношением вертикального и горизонтального масштаба

Наличие регулярной сети субширотных и субмеридиональных сейсмических профилей создают идеальные условия для палеотектонического анализа. Однако, ошибочное привычное представление сейсмического разреза в масштабе 1/20 (соотношение вертикального к горизонтальному масштабу) сильно затушевывает механизм деформаций (рис. 1). Крупные высоконтрастные антиклинории получаются только из-за этого сжатия в масштабах. На самом деле горизонтальное сжатие Рассохинского вала составляет не более 5 км по сейсмическим данным.

Традиционно считается, что валы в ЕХРП связаны с коллизией Таймырского орогена и Сибирской платформы [1]. На самом деле эти валы образуют единую тесно связанную систему антиклинальных валов, получившую даже собственное название – Обско-Лаптевская гряда [3]. Западный элемент этой гряды – Мессояхский вал (или порог) находится почти в центре севера Западной Сибири и его образование никак не может быть связано с Таймырским блоком, а Нордвикский вал на востоке вообще обязан своему происхождению соляно-купольной тектонике. Механизм образования столь разнородных структур может быть объяснен в рамках концепции гравитационной геодинамики, примененной при детальном палеотектоническом анализе сейсмопрофилей [5].

Анализ тектонической истории Рассохинского мегавала может быть проведен только в рамках общего анализа развития, по крайней мере западной части ЕХРП.

Северная окраина Сибирского континента в течение своей палеозойской истории являлась пассивной окраиной с типичным для них площадным карбонатно-терригенным осадконакоплением. Эта северная пассивная окраина Сибирского континента в конце пермского – начале триасового периодов подверглась окраинно-континентальному рифтингу, в результате которого её обширный фрагмент был отчленен и отодвинут на север. Между континентальными массивами образовалось зияние в 70–80 км на западе ЕХРП и около 50 км в центре (по мнению А.П. Афанасенкова и А.Н. Обухова), т.е. протяженность зоны развития океанической коры достигла 800 км. При этом происходил мощный вулканизм, создавший трапповое плато площадью более 1,5 млн кв. км. В настоящее время фрагменты нижнетриасового плато разорваны и отодвинуты друг от друга на десятки и сотни километров. В результате рифтинга образовался региональный уклон, по которому произошло гравитационно-геодинамическое оползание нижне-палеозойских терригенно-карбонатных компетентных толщ в рифтовую долину (по мнению А.Н. Обухова). При этом сползшие блоки, перекрывали спрединговые вулканические формации, а в южной прибортовой зоне под валом должны происходить надвижки-шарьяжи, по которым происходит сдвигание па-

леозойских пластин. Таким образом, в основании глубоких прогибов под Рассохинским валом мы имеем постоянно сползающее палеозойское основание, которое при своем движении деформирует мезозойские толщи. Таким образом, в средне-позднетриасовое время начавшееся заложение ЕХРП происходит при постоянном движении бортового палеозойского основания во внутрь впадины. Такая сложная история тектонических движений требует детальной сейсмогеологической интерпретации всего объема сейсмических данных по Рассохинскому валу с учётом прилегающих территорий. Очевидно, что инверсионные движения сильно изменили первоначальное залегание среднетриас-юрско-меловых отложений и их палеотектоническая и палеогеографическая интерпретация могут сильно измениться при учете гравитационно-геодинамической модели. А это изменяет прогноз нефтегазоносности. В частности, в сводовой части Рассохинского мегавала нижние формации мезозоя могут быть существенно глинистыми, в бортовых частях возможны зоны улучшенных коллекторских свойств. Это может быть связано с большей реологичностью (пластичностью) глинистых формаций, по сравнению с более жесткими песчаными. Эти явления наблюдаются на ряде сейсмических профилей, и требуют дальнейшего анализа.

Возвращаясь к нефтегазоносности региона следует отметить что, выявленные залежи нефти и газа на Озерной и Джангодской площадях размещаются не в зоне свода Рассохинского мегавала, а на северном пологом склоне, здесь могут быть найдены новые залежи углеводородов. В целом огромный, высокоамплитудный Рассохинский мегавал покрыт региональной сейсморазведкой ОГТ, которая недостаточно проинтерпретирована в тектоническом отношении, здесь необходимы новые подходы и анализ горизонтальных движений исключительно по сейсмическим профилям. Это сейчас возможно, и приводит к новым неожиданным выводам. Задача по актуализации тектонической модели ЕХРП является наиболее интересной и является отправной точкой в рамках продолжения изучения нефтегазоперспективных зон данного региона. Решения, предложенные новой тектонической моделью ЕХРП, позволят более эффективно и целенаправленно планировать геолого-поисковые работы.

Литература

1. Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковичина Е.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 23–42.

2. Конторович В.А. Тектоника и нефтегазоносность западной части Енисей-хатангского регионального прогиба // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 8.

3. *Балдин В.А., Кунин К.Н., Кунин Н.Я.* Новые представления о строении и генезисе диагональной системы мегавалов в Енисей-хатангском прогибе // Геология нефти и газа. 1997. № 3.

4. *Кушир Д.Г.* Глубинное геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Приенисейской полосы Таймыра и Гыдана // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2016. Т. 11, № 1.

5. *Обухов А.Н.* Гравитационная геодинамика и при нефтегазопроисковых работах // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 2015. С. 41–46.

6. *Старосельцев В.С.* Тектоническая карта нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. М 1:5 000 000 / В.С. Старосельцев, Н.В. Мельников, М.П. Гришин и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2005.

7. *Тальвирский Д.Б.* Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 168 с.

М.К. Коско, Е.А. Кораго, Н.М. Столбов¹

Тектоника восточно-арктического шельфа России

Совершенствование тектонических моделей Российской Арктики является важнейшим из приоритетов ВНИИОкеангеологии им. И.С. Грамберга. Восточно-Арктический шельф России подразделяется на Лаптевский и Восточносибирско-Чукотский седиментационные бассейны, разделенные Ломоносовско-Святоносским поднятием. Консолидированная кора перекрыта складчатым фундаментом и осадочным чехлом. Складчатый фундамент образован Таймыро-Североземельскими герцинидами – ранними киммеридами, поздними киммеридами Северо-Востока Евразии и, возможно, элсмиридами.

В Лаптевском бассейне возраст чехла апт–позднекайнозойский, и только вблизи побережья Таймыра и Северной Земли в чехле предполагаются также позднепалеозойские и юрские отложения.

Восточносибирско-Чукотский бассейн включает Новосибирскую мегавпадину и Северо-Чукотский и Южно-Чукотский прогибы, разделенные Врангелевско-Геральдской грядой. Южно-Чукотский прогиб заполнен меловыми–кайнозойскими отложениями мощностью обычно до 4–5 км, залегающими на позднекиммерийском фундаменте. Новосибирская мегавпадина и Северо-Чукотский прогиб располагаются скорее

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ФГБУ "ВНИИОкеангеология"); mkosko@mail.ru; evgeny.korago@gmail.com; onaimo@centurion.vniio.nw.ru

всего на элсмирском складчатом фундаменте. На юге вдоль фронта поздних киммерид присутствуют краевые прогибы.

В ряду событий, знаменующих главные этапы тектонической истории региона, отметим общую для Арктики геодинамическую перестройку на рубеже олигоцен / миоцен, когда в центральной Арктике морские мелководные и пресноводные обстановки сменились глубоководными условиями, близкими к современным.

На шельфе преобладает континентальная земная кора байкальского возраста консолидации. Метаморфические комплексы и гранитоиды с изотопными возрастами, близкими границе неопротерозоя и фанерозоя широко представлены в Таймыро-Североземельской складчатой области, выходят на дневную поверхность на о-вах Врангеля, Жаннетты и Генриетты.

На западной периферии Лаптевского седиментационного бассейна осадочный чехол подстилается комплексами Таймыро-Североземельской области. На о.Октябрьской Революции складчатость и орогенный магматизм относятся к герцинской эпохе. Здесь распространены мелководные, лагунные и, возможно, наземные терригенные, карбонатные и терригенно-карбонатные формации ордовикского, силурийского и девонского возраста. Известны также кембрийские терригенные ритмично-слоистые отложения. Структурный стиль герцинид – гребневидные антиклинали и изометричные мульды платформенного типа. Южнее на о. Большевик и в Центрально-Таймырской области присутствуют смятые и расчешуенные древние метаморфиты с гранитами возрастом 920–850 млн лет, а также неопротерозойские карбонатные толщи, островодужные комплексы и офиолиты, осадочные отложения от вендского до раннекаменноугольного возраста. Эти образования интродуцированы позднепалеозойскими гранитами. Еще далее на юг складчатая структура образована карбонатными и терригенными мелководными толщами от ордовикского до пермского возраста и верхнепермским-нижнетриасовым комплексом, включающим вулканогенно-осадочные толщи и траппы Сибирской провинции. Подошвой осадочного чехла в северной зоне служит верхнепалеозойское структурное несогласие, в центральной и южной зонах – предъюрское несогласие.

На большей площади моря Лаптевых и в прибрежной зоне Восточно-Сибирского и Чукотского морей складчатый фундамент представлен Верхояно-Колымскими и Новосибирско-Чукотскими поздними киммеридами, присутствуют также комплексы Южно-Ануйской сутуры.

На юго-востоке о-ва Большого Ляховского обнажены метаморфизованные базиты и ультрабазиты палеозойско-мезозойской офиолитовой ассоциации, слагающие тектонические пластины совместно с терриген-

ным флишем. Изотопные возрасты офиолитов показывают разброс от раннего палеозоя по начало мела включительно. Завершение формирования чешуйчатой структуры в среднем мелу определяется внедрением гранитоидов. На акваторию с Чукотки проецируются средне-верхнепалеозойские базальт-кремнисто-карбонатные толщи задуговых бассейнов, островодужные вулканы, габброиды с плагิโอгранитами, триасовый флиш, а также мантийные гипербазиты с глаукофановыми сланцами. Здесь уверенно датировано начало формирования офиолитов до среднего триаса.

На западе Новосибирско-Чукотской системы на островах Анжу распространены отложения от ордовикских до раннемеловых. В палеозое преобладают мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные формации с бассейновыми глинисто-кремнисто-карбонатными фациями в силуре и среднем девоне. Обстановка карбонатного шельфа сменяется в позднем девоне рифтовым режимом с накоплением турбидитов и основным магматизмом.

Граница палеозоя и мезозоя совпадает с перерывом и корой выветривания в подошве индских слоев. В это же время отмечены проявления основного магматизма – отголоски сибирского суперплюма. Выше в разрезе следуют триасовые и юрские аргиллиты и глины, алевропелиты с редкими алевролитами и песчаниками.

Волжские–берриасские обломочные осадки с пачками турбидитов накапливались в орогенных прогибах вдоль границы с Южно-Анжуйской сутурой. На удалении от Южно-Анжуйской сутуры поздне-киммерийский тектогенез отмечен несогласием в основании аптальбской угленосной формации и кислым вулканизмом.

В восточном сегменте Новосибирско-Чукотской системы в дополнение к известным на западе комплексам присутствуют выходы консолидированной коры на о. Врангеля и на востоке Чукотского полуострова. На о. Врангеля метаморфические сланцы по кислым и основным вулканитам с аркозовыми метапесчаниками образуют надвиговые пластины. На востоке Чукотки внешние зоны позднемеловых гранито-метаморфических куполов образованы биотитовыми парагнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, мраморами мезозоопротерозойского возраста. Ордовикские-нижнедевонские мелководные карбонатные отложения здесь, в отличие от западных районов, могут содержать стратиграфические перерывы. Значительно более разнообразен девонский интервал разреза, отделенный перерывом от подстилающих толщ и трансгрессивно перекрывающий кристаллический фундамент. В девоне доминируют терригенные турбидиты, переходящие в массивные зрелые песчаники с конгломератами.

Каменноугольные отложения залегают на подстилающих с разрывом, с конгломератами в основании и лагунными гипсоносными фациями в низах разреза. Выше следуют карбонатно-терригенные толщи открытого морского бассейна. Возраст пластовых тел базитов и кислых эффузивов, ранее относившихся нами к низам каменноугольного разреза, оказался байкальским (С.Д. Соколов, М.И. Тучкова, В.А. Вержбицкий, в печати). Граница девон / карбон на материке отмечена гранитоидами. Пермский разрез представлен мелководными терригенно-карбонатными и бассейновыми глинистыми и глинисто-кремнистыми высокоуглеродистыми фациями. В нижнем триасе распространены преимущественно глинистые толщи с вулканомиктовой примесью и телами основных пород. Средне- и верхнетриасовые глинисто-алевритопесчаниковые толщи формировались на прибрежном мелководье на удалении от области размыва, располагавшейся севернее.

Позднеюрский–валанжинский комплекс сложен мелководными морскими и континентальными песчаниками и вулканитами от риолитов до щелочных базальтов. В среднем мелу внедрилась основная масса орогенных гранитоидов. К позднему мелу относятся интрузии кислых двуслюдяных гранитов и завершение формирования метаморфических куполов на востоке Чукотского полуострова.

Верхояно-Колымская складчатая система простирается на северо-запад в море Лаптевых. На западе система ограничена разломами вдоль побережья Таймыра, на востоке уверенно отделяется от Южно-Аннуйской сутуры, а граница с Новосибирско-Чукотской системой условна. Южная граница поздних киммерид на суше трассируется южно-вергентными надвигами кряжей Прончищева и Чекановского.

В складчатом фундаменте на шельфе моря Лаптевых развиты те же комплексы, что и на прилегающей суше. Доаптский чехол древнего Сибирского кратона, так же как в Верхоянье и на островах Анжу, в поздне-киммерийскую эпоху преобразован в эпикратонную складчатую систему. Древнейшими стратифицированными комплексами системы могут оказаться неопротерозойские доломиты, известняки, конгломераты и песчаники. На шельфе моря Лаптевых верхоянский комплекс поздних киммерид отличается от тектонотипа отсутствием мощных толщ турбидитов. На южном побережье моря Лаптевых комплекс представлен пермскими, триасовыми и юрскими глинисто-алевритовыми породами, песчаниками, меньше – конгломератами. Осадки накапливались на морском мелководье. В верхнепермских отсадках появляется вулканогенный материал, присутствующий также в триасовых отложениях. Верхнеюрский–нижнемеловой интервал разреза вдоль южной границы складчатой системы образован существенно глинистыми осадка-

ми, которым предшествовал размыв подстилающих толщ вплоть до киммериджских. Меловой угленосный континентальный комплекс с морскими слоями в нижнем мелу залегает с размывом на слоях берриасского возраста. В верхнемеловых слоях встречаются кислые туфы.

На акватории фундамент характеризуется, по-видимому, тектонической расслоенностью, чередованием зон изоклинальных опрокинутых и прямых складок с зонами менее сжатых складок промежуточного типа внутри надвиговых пластин. Вдоль северного фронта киммерид прослежены краевые прогибы. Граница с Таймыро-Североземельской областью проходит по разломам, продолжающим на акваторию Уджинские рифты.

На внешнем шельфе фундамент, обнаженный на островах Жаннетты и Генриетты, сложен метаморфизованными вулканокластическими тонкозернистыми турбидитами, гравелитами и конгломератами. Порода смяты в складки, нарушены разломами и кливажированы. Углы падения слоев от 3–4° до опрокинутых. Структура отдельных зон смятия предполагает сдвиговые смещения. Присутствуют дайки долеритов и монцодиоритов. Позднедокембрийский возраст фундамента определен датировками цирконов из даек и вулканокластических пород.

Кембрийские и ордовикские аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки и нижнемеловые платобазальты осадочного чехла изучены на о. Беннетта. На островах Жохова и Вилькицкого чехол образован позднекайнозойскими оливиновыми базальтами и лимбургитами. В базальтах присутствуют ксенолиты мантийных ультрабазитов и мезозойских долеритов. В развалах среди вулканитов собраны позднедокембрийские гранитоиды.

Восточнее в Новосибирской мегавпадине и в Северо-Чукотском прогибе складчатый фундамент вероятно элмировский.

А.М. Кузин¹

Взаимодействие вод мирового океана и континентальной коры как возможный источник тектонической активизации

По последним данным стабильный уровень мирового океана, несмотря на интенсивное таяние ледников и высвобождение огромного объема воды вызван значительным поглощением воды континенталь-

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия; amkouzin@yandex.ru

ной земной корой. За последние десять лет континенты Земли впитали в себя более 3 триллионов тонн воды. Этот процесс замедляет подъем уровня Мирового океана на 20% [13]. Практически все области водообмена граничат с мировым океаном, что указывает на участие морской воды в их функционировании. Установлено, что интервал внедрения морской воды в глубину островов может достигать 150 км, вертикальное проникновение атмосферных и морских вод оценивается величиной 5–10 км [1]. В качестве примера в работе приводится вулкан Аскья (Исландия), где в кислых ксенолитах были получены низкие значения O^{18} (до $-7 \div -10 \text{ ‰}$). Опускание острова со скоростью около 1 км/млн лет позволяет предположить, что измененные породы могут опускаться до глубины приблизительно 25 км, что в свою очередь, позволяет объяснить образования кислых пород вулкана Крабла, на одном из крупнейших термальных полей Исландии. Высокая диэлектрическая проницаемость воды обеспечивает её проникновение в среднюю и, возможно в нижнюю части консолидированной коры, что ведет к перераспределению преобладающего фазового состава флюида. Гидратация земной коры сопровождается её преобразованием, часть свободной воды переходит в связанную [11]. На воздействии перегретых вод основано замещение огромного объема сиалической части фундамента и осадочного чехла трапповыми формациями и перераспределения кремнезема в земной коре [7].

Восходящие потоки порождают платформенные депрессии, проявляющиеся в покровных излияниях базальтов с последующим развитием трапповых формаций [9]. Чем древнее земная кора, тем больше в ней должны быть относительные потери наиболее подвижных химических соединений и вынос их в верхнюю часть коры. Различие по содержанию кремнезема молодых и древних платформ ранее обосновывалось в работе [10], как следствие процесса приращения континентальной коры за счет океанической.

Кратоны в основном находятся в области отсутствия водообмена, а области современного интенсивного водообмена коррелируются с нефтегазоносными районами. Это хорошо согласуется с данными глубинных исследований [3]. Так, под щитами древних платформ (Балтийским, Украинским, Канадским, Австралийским) волновод выделяется отдельными участками. В коре молодых платформ волновод распространен шире и преимущественно в среднем слое, когда как на щитах в верхнем слое коры.

В работе [4] было показано, «что существует тесная корреляция между возрастом платформ, и типом зависимости $K(H) = V_{cp}/V_{cs}$ от мощности кристаллической коры (H): значения V_{cp}/V_{cs} (V_{cp} и V_{cs} средние значения скорости продольных и поперечных волн) в земной коре докем-

брийских платформ увеличивается с ростом H . Для эпипалеозойских плит, герцинских и каледонских орогенных областей, отмечается обратное соотношение, но при равных значениях H отношения V_{cp}/V_{cs} существенно различны». Графики прямых $K(H)$ были проинтерпретированы как зависимости от содержания SiO_2 в земной коре. Сопоставление зависимостей $K(H)=V_{cp}/V_{cs}$ для Северо-Восточной Евразии с картой месторождений полезных ископаемых выявило четкую закономерность их локализации по границам блоков с различным характером поведения графиков $K(H)$, включая углеводороды [4].

В работе [6] была обоснована флюидная природа различия графиков V_{cp}/V_{cs} для докембрийских и фанерозойских платформ. Наиболее подвижными химическими элементами и соединениями являются флюиды, отсюда формирование различий распределения V_{cp}/V_{cs} с глубиной для платформ должно быть связано с преобразующей ролью флюида. Сопоставление экспериментальных и теоретических зависимостей V_p/V_s от содержания воды и кремнезема показывает, что первая (H_2O) почти в два раза больше чем вторая (SiO_2). Если для докембрийских платформ значения V_{cp}/V_{cs} лежат в интервале от 1.72 до 1.77 ($H=35$ км), то для фанерозойских платформ от 1.70 до 1.84 (прямые 4, 5, 6, 8). В краевых прогибах и молодых платформах происходит активное выделение газовой фазы флюида, жидкая фаза преимущественно представлена несвязанной водой (рис. б), в докембрийских платформах вода в нижней и средней коре находится уже в связанном состоянии. Графики $K(H)$ для архейских и фанерозойских платформ (рис. а) отражают процесс изменения континентальной коры, вызванного преобразованием воды из свободной в физически и химически связанную. Это подразумевает присутствие разнонаправленных глубинных транспортных флюидных систем, обеспечивающих сквозькоревый перенос, не только газообразной фазы флюида, но и его жидкой фазы. В фанерозойских и более молодых структурах нижняя и средняя части коры преимущественно насыщены флюидом в газообразной форме, а верхняя часть насыщена водой.

Вода, заполняя трещинно-пористое пространство на флюидоупорах, блокирует процесс миграции газов к поверхности Земли тем самым, способствуя накоплению упругой энергии и соответственно активизации тектонических процессов [5]. Увеличением количества газа в составе флюида можно объяснить область малоинтенсивной сейсмической записи в верхней части консолидированной коры на временных разрезах МОГТ.

При среднем отношении мощностей континентальной земной коры и водного покрова мирового океана 5:1 насыщение континентальной коры водой должно порождать значительную периодическую гравита-

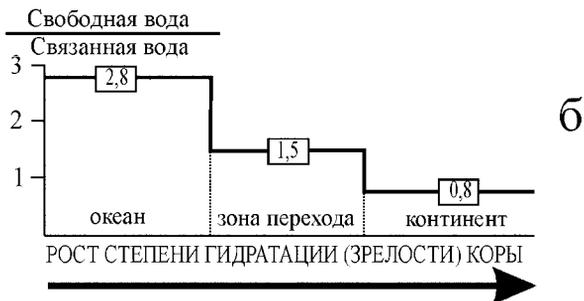
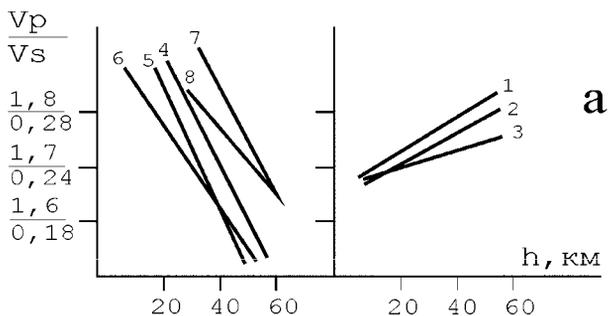


Рисунок. а – Графики зависимости отношения средних скоростей продольных и поперечных волн (V_{cp}/V_{cs}) от мощности консолидированной коры, $K(h) = V_{cp}/V_{cs}$ [4]. **б** – Изменение степени гидратации земной коры по мере ее эволюции, по [8] из [12], с сокращениями

ционную неустойчивость коры и как следствие тектоническую активизацию, раскрытие зон разрывных нарушений, увеличение глубин проникновения разломов в мантии и интенсивности процесса дегазации.

Насыщение земной коры даже незначительным количеством воды может оказывать очень сильное воздействие на активизацию тектоники, достаточно вспомнить ее реакцию на заполнение водой водохранилищ, притом, что в масштабах коры это тончайшая пленка. Анализ химического и изотопного состава природных газов землетрясений, происходящих при заполнении водохранилищ, показал, что изотопный состав этих газов отвечает глубинам тектонических землетрясений [2].

Процесс насыщения водой континентальной коры может являться одним из основных энергетических источников периодической тектонической активизации. Он позволяет объяснить импульсы дегазации на платформах и возникновение кимберлитового магматизма (образование алмазов), широкое проявление объемного или массового катаклаза в альбититах (ураноносных натриевых метасоматитов), а также образова-

ние конвективных гидротермальных систем (крупнейших месторождений углеводородов) в условиях древних платформ.

Литература

1. *Виноградов В.И.* Вертикальная аккреция в свете данных изотопной геохимии // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 356–387. (Труды ГИН РАН; Вып. 542)
2. *Войтов Г.И., Абдувалиев А.К., Абдуллаев А.У., Газалиев И.М., Денисов С.А., Орлова Т.Г., Осика Д.Г.* О некоторых особенностях газового режима подземных вод сейсмически активных областей // Гидродинамические предвестники землетрясений. М.: Наука, 1984. С. 129–155.
3. *Дерлятко Е.К., Красноцветцева Г.В., Резанов И.А.* Корреляция волноводов и электропроводящих слоев в континентальной коре // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 131–134.
4. *Егоркин А.В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. № 4. С. 25–30.
5. *Кузин А.М.* О некоторых общих свойствах флюида в геологических процессах, явлениях и закономерностях (к обоснованию единой системы геолого-геофизического изучения недр). Часть 1, Часть 2 // Георесурсы, Геоэнергетика, Геополитика. 2015. Вып. 2(12). <http://oilgasjournal.ru/top-pages/last-issue.html>
6. *Кузин А.М.* Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина: сб. тр. М.: ГЕОС, 2011. С. 276–301.
7. *Макаренко Г.Ф.* Периодичность базальтов, биокризисы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформмарк, 1997. 97 с.
8. *Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М.* Роль подземных вод в перераспределении глубинного тепла // Энергетика геологических и геофизических процессов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 46. С. 94–102.
9. *Маракушев А.А.* Новая модель формирования платформенных депрессий и приуроченных к ним стратиформных рудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 11–25.
10. *Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.
11. *Яковлев Л.Е.* Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 497)
12. *Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г.* Проблема формирования континентальной коры в свете взаимодействия «вода-порода // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. 461 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 542)
13. *Reager J.T., Gardner A.S., Famiglietti J.S., Wiese D.N., Eicker A., Lo M.-H.* A decade of sea level rise slowed by climate-driven hydrology // Science. 2016. V. 351. N 6274. P. 699–703.

**Фрагменты океанической литосферы в структуре
Исаковской аккреционной призмы (Енисейский кряж):
обоснование субдукции под окраину
Сибирского палеоконтинента в позднем неопротерозе**

Выходы серпентинитов и других пород офиолитовой ассоциации сосредоточены в северо-западной части Енисейского кряжа в пределах Исаковской зоны или Исаковского террейна [1]. Этот террейн протягивается вдоль р. Енисей на 150 км при ширине до 45 км. Его западная граница, а также северное и южное продолжения скрыты под чехлом рыхлых отложений. В южном направлении серпентиниты прослеживаются в магнитном поле вдоль Енисея и частично вскрывается р. Борисихой [2].

Мы предлагаем разделить Исаковский террейн на два пояса: восточный, примыкающий к окраине континента, и западный; оба они содержат крупные тела серпентинитов. Границей поясов служит пластина океанических метабазитов мощностью до 2 км, которая протягивается через весь террейн. Западный пояс содержит островодужные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы. Гранит-порфиры Устьпороженского массива, расположенного в западной части этого пояса, имеют возраст 697 ± 4 млн лет (циркон, TIMS) [3]. Авторы цитированной работы полагают, что продатированные ими гранитоиды имеют островодужный генезис. По предварительным данным в западном поясе присутствуют также и более молодые вулканиты вендского возраста (А.С. Варганов, устное сообщение).

В докладе речь обсуждается строение восточного пояса, который предлагается интерпретировать как аккреционную призму. Такая интерпретация уже предлагалась ранее [2, 4], но не была должным образом обоснована. Главные черты, которые позволяют обосновать такую интерпретацию – присутствие пластин, сложенных океаническими породами, и чешуйчатая структура. Наиболее ярко такие особенности проявлены в южной части Исаковского террейна.

Здесь офиолиты слагают серию тектонических чешуй, в которых вскрываются разные члены ассоциации, включающие апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, породы кумулятивного комплекса

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

² Геологический институт СО РАН, Улан Удэ, Россия

(преимущественно метаанортозиты и метатроктолиты), изотропное габбро, дайковый комплекс, metabазальты. По распределению концентраций редкоземельных и других малых элементов коровые базиты отвечают N-MORB базальтам. То есть, офиолиты восточного пояса принадлежат к сравнительно редкой разновидности, образовавшейся в обстановке океанического спрединга. Аккреционные призмы – одна из немногих геодинамических обстановок, в которых фрагменты океанской литосферы избегают погружения в мантию и выводятся на поверхность. Модель формирования аккреционных призм, сопровождающегося отслаиванием чешуй океанической коры, детально разработана Японскими геологами [напр., 5]. Возраст океанических пород, включенных в Исаковскую призму, определен в двух местах – на р. Борисихе [2] – 682 ± 13 млн лет и на р. Верхней Сурнихе [6] – 672 ± 6 млн лет (SHRIMP, циркон).

Чешуйчатая структура Исаковской призмы наиболее полно обнажена в бассейне р. Верхней Сурнихи, а также в береговых обнажениях р. Енисей выше ее устья. Здесь насчитывается несколько десятков линзовидных и пластинообразных тел пород офиолитовой ассоциации, чередующихся с осадочными породами исаковской серии. Единственный природный процесс, который мог бы привести к таким многократным сдвигам разреза – процесс непрерывного подслаивания и срезания океанической коры под аккреционной призмой [напр., 5]. Осадочный субстрат, содержащий пластины офиолитов, представлен бурошпатовыми песчаниками и сланцами, участвующими иногда в ритмичном флюидном переслаивании. Местами они сильно деформированы и милонитизированы и содержат фрагменты лиственитизированных гипербазитов. Специфический метасоматоз, приведший к образованию ромбэдров железистого карбоната, мог быть вызван флюидным потоком, пронизывающим аккреционную призму вследствие дегидратации пород в ее подошве.

Возможны два варианта интерпретации первоначально положения Исаковской аккреционной призмы. В зависимости от полярности субдукции океанической литосферы Исаковского бассейна, призма могла накапливаться либо перед фронтом активной окраины Сибирского палеоконтинента, либо на противоположной стороне этого бассейна – у подножия островной дуги, присутствие которой предполагается западнее. Во втором случае Исаковский террейн действительно должен слагать аллохтон, надвинутый на окраину Сибири во время коллизии островной дуги и континента, в первом варианте призма изначально примыкала к окраине континента. От решения этого вопроса зависит реконструкция геодинамической обстановки вдоль западной (в современ-

ной конфигурации) окраины Сибирского палеоконтинента в интервале 700–600 млн лет – была ли эта окраина пассивной или активной. Вариант активной окраины Сибири предполагался нами в работе [2]. В последующем [4] мы отказались от такой идеи по нескольким причинам. 1) Оставалось непонятным, чем могло быть вызвано преобразование пассивной окраины Сибири в активную на рубеже 700–720 млн лет. 2) Палеоструктуры Енисейского кряжа в позднем неопротерозое мало напоминали Анды, фактически здесь предполагалось существование морского бассейна. 3) Сводка наличных геохронологических данных показала, что разновозрастные вулканиты в предполагаемой активной окраине отсутствуют [4].

Вопрос о полярности субдукции может быть решен при помощи датирования детритовых цирконов в осадочных породах призмы. Если призма располагалась перед фронтом островной дуги, то она содержала бы только неопротерозойские детритовые цирконы, если же перед фронтом Сибирского палеоконтинента, то кластика должна была бы поступать с Сибири (с Сибирского кратона и неопротерозойского складчатого пояса ее Приенисейской окраины). В настоящее время продатированы детритовые цирконы из одного образца пород Исаковской серии, отобранного вблизи ее нижнего контакта. Преобладающая популяция детритовых цирконов имеет позднеархейский возраст в интервале 2.5–2.65 млрд лет, часть цирконов попадает в интервал 1.8–2.0 млрд лет. Явно сибирский снос указывает на то, что породы аккреционной призмы накапливались перед фронтом Сибирской активной окраины.

Такая интерпретация Исаковского пояса позволяет объяснить характер контакта пород исаковской серии и платформенных карбонатных пород окраины Сибирского палеоконтинента. Предполагалось, что это подошва многокилометрового аллохтона надвинутого на континентальную окраину с амплитудой несколько десятков километров [напр. 1]. Контакт вскрыт в нескольких местах вдоль р. Верхняя Сурниха и не производит впечатления подошвы аллохтона. Аналогичные и даже более интенсивные тектонические нарушения, встречаются в самой аккреционной призме вдали от контакта. Характер контакта скорее согласуется с механизмом выдавливания глубинных пород призмы в ее тылу.

Предлагаемая интерпретации оставляет нерешенными несколько вопросов. 1) В эталонном комплексе Шиманто, как и в других аккреционных призмах, многократному сдвиганию подвергаются чешуи, сложенные породами верхних горизонтов океанической коры. Если интерпретировать Исаковский террейн как аккреционную призму, то необходимо ответить на вопрос: почему здесь в чешуях присутствуют преимущественно породы нижних горизонтов океанической коры и верхов

мантии? 2) Вулканиты с возрастом 700–600 млн лет в предполагаемой активной окраине до сих пор не обнаружены. 3) Не могли ли быть продатированные нами детритовые цирконы извлечены из пластины осадочных пород пассивной окраины Сибирского континента, включенной в состав аккреционной призмы? Возможно, в докладе мы уже сможем ответить на часть из этих вопросов, в частности, мы собираемся продатировать дополнительные образцы детритовых цирконов отобранных из аккреционной призмы не удалении от ее подошвы.

Литература

1. *Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.* Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 147–168.

2. *Кузьмичев А.Б., Падерин И.П., Антонов А.В.* Позднерифейский Борисинский офиолитовый массив (Енисейский кряж): U-Pb возраст и обстановка формирования // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49. № 12. С. 1175–1188.

3. *Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.* Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса – индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // *ДАН*. 2001. Т. 381. № 6. С. 806–810.

4. *Kuzmichev A.B., Sklyarov E.V.* The Precambrian of Transangaria, Yenisei Ridge (Siberia): Neoproterozoic microcontinent, Grenvilleage orogen, or reworked margin of the Siberian craton? // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. V. 115. P. 419–441.

5. *Kimura G., Ludden J.* Peeling oceanic crust in subduction zones // *Geology*. 1995. V. 23. P. 217–220.

6. *Кузьмичев А.Б.* О результатах датирования метагабброидов Исаковского офиолитового пояса (Енисейский кряж) по цирконам // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)*. Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. Т. 1. Иркутск, 2009. С. 154–155.

U/Pb-изотопные возрасты и Lu/Hf-изотопно-геохимических систематика обломочных цирконов из ордовикских толщ Кокчетавского массива, Южного Урала и Прикаспия

В строении западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), включающей Северный Казахстан и Южный Урал, и прилегающей к нему части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), выделяется большое количество тектонических зон, в строении которых участвуют ордовикские терригенные и терригенно-карбонатные комплексы. Они, как правило, начинают палеозойские разрезы и со структурным несогласием залегают на докембрийских образованиях или слагают отдельные тектонические пластины.

Нами получены результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопно-геохимических характеристик обломочных цирконов (*dZr*) из песчаников ордовикских толщ, распространенных в разных тектонических зонах вдоль трансекта КУБ (Кокчетав – Урал – Балтика) (рис. 1). Изучены *dZr* из проб:

1) кварцевых песчаников, залегающих в низах и верхах ниже-среднеордовикской терригенно-карбонатной толщи, начинающей палеозойский разрез Марьевской зоны западной части Кокчетавского массива Северного Казахстана (КМ) (пробы Z14-108 и Z14-115);

2) полимиктовых и кварцевых песчаников, обнаженных по рекам Средний Тогузак и Караталы-Аят и участвующих в строении разреза ниже-среднеордовикской тогузак-аятской свиты в Зауральской зоне (пробы R14-360 и R14-355/1);

3) кварцевых и аркозовых песчаников, обнаженных на г. Маячной и у пос. Рымникский ниже-среднеордовикской маячной и рымникской свит Восточно-Уральской зоны (пробы R14-228 и R14-310).

4) кварцевых песчаников нижеордовикской кидрясовской свиты из района с. Кидрясово в Сакмарской зоне (пробы R09-085 и K07-007);

5) кварцевых песчаников ордовикской сухолядской толщи Краклинского аллохтона (проба R14-226);

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Институт Физики Земли РАН, Москва, Россия

⁴ Университет Маквори / центр GEMOK, Сидней, Австралия

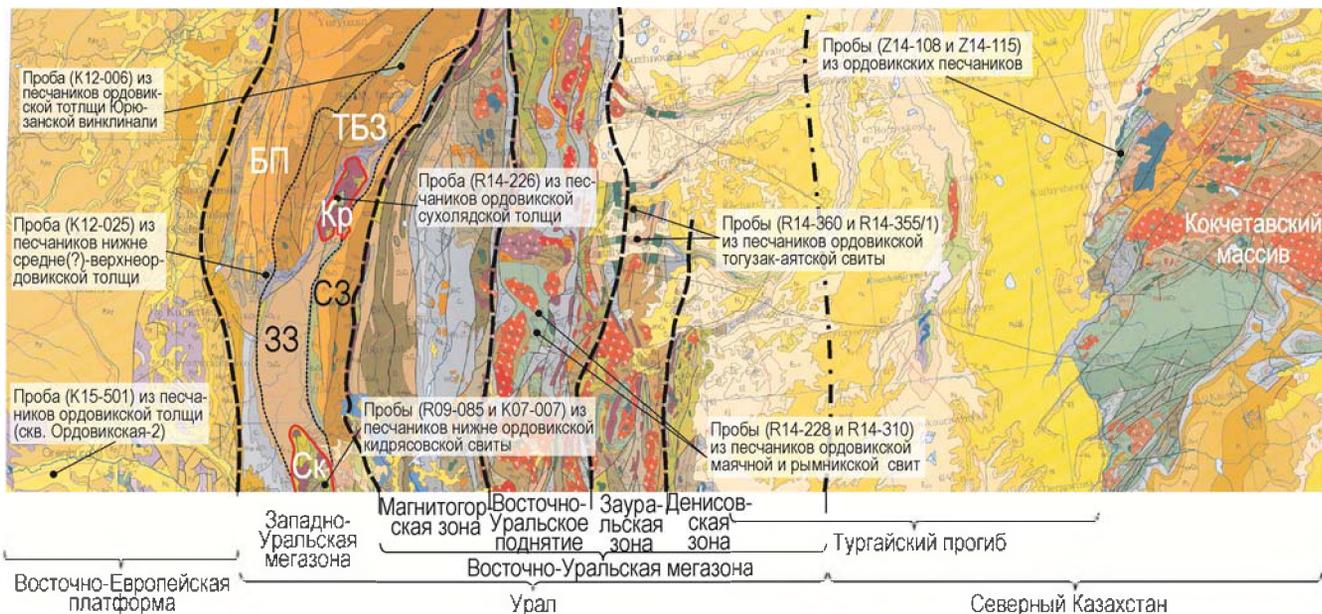


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая взаимное расположение основных тектонических зон Южного Урала и Северного Казахстана.

В качестве основы использована Международная геологическая карта Центральной Азии и прилегающих территорий, масштаб 1 : 2 500 000 (2008). На схеме показаны места отбора проб ордовикских пород вдоль трансекта **КУБ**, а также места отбора референтных проб, характеризующих наборы геохронологических и изотопно-геохимических данных Казахские и Балтийские источники сноса. Черная жирная штрих-пунктирная линия – условная граница между Зауральской зоной (восток Южного Урала) и структурами Северного Казахстана. Красные линии – контуры Кракинского (Кр) и Сакмарского (Ск) аллохтонов, сложенных комплексами, характерными для структур Восточно-Уральской мегазоны и надвинутыми на комплексы и структуры Западно-Уральской мегазоны.

Остальные сокращения на схеме: БП – Башкирское поднятие, ТБЗ – Таганайско-Белорецкая зона (тектоническая единица) поднятия Уралтау, СЗ – объединенные Суваньякская и Максютинская зоны (тектонические единицы) поднятия Уралтау, ЗЗ – Зилаирская зона (синклиорий/прогиб)

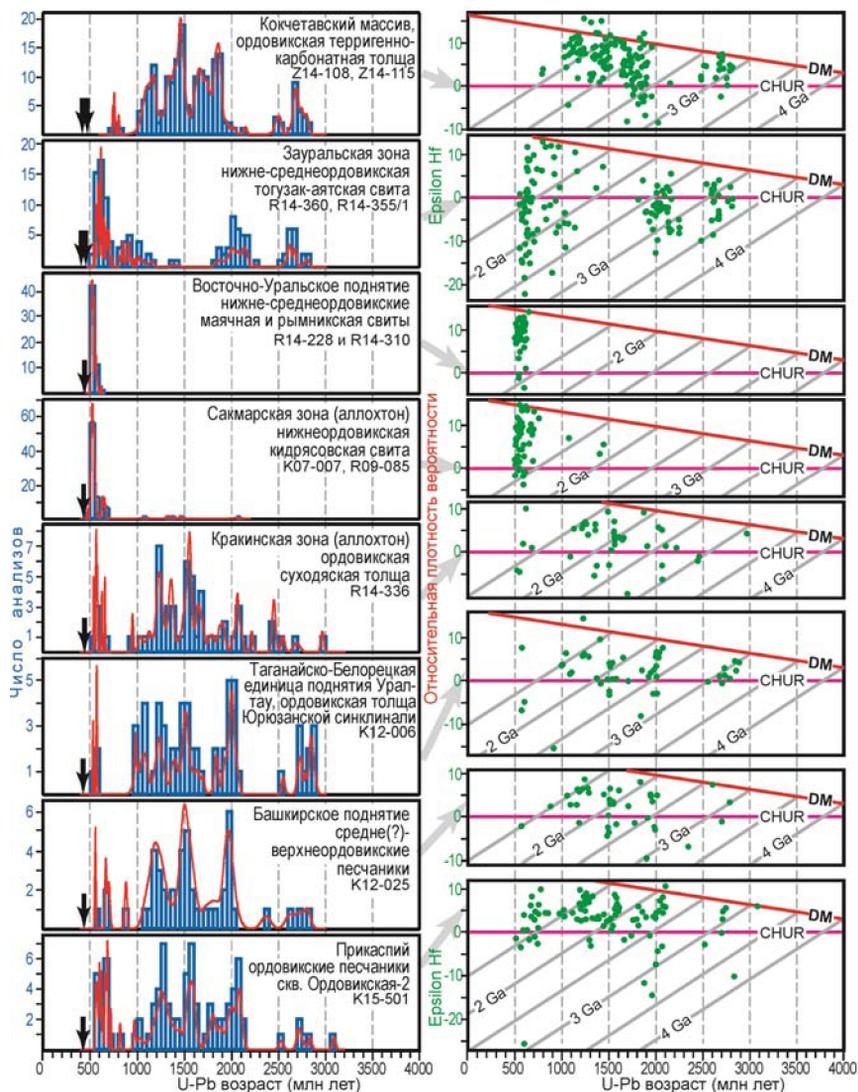


Рис. 2. Результаты (сгруппированные по зонам) изучения dZr из песчаников, участвующих в сложении ордовикских толщ разных тектонических зон вдоль трансекта КУБ

6) существенно кварцевых песчаников тирлянской (набиуллинской) свиты Юрюзанской синклинали в Таганайско-Белорецкой единице поднятия Уралтау (западное крыло Башкирского антиклинория) (проба К12-006);

7) существенно кварцевых средне(?)-верхнеордовикских песчаников правобережье широтного течения р. Белой, залегающих в основании палеозойского разреза на юге Башкирского поднятия (проба К12-025);

8) существенно кварцевых песчаников ордовика, вскрытых скв. 2-Ордовикская в Соль-Илецком блоке, расположенном на стыке ВЕП с Прикаспийской впадиной и Предуральским прогибом (проба К15-501).

Полученные результаты сведены на рис. 2. Их анализ позволяет сделать следующие выводы:

1. Ордовикские песчаники, распространенные вдоль трансекта **КУБ**, сформированы за счет накопления продуктов разрушения комплексов, участвующих в строении питающих провинций, существенно различающихся коровой изотопной эволюцией.

2. В изученных ордовикских песчаниках **КМ** доминируют **dZr** с возрастами от 1 до 2 млрд лет, минимально представлены зерна архейского возраста и единичные **dZr** с возрастом 700-800 млн лет.

3. Отличительными особенностями **dZr** из ордовикских песчаников разных зон Южного Урала является присутствие значительного количества зерен мезопротерозойского, эдиакарского и кембрийского возраста, источники которых не выявлены в Волго-Уральской части платформы. Это позволяет предполагать, что формирование ордовикских обломочных пород из разных тектонических зон Южного Урала происходило не только за счет разрушения древних кристаллических комплексов Волго-Уральской части Балтики.

4. Потенциальными источниками мезо- и неопротерозойских **dZr**, выявленных в ордовикских породах из разных зон Южного Урала, могли быть подстилающие эдиакарские вулканогенно-осадочные комплексы и гранитоиды Сакмарской зоны (Эбетинская антиформа) и зоны Уралтау, мезопротерозойские комплексы Ишеримского блока Среднего Урала, комплексы кадомид фундамента Скифско-Туранской плиты и Протоуральско-Тиманого орогена.

5. В большинстве изученных проб преобладают обломочные цирконы с характеризуются значениями $\epsilon_{\text{Hf}} > 0$, что позволяет предполагать их источниками породы ювенильной коры или породы с незначительной примесью древнего корового материала. Среди обломочных цирконов Зауральской зоны, напротив велика роль зерен со значениями $\epsilon_{\text{Hf}} < 0$, что свидетельствует о преобладании среди источников сноса пород древней континентальной коры.

Работа выполнена по теме «Тектонические обстановки и хронология процессов формирования континентальной коры западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и Урала» и при поддержке РФФИ (проекты 16-05-00259 и 16-05-00519). Анализы и их обработка выполнены за счет средств проекта РНФ (№14-27-00058) и МОН РФ (№ 14.Z50.31.0017), соответственно.

В.С. Куликов, В.В. Куликова¹

К тектонике зоны перехода от докембрийского Фенноскандинавского континента к Московскому морю (океану)

Территория Фенноскандинавского щита принадлежит природной стране Фенноскандия [Ramsay, 1898]. Его юго-восточная окраина стыкуется с венд-фанерозойскими комплексами Русской плиты. Однако достоверно восточная граница с Русской (Восточно-Европейской) равниной до сих пор однозначно не определена, т.к. установить ее положение из-за отсутствия на территории РФ наблюдаемых на поверхности контактов докембрийского щита и плитного венд-фанерозойского чехла невозможно, поскольку они полностью перекрыты четвертичными образованиями мощностью иногда до 100 м. Это обстоятельство не позволяет квалифицировать границу щита и плиты как наблюдаемую, а относить ее к разряду предполагаемых. В то же время остается популярным представление о существовании ее активной современной сейсмичности в зоне так называемой «флексуры Полканова» по южной периферии щита. Она не обоснована геофизическими полями и геологическими данными за исключением своеобразного теплового поля, которое имеет максимальные (по градационной линейке) величины на территории Кенозерья, по южному обрамлению Онежского озера и на Карельском перешейке, а также рисунком на ЮЗ Балтийско-Ладожского глинта и на ЮВ – Кенозерским уступом (рисунок) (по нашему мнению, продолжением вышеуказанного глинта) венд-фанерозойских образований. В зоне сочленения щита и плиты располагается Кенозерский национальный парк (КНП) протяженностью с Ю на С 72 км и с З на В 27 км.

¹ Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия



Рис. 1. Направления сноса и места возможного отложения рудных минералов под воздействием ледника. Четвертичные рыхлые отложения. 1 – дельты, краевые морены и озерно-ледниковые осадки; 2 – положения ледникового края и направление его движения; 3 – плавающий край ледника; 4 – уровень водоема и айсберги; 5 – массивы мертвого льда. Коренные породы фундамента. 6 – карбонатные породы карбона, 7 – песчано-глинистые толщи венда и девона, 8 – предполагаемые кимберлитовые трубки неясного возраста, 9 – вулканогенно-осадочные нижнего протерозоя, 10 – нерасчлененный комплекс архейского и протерозойского возраста (Водлозерский блок), 11 – предполагаемые направления сноса рудных минералов

На спутниковых картах Google Earth к ЮВ от КНП авторами выделены кольцевые «космические» структуры: Кенозерская (ГКККС), Няндомская (НКС), Лачская (ЛКС) диаметром около 80 км. Наиболее перспективной для изучения в плане понимания особенностей приграничной территории Русской плиты представляется ГКККС. Ее контуры прослеживаются по СЗ краю общей дугообразной формой и ленточными очертаниями заливов и проливов оз. Кенозеро (глубина до 120 м) от ЮЗ его оконечности вдоль долины р. Порженка на Ю и ЮВ к оз. Лекшмозеро (глубина до 30 м) и далее к оз. Лача (максимальная глубина 5 м). Северный отрезок дуги «кольца» подчеркивается долиной р. Кена, а южный – краем «Каргопольской Суши» (сплошные выходы на поверхность ко-

ренных закарстованных карбоновых толщ доломитов, известняков, мергелей касимовского и гжельского ярусов карбона, западный, менее выразительный, – болотами долин рек Б. Поржа и Волошка. Контуры ГКККС контролируются максимальными значениями теплового поля, а также полями силы тяжести, когда центральная часть представлена минимумом значений. В геологическом строении ГКККС с учетом территории КНП принимают участие докембрийские (от палео- до неоархея, палеопротерозоя, ранее описанные авторами и венда), фанерозойские (девонские, карбоновые, частично, пермские) и четвертичные комплексы. Особенность природного ландшафта КНП – сочетание максимумов гравитационного поля, геохимических аномалий и кольцевое расположение озер вокруг них обусловлена скрытыми карстовыми воронками, которые являются путями перемещения ряда микроэлементов с образованиями в почвенном слое ртутных, солевых Ni-Cu-Co и др. аномалий. Алмазонасные кимберлитовые трубки взрыва на С Архангельской области (СВ ВЕП) и находки алмазов в районе оз. Лекшмозера служат стимулом для дальнейшего изучения геологического строения этой территории.

Палеорекострукция для ГКККС со значительными допущениями может выглядеть следующим образом. К началу венда территория ЮВ Фенноскандии представляла собой мелководье, где выделялись как острова палеопротерозойские потухшие вулканы хребта Ветреного Пояса, а также сложенные метаморфическими сильно измененными породами небольшие возвышенности в виде невысокой слабо волнистой местности. Вопрос о следах лапландского оледенения пока остается открытым. Отсутствие образований нижнего палеозоя (кембрия–силура), вероятно, связано с их размывом, который сменился в девоне и карбоне трансгрессией моря. С отступлением древнего карбонового моря, вероятно, вдоль Фенноскандинавского материка в пермское время происходило обмеление и закрытие прибрежных водоемов, «закольцовывание» – ? сохранившихся осадочных толщ. В противном случае, кольцевые структуры могут отражать особенности строения докембрийского фундамента, в том числе наличие девонских магматических очагов кимберлитовой (?) природы.

Кенозерский уступ, как и весь Балтийско-Ладожский глинт, вероятно, начал формироваться тектонических процессов в мезозое (в мелу-?), в начальной стадии открытия палеоатлантического океана. Они нашли отражение в образовании рифтогенной структуры в районе г. Осло и др. участков Фенноскандинавского материка. Значительная активизация мезозойских разломов связана с ледниковыми эпохами. Кенозерский сегмент глинта стал барьером для накопления разрушенных пород

щита (см. рисунок), но также в своем основании подвергался водной эрозии, наиболее сильной на Балтийско-Ладожском отрезке. Это, на взгляд авторов, стало решающим фактором для определения современной водной границы Фенноскандии, которая проводится по системе морей, озер и рек, окаймляющей современный Фенноскандинавский щит.

Она от Балтийского моря до Баренцева разделяется на три отрезка: Западный, Центральный и Северный, отличающимися своим геологическим строением, ландшафтами, растительностью и др. признаками. Западный (Балтийско-Онегоозерский) отрезок, общая длина которого составляет около 750 км, включает три крупных водоема (Финский залив Балтийского моря, Ладожское и Онежское озера), соединяющихся последовательно двумя рр. Невой и Свирью, где их левые побережья отнесены к Русской равнине, а правые – к Фенноскандии. Неоднозначным тогда оставалось положение ГФ в пределах названных водоемов, у которых южные берега сложены венд-фанерозойскими осадками, а северные – докембрийскими образованиями. Авторы предлагают для ее проведения руководствоваться геологическим строением островов в этих водоемах: если они сложены венд-фанерозойскими породами, то и окружающая южная часть акватории относится к Русской равнине, а остальная северная – к Фенноскандии. В таком случае ГФ проходит по Финскому заливу от западной госграницы РФ на восток южнее о. Хогланд (образованного преимущественно протерозойскими гранитами рапакиви), но севернее о-вов Мощный, Сескар и Котлин, сложенных вендскими осадками) до устья р. Нева (главное русло).

В Онежском озере ее предлагается проводить от истока р. Свирь на север по западному побережью озера до административной границы Ленинградской обл. с Карелией, продолжить по административной границе Карелии с Ленинградской и Вологодской областями до восточного побережья (южнее оз. Муромское) и затем вдоль восточного берега до устья р. Водла. *Центральный* (Водлинско-Онегореченский) отрезок ГФ проходит по водосборным бассейнам р. Водла на западе и р. Онега на востоке. Проведенные авторами в 2013 г. полевые работы на территории Кенозерского национального парка позволили выявить такое место с координатами E 38003°30' и N 61048°45' в 2 км южнее быв. дер. Масельга Каргопольского района Архангельской области. Оно расположено на дороге, проходящей по гряде красной морены велповской стадии поздневалдайского оледенения, которая разделяет озера Масельгское (Водлинский бассейн) и Вильно (Онегореченский бассейн) с наименьшим расстоянием 80 м. Другие водные объекты (в т. ч. в пределах бывших Кенского и Кумбасозерского волоков), находящиеся на

разных сторонах этого водораздела (рубеж между водосборными бассейнами Арктического и Атлантического океанов), удалены друг от друга на расстояние ≥ 1 км.

Он позволяет однозначно провести ГФ на Центральном отрезке с запада на северо-восток через следующие пункты: русло нижнего течения р. Водла – р. Пизьма (левый приток Водлы) – оз. Салмозеро – р. Корба – оз. Корбозеро – р. Верхняя Корба – оз. Кулгомозеро – руч. Кулгом – озера Левусозеро – Торосозеро – Вендозеро – Пожихерье – Масельгское – перешеек Масельга – оз. Вильно – р. Виленка – оз. Порженское – р. Порженка с проточным оз. Большое – оз. Ведягино – оз. Кенозеро (по оз. ГФ проходит на север между о-вами Кобылий и Мамоновский, Межной и Пельчаг, затем поворачивает на восток и следует севернее о-вов Путние, Паромные в исток р. Кены – р. Кена – р. Онега на север до устья в одноименной губе Белого моря. Общая длина ГФ на Центральном отрезке составляет около 460 км, в т.ч. в бассейне р. Водлы – около 160, а р. Онеги – 300 км.

Северный отрезок ГФ змеевидной формы проходит внутри Белого и Баренцева морей и составляет не менее 1250 км. На юге она проводится от устья р. Онега вдоль восточного побережья Онежской губы Белого моря до о. Б. Вертягина Луда, с. Покровское) и далее на северо-запад севернее о-вов Шоглы, Пурлуда и Пулонец до морской границы Карелии и Архангельской обл. и по ней с поворотом на север между о-вами Топы и Соловецкими к о. Самба Луда в Белом море до морской границы Мурманской и Архангельской обл., и далее по ней в Горло Белого моря. В Баренцевом море ГФ очевидно следует вдоль Мурманского побережья и п-ова Рыбачий до западной границы России.

Эти сегменты общей границы формировались в разные эпохи разрушения ледникового покрова поздневалдайского оледенения, но до настоящего времени остаются тектонически активными.

Связь глубинного строения и рельефа Восточного хребта Скотия

Море Скотия представляет собой межконтинентальное море в южном секторе Атлантического океана, расположенное между Южной Америкой и Антарктидой. Котловину моря ограничивают острова Южная Георгия, Южные Сандвичевы и Южные Оркнейские. На западе море Скотия соединяется проливом Дрейка с Тихим океаном. Площадь свыше 1.3 млн км². Глубины превышают 5000 м. Является самым глубоким по средней глубине морем в мире (Максимальная глубина 6 022 м).

В тектоническом отношении котловина моря Скотия практически полностью совпадает с одноименной литосферной плитой, которая располагается на стыке Южно-Американской, Антрактической и Тихоокеанской плит. Анализ сейсмической активности позволил некоторым исследователям выделять в пределах области не одну, а три микроплиты: собственно плиту Скотия, Сандвичеву микроплиту [6], Шетландскую микроплиту [2].

Современные движения плиты Скотия, определенные по данным землетрясений [4], глобальной модели кинематики плит и данным GPS [9] свидетельствуют о перемещении плиты Скотия к востоку со скоростью 0.5 см/год относительно Южно-Американской плиты. Это перемещение контролируется двумя левосторонними трансформными разломами, ограничивающими плиту Скотия с севера и юга [3].

На основе анализа строения рельефа и особенностей аномальных геофизических полей в пределах дна котловины моря Скотия можно выделить западную, центральную и восточную провинции, в формировании каждой из которых важную роль играли процессы континентального рифтинга и океанического спрединга.

Восточная провинция представляет собой изолированный задуговой бассейн, сформированный в тыловой части Южно-Сандвичевой зоны субдукции в результате спрединга на хребте Восточный Скотия. Таким образом, основной структурой, определяющей развитие восточной провинции, является именно Восточный хребет.

Восточный хребет Скотия (ВХС) имеет меридиональное простираение, отличается от Западного хребта Скотия (ЗХС) меньшей протяженностью,

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия; katkaturbatova@gmail.com

² Музей Землеведения, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; edubinin08@rambler.ru

он практически не поднимается над общим уровнем дна. Невыраженность хребта в рельефе объясняется, относительно прогретой литосферой, а также более высокими скоростями аккреции коры, чем на ЗХС. Существование хребта очень важно для развития района, ведь именно по нему проходит линия раздвижения дна между малыми плитами Скотия и Сандвичевой: сегменты хребта испытывают значительные левосторонние нетрансформные смещения (в среднем на 48 км).

В гравитационном поле хребет Восточный Скотия проявляется в виде зоны линейно вытянутых аномалий нечеткой грабенообразной формы субмеридионального простирания с интенсивностью в пределах оси долины около 30 мГал и шириной около 50 км. К востоку от оси хребта поле характеризуется незначительными аномалиями изометричной формы с амплитудой около 5–10 мГал относительно среднего фонового значения [3].

Спрединговая природа восточной провинции четко фиксируется в распределении линейных магнитных аномалий. Генерация океанической коры на хребте Восточный Скотия началась 15–20 млн. лет назад и продолжается до настоящего времени [3]. В настоящее время полная скорость спрединга на отдельных сегментах достигает 6.0–7.0 см/год [8].

Детальное картирование показало, что хребет Восточный Скотия состоит из 9 спрединговых сегментов (E1–E9), разделенных серией нетрансформных нарушений [5, 8]. Морфология сегментов крайне различна, что при одинаковой скорости спрединга, по всей видимости, связано с изменением степени прогретости подосевой мантии и интенсивности магмоснабжения [5], а также с возможным влиянием на подосевое течение астеносферы близко расположенной зоны субдукции [3].

Осевая зона спрединга на крайних сегментах E2 и E9 характеризуется морфологией осевых вулканических поднятий, характерной для быстро спрединговых хребтов. Подобная морфология не наблюдалась на промежуточных сегментах (E3–E8), для которых характерна хорошо развитая рифтовая долина [5]. На сегментах E4, E8 и E7 отмечается неглубокая рифтовая долина, характерная для среднеспрединговых хребтов, в то время как для центральных сегментов E3, E5 и E6 характерна более глубокая и узкая рифтовая долина, свойственная медленноспрединговым хребтам.

Сегмент E2 особенно интересен, так как под осевым поднятием был обнаружен рефлектор кровли коровой осевой магматической камеры (ОМК). Наличие ОМК также предполагается под центральной частью сегмента E9 [7]. Форма осевого поднятия как на сегменте E2, так и на сегменте E9 приближается к треугольной, что говорит об уменьшении скорости спрединга и/или температуры мантии, что в свою очередь,

Таблица. Особенности морфологии сегментов Восточного хребта Скотия

Номер сегмента	Длина сегмента (м)	Среднее значение глубины осевой зоны (м)	Ширина рифтовой долины (м)	Особенности морфологии осевой части
Е1	35 705	4 580	54 376	Осевой грабен шириной (24 427 м)
Е2	74 701	3 080	44 777	Осевое вулканическое поднятие
Е3	56 029	3 687	76 800	Узкий осевой грабен (15 444 м)
Е4	26 882	3 899	53 414	Осевой грабен шириной (32 195 м)
Е5	36 066	3 772	56 564	Узкий осевой грабен (17 538 м)
Е6	63 119	3 643	57 444	Узкий осевой грабен (14 466 м)
Е7	46 563	3 606	120 607	Осевой грабен шириной (53 014 м)
Е8	96 740	3 312	62 875	Осевой грабен шириной (24 012 м)
Е9	158 085	3 110	90 625	Осевое вулканическое поднятие

приводит к образованию меньшего количества расплава на единицу времени. Вероятно, в пределах данных сегментов, можно говорить о сужении ОМК и опускании ее кровли.

Изменение осевой морфологии вдоль простирания хребта Восточный Скотия при одинаковой скорости спрединга, по всей видимости, связано с изменением степени прогретости подосевой мантии и интенсивности магмоснабжения [5], а также с возможным влиянием на подосевое течение астеносферы близко расположенной зоны субдукции [3].

Как правило, рельеф рифтовой зоны средне-спрединговых хребтов меняется постепенно и проходит несколько стадий от осевых поднятий к рифтовым долинам (или наоборот). Таким образом, различие в морфологии сегментов ВХС может указывать на разновозрастность сегментов, а также на различие геодинамической обстановки во время их формирования.

Работы, проводимые в лаборатории экспериментального моделирования сектора геодинамики музея Землеведения МГУ, показывают связь между шириной зоны прогрева, толщиной литосферы и геометрией сегментов и зон перекрытий. При увеличении ширины зоны прогре-

ва и утолщении литосферы перекрытия осей спрединга увеличивается, в то время как при уменьшении данных параметров формируется прямолинейная рифтовая трещина.

Работа выполнена по теме госзадания АААА-А16-11632810089-5.

Литература

1. Дубинин Е.П., Розова А.В., Свешников А.А. Эндогенная природа изменений рельефа дна рифтовых зон срединно-океанических хребтов со средней скоростью спрединга // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 1–17.

2. Bird P. An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2003.

3. Dubinin E.P., Kokhan A.V., Teterin D.E., Grokhol'sky A.L., Kurbatova E.S., Sushchevskaya N. M. Tectonics and types of riftogenic basins of the Scotia Sea, South Atlantic // *Geotectonics*. 2016. V. 50. N 1. P. 35–53.

4. Giner-Robles J., Gonzalez-Casado J., Gumiel P., Martun-Velazquez Garcia-Cuevas C. A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean) // *J. South Amer. Earth Sciences*. 2003. V. 16. P. 179–191.

5. Livermore R., Cunningham A., Vanneste L., Larter R. Subduction influence on magma supply at the East Scotia Ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 150. P. 261–275.

6. Livermore R., McAdoo D., Marks K.M. Scotia Sea Tectonics from High-Resolution Satellite Gravity // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 123. P. 255–268.

7. Maldonado A., Balanya J.C., Barnolas A. et al. Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica) // *Mar. Geophys. Res.* 2000. V. 21. P. 43–68.

8. Nicholson B., Georgen J. Controls on crustal accretion along the back-arc East Scotia Ridge: constraints from bathymetry and gravity data // *Mar. Geophys. Res.* 2013. V. 34. P. 45–58. doi 10.1007/s11001-013-9172-x.

9. Smalley Jr.R., Dalziel I., Bevis M. et al. Scotia arc kinematics from GPS geodesy // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. doi: 10.1029/2007GL0319.

В.С. Куриленко, Е.П. Олейник¹

Сдвиговые зоны на границах континентов и океанов

Введение. Зоны перехода «континент–океан» отличаются высокой тектонической активностью с образованием, как правило, протяженных сдвиговых зон. Представляют интерес сдвиговые зоны, заложенные в начале геологической истории Земли и ныне погребенные, и позднее – в

¹ Институт геологических наук, Киев, Украина; vskgeo@mail.ru; saltlena@mail.ru

мезозое и кайнозое, активные в настоящее время. В качестве примера древних сдвиговых систем взят Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт (ПДДП), а из современных активных – разломные системы Сан-Андреас (Калифорния) и Левант (Ближний Восток).

Целью работы является описание кинематики крупных сдвиговых разломов Сан-Андреас и Левант, сравнение их общих черт развития с историей ПДДП. И если разлом Сан-Андреас в чистом виде относится к переходной зоне «океан–континент», то Левант, хотя и является внутриплатформенным разломом, но он связан с зарождающимся океаном на месте Красного моря и Аденского залива. ПДДП, также считающийся внутриплатформенным образованием, своим зарождением и развитием обязан древним палеоокеанам Уральскому и Тетис. Сравнительный анализ с позиций сдвиговой тектоники позволит проследить развитие сдвиговых зон во времени, описать отличительные и общие их черты, создать более полные представления об истории развития земной коры в целом и отдельных регионов.

Из истории исследований крупных сдвиговых деформаций. Учение о глубинных разломах основано У. Хоббсом (1911 г.), указавшим на то, что основные черты земной поверхности и фундаментальные структуры земной коры определены ориентированной первичной сетью разломов – линеаментами. Важным событием явилось открытие крупных широтных разломов в северо-восточной части Тихого океана (Г. Менард, 1955 г.) и вдоль срединных хребтов всех океанов (Дж.Т. Уильсон, 1957 г.). Развитию сдвиговой тектоники способствовали исследования А.В. Пейве («Разломы и горизонтальные движения земной коры», 1963 г.). Ю.М. Пушаровский (совместно с А.В. Пейве) разработал концепцию тектонической расслоенности литосферы, объясняющую относительную подвижность геосфер Земли и «горизонтальное» смещение ее геоблоков. Установлено, что сдвиговая тектоника играет одну из ведущих ролей в распределении формаций горных пород и полезных ископаемых.

Материалы исследования и обсуждение результатов. Крупные сдвиговые деформации на границе «океан–континент» сосредоточены в основном вокруг Тихого океана (Циркумтихоокеанская правосторонняя сдвиговая зона [1]). Наиболее известные из них Сан-Андреас с горизонтальным смещением 560 км и Альпин (Новая Зеландия) – 480 км. [4, 5]. В другой панглобальной сдвиговой зоне – Тетической левосторонней – также известны крупные разрывные смещения, ориентированные в основном параллельно тектоническим структурам альпийской складчатости [2, 4]. Одно из них – Левант с горизонтальной амплитудой 107 км.

Рассмотрим кинематические параметры современных активных разломных систем Сан-Андреас и Левант.

Разлом Сан-Андреас простирается от мыса Мендосино на севере до Калифорнийского залива на юге, переходя далее в зону спрединга между плитами Тихоокеанской и Кокос, в Восточно-Тихоокеанский срединноокеанический хребет. Общая длина разлома около 1300 км. Среднее простирание разлома в его северной и центральной частях – ЮВ: 140° и далее на юг после пересечения Поперечных хребтов – ЮВ: 110°. В зоне разлома регистрировались землетрясения с горизонтальными смещениями до 5–6 м. Скорость горизонтальных подвижек, инструментально определяемых с 1970 года – 3–5 см/год [5].

Из таблицы следует, что скорости горизонтальных смещений сначала увеличивались незначительно – от 0.82 в мальме до 3.81 км/млн лет в эоцене. В последующие времена наблюдается резкий рост от 8.57 в олигоцене до 17.50 км/млн лет в плиоцене. Некоторые снижения скоростей в среднем миоцене и плейстоцене не нарушают общую тенденцию. Градиенты скоростей имеют положительные и отрицательные значения, что свидетельствует о неустойчивой тектонической обстановке в регионе.

Разлом Левант простирается на 550 км в меридиональном направлении от залива Акаба Красного моря на юге до Сирии на севере. Разлом связан с общим процессом поворота Аравийской плиты по часовой стрелке на 7–8° относительно Африканской платформы и раздвигом грабена Красного моря. Разлом является определяющим элементом рифтовой системы, состоящей из трех кулисообразно сочлененных грабенов [2].

Величина горизонтального смещения в районе Мертвого моря – 107 км. Перемещения произошли в два этапа: в миоцене (временной интервал 23.0–5.3 млн лет назад) на 62 км и с середины плейстоцена по настоящее время (1.5 млн лет) на 45 км [2, 5]. Средние скорости горизонтальных подвижек составили соответственно 3.5 и 30.0 км/млн лет, т.е. произошло более чем восьмикратное увеличение скорости продольного сдвига.

Набирающие скорость сдвиги разломных систем Сан-Андреас и Левант, видимо, явления одной природы, вызванные, как мы предполагаем, расширением Земли [1].

Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт (ПДДП) является составной частью геодинамически активной линейной сдвигово-сбросовой деформации земной коры, маркируемой аэрокосмической съемкой как Сарматско-Туранский линеамент (СТЛ). СТЛ геоморфологически выражен Припятским прогибом, Днепровско-Донецкой впади-

Таблица. Кинематические параметры сдвиговой деформации вдоль разлома Сан-Андреас

Стратиграфические реперы	J_2 / J_3	K_1 / K_2	E_1 / E_2	E_2 / E_3	N_1^1 / N_1^2	N_1^3 / N_2	N_2 / Q	Настоящее время
Возраст, млн лет	160	99	55	34	16,5	5	1,8	0
Современное смещение, км	560	510	360	280	130	80	24	0
Смещение, нарастающее во времени, км	0	50	200	280	430	480	536	560
Временной интервал, млн лет	61	44	21	17,5	11,5	3,2	1,8	
Смещение по временным интервалам, км	50	150	80	150	50	56	24	
Скорость смещения, км/млн лет	0,82	3,41	3,81	8,57	4,35	17,5	13,33	
Градиент скорости смещения, км/(млн лет) ²		0,152	0,017	1,360	- 0,703	1,584	- 2,978	

ной (ДДВ) и Донецким кражем в пределах Беларуси, Украины и России, простираясь далее в обе стороны.

ПДДП сложен тремя грабенами с азимутами простирания: Припятский – ЮВ-В: 95–100°, Днепровский – ЮВ: 125°, Донецкий – ЮВ-В: 110–120°, образующими Z-образную фигуру. Припятский грабен длиной 280 км расширяется в западном направлении от 110 до 160 км, Днепровский длиной 650 км – в юго-восточном от 75–90 до 110–130 км. Донецкий грабен длиной 300 км и шириной 120 км сочленяется с Днепровским грабеном кулисообразно.

Начальная (дивергентная) фаза байкальской эпохи тектогенеза вызвала растяжение и раскол юго-восточной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП), образовалась рифейская система грабенов. Один из них протяженностью 300 и более км от Полтавы через Донбасс и далее на восток положил начало ПДДП. Этот грабен рассматривается как трансформный разлом, осложнявший в свое время субмеридиональную зону спрединга Уральского палеоокеана. В каледонскую эпоху тектогенеза произошло раскрытие ордовик-силурийского океана Палеотетис; Донецкому грабену соответствовал узкий морской залив.

Герцинская эпоха тектогенеза является основной в формировании ПДДП – с нею связана авлакогенная фаза его развития. Она проявилась расколом Сарматского палеошиита на Украинский щит (УЩ) и Воронежский массив (ВМ) вдоль СТЛ, правосторонней сдвиговой деформацией на 300–400 км.

Проблема реальности глобального сдвига вдоль ПДДП дискутируется давно [2]. Мы считаем, что сдвиг состоялся, и подтверждаем это реконструкцией Сарматского палеошиита до его раскола. Известно, что ПДДП наложен на субмеридиональные раннепротерозойские складчатые структуры Криворожского (на УЩ) и Курского (на ВМ) железорудных комплексов. Полагают, что эти структуры стыкуются под палеорифтом, но они имеют различное простирание (на УЩ – СЗ: 330–340°; на ВМ – СВ: 10–20°). Если же выстроить в одну линию обе формации, предполагая первоначально единую линейную структуру, то получится, что косой разрыв под углом 60° к оси Днепровского грабена положил начало правостороннему сдвигу и расширению расщелины. УЩ сместился вправо на 400 км и повернулся по часовой стрелке на 38° относительно ВЕП. При продолжительности активной фазы тектогенеза 40–60 млн лет предполагаемая скорость сдвига составляла 5–10 км/млн лет.

В киммерийскую эпоху тектогенеза произошло размежевание Днепровского и Донецкого грабенов: в первом из них сформировалась ДДВ,

во втором, получившем название Донецкого бассейна, усилились процессы подъема и активного складкообразования. Мы полагаем, что инверсия Донбасса могла быть вызвана смещением по сдвигу. Согласно схеме Лоуэлла [3]: при сдвиге и одновременном сближении бортов расщелины возникает проблема пространства, и разгрузочным направлением для теснящегося материала оказывается вертикальным подъем, возникает шовное поднятие (в нашем случае – Донецкий кряж).

Сдвиговые деформации проявляются специфичными «соляно-сдвиговыми» валами, ритмично расположенными рядами соляных штоков, возникшими в результате взаимодействия галокинеза и горизонтального сдвига. Прецизионными измерениями GPS установлены горизонтальные смещения на запад в юго-восточной части ДДВ и на прилегающему борту УЩ 3–3.5 мм/год, а в северо-западной ее части и на прилегающем склоне ВМ – 0.5–1 мм/год; очевидно правостороннее сдвиговое смещение вдоль СТЛ со скоростью до 2.5 мм/год.

Заключение. При сравнении трех описанных сдвиговых систем очевидны общие черты их развития и генетического родства, несмотря на различное время их активизации. Все они приурочены к зонам перехода от континента к океану и связаны с расколом платформ на дивергентном этапе цикла Вильсона. Они являются начальными клинообразными звеньями протяженных зон спрединга: разлом Сан-Андреас на юге переходит в Калифорнийскую рифтовую зону, разлом Левант – в рифтовую зону Красного моря. ПДДП также сначала развивался как спрединг палеоокеана, затем пережил конвергентную стадию, испытал частичную инверсию (Донбасс) и перешел к платформенному этапу развития.

Установлено резкое возрастание скорости сдвига в кайнозое (в плейстоцене) до 17.5 и 30.0 км/млн лет соответственно в системах Левант и Сан-Андреас. В ПДДП продолжают сдвиговые процессы.

Литература

1. *Кэри С.У.* В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.
2. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
3. *Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 368 с.
4. *Уэлман Г.В.* Сдвиговые (транскуррентные) системы разломов // Земная кора и верхняя мантия. Серия «Науки о Земле». Т. 43. М.: Мир, 1972. С. 468–473.
5. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

Петрология и геохимия плутонических и вулканических комплексов офиолитов Куюльского террейна (Корякское нагорье): возможные варианты геодинамических интерпретаций для поздней юры

Куюльский офиолитовый террейн [7] относится к структурам Корякско-Камчатской складчатой области и включает несколько тектонических пластин серпентинитового меланжа, содержащего чешуи и блоки вулканогенно-кремнистых, туфо-терригенно-кремнистых, метаморфических пород, ультрабазитов и базитов разного возраста. Каждая из пластин обнаруживает специфические черты внутреннего строения [6, 7]. В настоящей работе рассмотрены комплексы Уннаваямской и Ганкуваямской пластин террейна. Первая интерпретировалась как фрагмент собственно океанической литосферы, а вторая – как фрагмент надсубдукционной литосферы океанического типа [3, 6, 7, 10, 12].

Уннаваямская пластина сложена гарцбургитами с жилами пироксенитов и пегматоидных клинопироксен-роговообманково-плагиоклазовых пород. Составы сосуществующих оливина (Fo 90.4–92.0), хромшпинели ($Cr\#Sp1$ 33.0–51.8) и пироксенов в гарцбургитах позволяют рассматривать их как рститы умеренной степени деплетирования, когенетичные толеитовым расплавам. Вариации составов минералов гарцбургитов, оценки величины фугитивности кислорода ($QFM-0.9\div QFM+0.9$) и температур оливин-шпинелевого (760–850°C [8]) и дупироксенового (900–1010°C [13]) равновесий соответствуют такому в гарцбургитах центров как океанического, так и задугового спрединга [2, 6]. Составы клинопироксенов из жильных клинопироксенитов и вебстеритов свидетельствуют об их кристаллизации из расплава бонинитового типа, неравновесного с вмещающими их гарцбургитами [4]. Это нетипично для литосферной мантии под центрами океанического спрединга и позволяет предполагать формирование жил пироксенитов области надсубдукционного мантийного клина.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; ledneva@ilran.ru, gledneva@gmail.com

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

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

⁴ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Ганкуваямская пластина включает несколько тектонических чешуй, сложенных гарцбургитами, плутоническими ультрамафитами и мафитами, плагиогранитами, дайками и лавами. Строение пластины соответствует дезинтегрированной классической офиолитовой ассоциации пород [7]. В гарцбургитах присутствуют тела дунитов, хромититов и жилы пироксенитов. Интервал составов шпинелидов в гарцбургитах ($Cr\#Spl$ 34.7–78.6 по [12] и данным авторов) позволяет характеризовать их как реститы, когенетичные толеитовым и бонинитовым расплавам. Интервал величин фугитивности кислорода ($QFM-0.8 \div QFM+0.5$) и температур оливин-шпинелевого равновесия (740–880°C) в гарцбургитах, содержащих шпинель с $Cr\#Spl \leq 62$, перекрывается с таковым в гарцбургитах Уннаваямской пластины. Эти данные позволяют предполагать образование реститов Ганкуваямской пластины в надсубдукционной геодинамической обстановке или стадийное формирование перидотитов сначала в центре океанического спрединга, а затем в области мантийного клина над зоной субдукции.

Плутонические породы пластины представлены сериями дунитов-оливиновых клинопироксенитов, дунитов-троктолитов-габброидов, а также плагиогранитами. К серии дунитов-троктолитов-габброидов отнесены клинопироксен-плагиоклазовые дуниты, клинопироксенсодержащие троктолиты, оливиновые и безоливиновые габбро-нориты и габбро, роговообманковые габбро. Составы сосуществующих минералов и валовая геохимия позволяет интерпретировать эти породы как смесь кумулятивных минералов и раскристаллизованного интерстициального расплава. Кристаллизация пород серии предполагается из примитивного островодужного толеитового расплава, первоначально равновесного с мантийными перидотитами умеренных степеней частичного плавления, при фракционировании из него минералов кумулуса. Давление кристаллизации оливиновых габбро-норитов соответствует оценкам давления для этих пород из центров океанического и задугового спрединга [1]. Оценки величины фугитивности кислорода соответствуют интервалу $QFM+1.1 \div QFM+3.7$ и превышают таковые для аналогичных пород из центров океанического спрединга. Это, наряду с кристаллизацией роговой обманки в троктолитах (кумулятах ранней стадии), свидетельствующей о повышенном содержании воды в родоначальном расплаве, является доводом в пользу образования пород серии в субдукционной обстановке. Плагиограниты, образование которых связывается с фракционированием расплава основного состава [11], по-видимому, являются породами, когенетичными ультрамафитам и мафитам этой серии.

Дайки сложены долеритами, долерито-базальтами, роговообманковыми габбро, габбро-диоритами, кварцевыми габбро-диоритами и плагиогранитами, подушечные лавы – базальтами и андезибазальтами. Дайки и лавы – геохимически однотипные породы, обнаруживающие черты островодужных толеитовых магм разной степени дифференциации и рассматриваемые нами в качестве гипабиссальных и излившихся аналогов плутонических пород серии дунитов-троктолитов-габброидов. Все коровые породы Ганкуваямской пластины обнаруживают геохимические признаки образования в супрасубдукционной обстановке, как это и предполагалось ранее [6, 10–12]. При этом хорошо выраженный комплекс параллельных даек свидетельствует об их формировании в центре задугового спрединга.

Время кристаллизации плутонических пород Ганкуваямской пластины оценивается как поздняя юра на основе U-Pb SHRIMP возрастов (157 ± 4 и 146 ± 4 млн лет) магматических цирконов плагиоклаз-роговообманковой пегматоидной породы и плагиогранита [5] и, по-видимому, может быть распространено на когенетичные им плутонические, гипабиссальные и излившиеся породы.

Выше отмечалось, что офиолиты Ганкуваямской и Уннавамской пластин рассматривались как тектонически совмещенные фрагменты литосферных плит, сформированных соответственно в супрасубдукционной и океанической обстановках. Наличие тектонических соотношений между рассматриваемыми пластинами несомненно, и данная точка зрения правомерна, однако не является единственно возможной. Имеющиеся материалы позволяют рассматривать гарцбургиты Ганкуваямской и Уннавамской пластин как фрагменты некогда единой литосферной плиты океанического или задугового бассейна, которая на определенном этапе находилась над зоной субдукции в области плавления мантийного клина (Ганкуваямская пластина) и просачивания надсубдукционных магм (Уннавамская пластина). Коровые плутонические породы, плагиограниты и когенетичные им дайки и лавы, формирование которых, по-видимому, происходило в центре задугового спрединга, вполне могут быть фрагментами той же литосферной плиты, а родоначальные расплавы для этих пород могли образовываться при плавлении перидотитов и Ганкуваямской, и Уннавамской пластин.

Охарактеризованные выше позднеюрские плутонические породы близки по возрасту к бат-келловейским и титонским толщам кремней с базальтами N-MORB Куюльского террейна, вероятное формирование которых в центре океанического спрединга было аргументировано именно геохимией базальтов [3]. Однако базальты типа N-MORB известны и в центрах задугового спрединга [9], так что их присутствие в

офиолитовой ассоциации не является абсолютным индикатором обстановки срединно-океанического спрединга, а в случае Куюльского террейна не может служить строгим доказательством тектонического совмещения литосферных фрагментов, сформированных в разных геодинамических обстановках.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14-05-00413_a).

Литература

1. *Базылев Б.А., Леднева Г.В.* Геобарометрия минеральных ассоциаций плагиоклазовых перциолитов – оливиновых габбро-норитов: подходы, проблемы, предварительные результаты // Материалы VIII Рабочего совещания Российского отделения международного проекта InterRidge. 2013. С. 9–11.
2. *Базылев Б.А., Силантьев С.А.* Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов. 1. Срединно-Океанические хребты // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 227–240.
3. *Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е.* Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
4. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Кузьмин Д.В., Кононкова Н.Н.* Жильные пироксениты в шпинелевых перидотитах Уннавайской пластины Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): генезис и обстановка формирования // Геохимия. 2017. Т. 55. № 2.
5. *Леднева Г.В., Матуков Д.И.* Время кристаллизации шугонических пород Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): результаты U-Pb датирования цирконов методом SHRIMP // ДАН. 2009. Т. 424. № 1. С. 71–75.
6. *Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Лучицкая М.В., Александрин М.В.* Элементы вещественной и структурной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.
7. *Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносков В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В.* Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
8. *Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H.* High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 107. P. 27–40.
9. *Fretzdorff S., Livermore R.A., Devey C.W., Leat P.T., Stoffers P.* Petrogenesis of the Back-arc East Scotia Ridge, South Atlantic Ocean // J. Petrol. 2002. V. 43. N 8. P. 1435–1467.
10. *Khanchuk A.I., Panchenko I.V.* Mineral assemblages of the Gankuvayam ophiolitic section in the Kuyul ophiolitic terrane of the Russia Far East // Ofioliti. 1994. V. 19. N 2. P. 257–268.
11. *Luchitskaya M.V.* Plagiogranites of the Kuyul ophiolite massif (Northeastern Kamchatka, Koryak Upland) // Ofioliti. 1996. V. 21. N 2. P. 131–138.
12. *Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazylev B.A., Osipenko A.B., Palandzhan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Ophiolites in accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Russia; age, composi-

tion, and geodynamic diversity / Dilek Y., Robinson P.T. (Eds.) // *Ophiolites in Earth history*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. V. 218. P. 619–664.

13. *Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. N 2. P. 129–139.

Г.Л. Лейченко^{1,2}, Ю.Б. Гусева³, С.В. Иванов³

Новая модель распада Восточной Гондваны (разделения Индии и Антарктиды)

Литосферное растяжение в Восточной Гондване между Индией и Австрало-антарктическим континентом предположительно началось около 170 млн лет, о чем свидетельствует возраст наиболее древних рифтовых отложений на континентальной окраине Антарктиды и юго-западной Австралии [1]. До недавнего времени считалось, что раскол литосферы произошел около 130–134 млн лет назад (хроны полярности геомагнитного поля от M9 до M11), т.е. практически одновременно с внедрением мантийного плюма Кергелен, самые ранние признаки проявления которого обнаруживаются в юго-западной Австралии (базальты Бамбери) [1–3]. Почти все предшествующие модели предполагали синхронное раскрытие Индийского океана от окраины Пертской котловины до моря Космонавтов и значительные вариации ширины окраинного рифта: в австралийском сегменте она была минимальной (от 50 до 100 км), а в Антарктике (море Содружества) – максимальной (около 400 км) [1, 2; рисунок, А].

Критерием для идентификации внешней границы рифтовой окраины в море Содружества являлась протяженная линейная высокоамплитудная магнитная аномалия, образование которой связывалось с контактом слабомагнитной рифтогенной континентальной коры и сильномагнитной магматической коры океана (рисунок, А). Гайна и др. [2] обнаружили в восточной части моря Содружества (около 61 ю.ш.) отмерший океанический хребет, что позволило им сделать вывод о перескоке оси спрединга на ранней стадии океанического раскрытия, который отчле-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия; getman_1@mail.ru

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

³ Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУНПП «ЛМГРЭ»), Санкт-Петербург, Россия; antarctida@polarex.spb.ru

нил континентальный коровый блок от индийской окраины, присоединив его к Антарктической плите [2]. Почти одновременно этот блок был перекрыт вулканическими комплексами и в современной структуре Индийского представляет собой банку Элан – западный отрог плато Кергелен.

Йокат с соавторами [4] первым усомнился в синхронности раскола. На основании анализа данных детальной аэромагнитной съемки, они отметили отсутствие линейных аномалий в юго-западной части моря Космонавтов и предположили, что океаническая кора в этой части Индийского океана сформировалась в период меловой нормальной полярности магнитного поля или немногим раньше (т.е. около 120–110 млн лет назад). В 2013 г. Гиббонс и др. [3], обобщив геологические и геофизические данные, предложили новую модель раскрытия океана. Согласно этой модели литосферный раскол между Индией и Антарктидой произошел 128 млн лет назад (хрон М4; рисунок, А). Авторы так же указали, что предположение Йоката и др. [4] о более позднем спрединге в море Космонавтов, не соответствует предлагаемой ими реконструкции.

На основании новых геофизических данных, полученных в 2015 г в море Космонавтов, и анализа результатов всех предшествующих исследований в южной (приантарктической) части Индийского океана мы предлагаем новую модель ранней истории распада Восточной Гондваны (разделения Индийской и Антарктической плит). В этой модели океаническое раскрытие между Индией и Антарктидой началось около 125 млн лет назад (хрон полярности М2), т.е. на 5–10 млн лет позже чем предполагалось многими специалистами [1, 2 и др.] и примерно на 3 млн лет позже, чем в последней модели Гиббонс с соавторами [3]. Граница континент–океан, установленная в ходе выполненных нами исследований, располагается примерно на 100 км южнее высокоамплитудной линейной магнитной аномалии моря Содружества (ранее всеми признаваемой в качестве контакта океанической и рифтогенной континентальной коры).

В новой модели, образование этой аномалии связывается с началом эпохи меловой нормальной полярности геомагнитного поля (хрон 34о, около 120 млн лет; рисунок, Б) и точно совпадает с ранним магматизмом южной части плато Кергелен, который, в свою очередь, обусловлен развитием горячей точки Кергелен в океанической литосфере зарождающегося Индийского океана. Высокая интенсивность аномалии обеспечивается заметным увеличением мощности магматической коры, наблюдаемым на сейсмических разрезах, и, возможно, повышенным содержанием магнитных минералов, маркирующих изменение состава мафических пород (в первую очередь, базальтов второго океанического

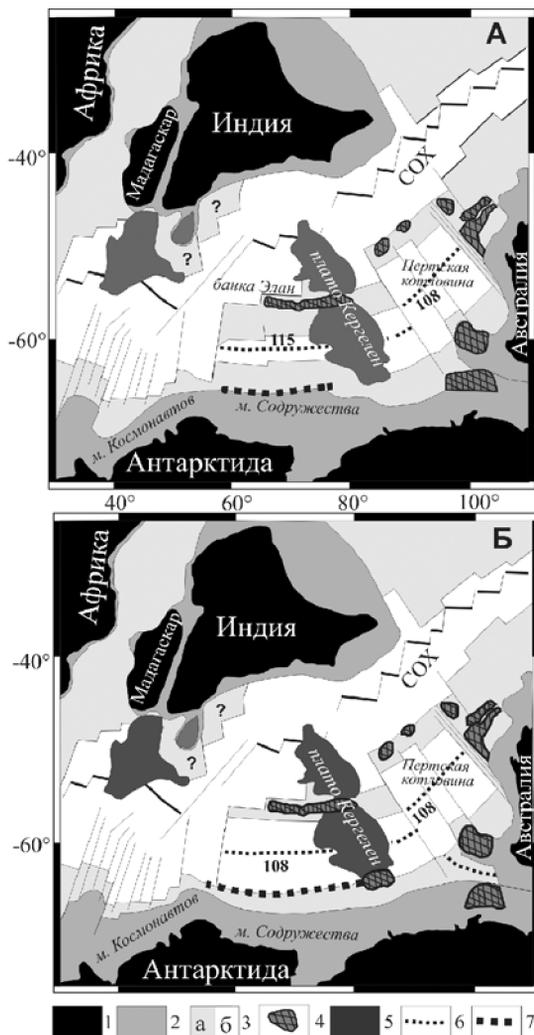


Рисунок. Реконструкции Восточной Гондваны 90 млн лет назад. А – модель Гиббонс и др. [3]; Б – новая модель. 1 – континенты, 2 – рифтовые континентальные окраины, 3 – океаны: а – образовавшиеся до хрона 34о, б – образовавшиеся после хрона 34о; 4 – микроконтиненты, перекрытые вулканическими комплексами, и вулканические плато на континентальных окраинах, 5 – океанические вулканические плато; 6 – отмершие хребты (значения 108 и 115 показывают возраст отмирания в млн лет); 7 – высокоамплитудная линейная магнитная аномалия моря Содружества. СОХ – срединно-океанический хребет. СОХ в млн лет

слож). Отмирание СОХ и перескок спрединга в море Содружества произошел около 108 млн лет, одновременно с аналогичным событием в Пертской котловине (рисунок, Б). В результате этого процесса от Индийской окраины были отчленены коровые блоки, образовавшие микроконтиненты на антарктической плите.

По результатам исследований составлены новые реконструкции Индийской и Антарктических плит для периодов 120 и 90 млн лет (рисунок, Б), которые, для сравнения, помещены вместе с реконструкциями Гиббонс и др. [3] (рисунок, А). С целью проверки предлагаемой модели в январе–феврале 2017 в море Содружества будут выполнены геофизические работы на НИС "Академик А. Карпинский" (ПМГРЭ).

Литература

1. Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Иванов С.В. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2015. 199 с.

2. Gaina C., Muller R.D., Brown B., Ishihara T. Microcontinent formation around Australia. Evolution and dynamics of the Australian Plate // Geol. Soc. Austr. Spec. Publ. 2003. № 22. P. 399–410.

3. Gibbons A.D., Whittaker J.M., Müller R.D. The breakup of East Gondwana: Assimilating constraints from Cretaceous ocean basins around India into a best-fit tectonic model // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. P. 1–15.

4. Jokat W., Nogi Y., Leinweber V. New aeromagnetic data from the western Enderby Basin and consequences for Antarctic–India break-up // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L21311. doi:10.1029/2010GL045117

Е.П. Леликов¹, Т.А. Емельянова

Вулканизм подводных хребтов и тектоника Центральной глубоководной котловины Японского моря

Центральная (Японская) глубоководная котловина наиболее крупная структура Японского моря, протягивающаяся в северо-восточном направлении на 900 км при средней ширине 250 км. Дно котловины представляет собой наклоненную на северо-восток равнину, глубина моря над которой увеличивается с запада на восток от 3400 до 3600 м. и осложненную многочисленными вулканическими постройками и хребта-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия; lelikov@poi.dvo.ru

ми. Сочленение котловины с материковым склоном и возвышенностью Ямато происходит по зонам глубинных разломов – Северо-Япономорскому и Яматинскому. Мощность земной коры в восточной части котловины – 6.0, а в западной – 8.0 км (без осадочного слоя), что типично для новообразованной океанической коры. Мощность коры в центре котловины достигает 7.5 км, и здесь она может рассматриваться как редуцированная континентальная. Мощность осадочного чехла в восточной части составляет 1.75–2.5 км, иногда достигая 2.95 км, а в западной колеблется в пределах 1.75–2.0 км [4]. Осадконакопление на основной ее площади начинается предположительно с низов среднего миоцена. В рельефе котловины выделяются ряд вулканических хребтов (рисунок), вытянутых в субмеридиональном направлении: Гэбасс, Первенец, Богорова, Беляевского, Берсенева, Васильковского, гора Петра Великого, основания которых представляют собой «пьедесталь» гораздо большие по площади, чем их апикальные части. Все эти возвышенности характеризуются положительными магнитными аномалиями 300–500 нТл [1]. Остальная область Центральной котловины представлена чередованием депрессий и поднятий акустического фундамента [4].

Возвышенность Гэбасс находится в юго-западной части котловины, располагаясь на приподнятом на 500–600 м относительно фундамента блоке. Она сложена оливин-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми базальтами, ферробазальтами, трахиандезитами.

Возвышенность Кольцо находится к югу от возвышенности Гэбасс и представляет собой вулканическую постройку овальной формы с плоской вершиной, расположенной на глубине 2200 м. Она сложена оливин-плагиоклазовыми базальтами и трахиандезитами [2].

Гора Петра Великого расположена в южной части залива Петра Великого в 80-ти милях от г. Владивостока и представляет собой вулканическую постройку округлой конусовидной формы, вытянутой в субмеридиональном направлении. Гора сложена оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами

Возвышенность Первенца – почти квадратной формы – 50 x 50 км расположена в северо-западной части Центральной котловины. Она сформирована на основании, которое приподнято над акустическим фундаментом котловины на 600 м [4] и представляет собой блок континентальной коры. В ее фундаменте установлены предположительно юрские осадочные породы, прорванные поздне меловыми гранитами. Два параллельных вулканических хребта возвышенности сложены оливин-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми и оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми базальтами и андезитами.

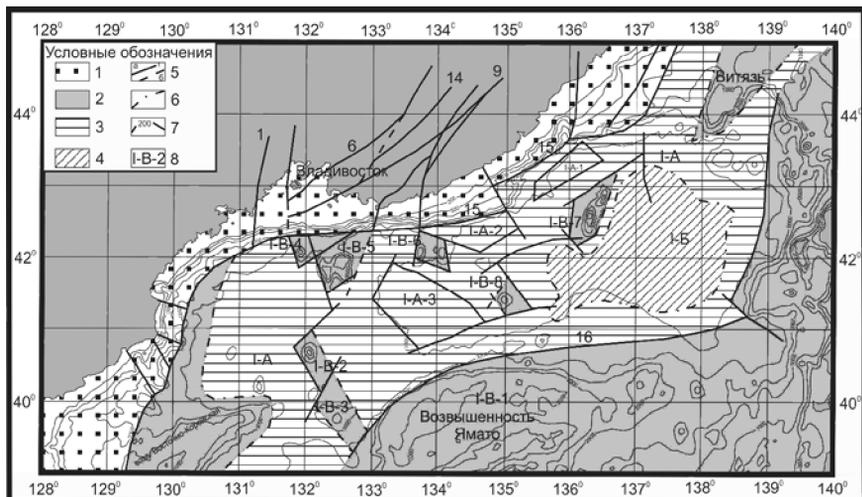


Рисунок. Схема тектонического районирования Центральной глубоководной котловины Японского моря.

1–4 – области с различными типами земной коры [10]: 1 – континентальной, 2 – редуцированной (сокращенной) континентальной корой, 3 – растянутой континентальной корой, 4 – океанической. 5 – разломы и их номера: Западно-Приморский (1), Арсеньевский (6), Центральный Сихоте-Алинский (9), Северо-Япономорский (15), Ямагинский (16); прочие разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 6 – границы областей с различным типом земной коры, 7 – изобаты, 8 – структурно-формационные зоны по [10] с подзонами: Главной (I-A) с прогибами: Северным (I-A-1), Южным (I-A-2), и Западным (I-A-3); Восточной подзоной (I-B). Подводные возвышенности: Ямато (I-B-1), Гэбасс (I-B-2), Колцо (I-B-3), гора Петра Великого (I-B-4), Первенца (I-B-5), Берсенева, Васильковского (I-A-6), Богорова (I-A-7), Беляевского (I-A-8)

Возвышенности Берсенева и Васильковского находятся к востоку от возвышенности Первенца. Они расположены на «пьедестале» с редуцированной корой и отделены от акустического фундамента котловины зонами разломов. Под возвышенностью Берсенева основание имеет прямоугольную форму шириной до 40 км и поднято над фундаментом прилегающей котловины на 500–600 м. Она сложена оливин-плагиоклазовыми базальтами, трахиандезитами и трахитами. В 15 км восточнее ее находится возвышенность Васильковского, вытянутая в субмеридиональном направлении на 26 км при ширине 9 км сложенная высокопрористыми плагиоклазовыми базальтами.

Возвышенность Богорова располагается на основании с редуцированной континентальной корой, отделенной разломами от акустическо-

го фундамента котловины. Это основание длиной 80 и шириной 30 км приподнято на 300–500 м над дном котловины, своим западным краем соприкасается с материковым склоном Приморья [4]. Сложена плагиоклазовыми и оливин-пироксен-плагиоклазовыми базальтами и трахитами.

Возвышенность Беляевского расположена в центральной части котловины к югу от возвышенности Богорова. Это вулканический хребет субмеридионального простирания длиной до 35 км сложенный базальтами оливин-плагиоклазового состава.

Наличие пьедесталов, возвышающихся над акустическим фундаментом котловины на 500–600 м, развитие коры континентального типа под некоторыми из них (Первенец, мощность коры – 20 км, Богоров – 17 км) [1], а также поднятые со склонов ряда хребтов граниты и осадочные породы мезозойского возраста, вынесенные в виде ксенолитов жерловой фации вулканов [5], могут свидетельствовать о формировании этих хребтов на блоках редуцированной континентальной коры, сохранившейся в процессе рифтогенного образования япономорской впадины. А сами вулканические хребты формировались вдоль глубинных разломов, продолжающихся с Южно-Приморской зоны в сторону Японского моря. Наличие шаровой отдельности и стекловатых корок закалывания в базальтах может указывать на их излияния в подводных, вероятно, близповерхностных условиях (пористость до 40%). Появление на вершинах ряда вулканических построек (Гэбасс, Берсенева, Первенец) плиоценовых отложений указывает на завершение процесса вулканической активности к этому периоду.

Слагающие хребты вулканические породы представлены окраинноморскими базальтоидами (ОМ) с преимущественным развитием оливин-плагиоклазовых и плагиоклазовых базальтов среднемиоценового возраста. Геохимические свойства, а именно повышенные концентрации LILE, LREE, HFSE (в том числе Ta-Nb максимум) и элементов группы Fe (Cr и Ni), а также высокие значения отношений $(La/Sm)_N$, $(La/Yb)_N$, и составляют 1.72–3.23 и 3.94–6.79 соответственно, что является одним из признаков наличия граната в источнике. При этом наблюдается четкая закономерность накопление легких REE относительно тяжелых $(La/Sm)_N$ – от 1.72 до 3.23 и $La/Yb)_N$ – от 3.92 до 6.79) с запада на восток Центральной котловины, в сторону появления океанической коры, т.е. максимального подъема апофизы Тихоокеанского суперплюма к поверхности. А высокое Ti/V отношение (в пределах 50–100), одинаковые показатели Nb/Ta (16–17) и низкие – Ba/La указывают на сходство этих пород с вулканидами океанических островов (ОИВ), являющихся производными нижнемантийного плюмового источника,

вероятного апофиза Тихоокеанского суперплюма. [3] В меньших объемах встречающиеся оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и двупироксен-плагиоклазовые базальтоиды несут в себе известково-щелочные «метки» остаточных позднемеловых надсубдукционных магматических расплавов.

Литература

1. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России». М.: Научный мир, 2004.
2. *Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И., Маркевич П.В., Свининников А.И.* Новые данные о строении подводных вулканических гор в пределах котловин Японского моря // Геологическое строение дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток, 1979. С. 114–119.
3. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П.* Mioцен-плейстоценовый вулканизм глубоководных котловин Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 27, № 4. С. 63–71.
4. *Карнаух В.Н., Карп Б.Я.* Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 10–24.
5. *Леликов Е.П., Маляренко А.Н.* Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 268 с.

М.Г. Леонов¹

Атоллы Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань): современная морфоструктура, строение, механизм формирования, место в тектонической эволюции

Туркестанский палеоокеан существовал на месте современного Тянь-Шаня в палеозое, по крайней мере, с кембрия до позднего карбона. В конце карбона – начале перми в результате общего сжатия, сокращения пространства и латеральной аккреции палеоокеаническое пространство было трансформировано в покровно-складчатую область с очень сложной инфраструктурой. В то же время в пределах Гиссаро-Алайской горной области, в силу особенностей первичного строения ложа океана и тектонического процесса, сохранились экзотические элементы палеоокеанической инфраструктуры: палеоатоллы. Эти мор-

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

фоструктурные элементы, выведенные на поверхность Земли и ставшие доступными для изучения, позволили выявить ряд важных закономерностей формирования древних рифовых массивов, но и понять некоторые общие закономерности проявления структурно-вещественной эволюции древних океанических пространств.

Рифовые массивы распространены как в разрезе осадочного слоя земной коры, так и в пределах дна современных морей и океанов. Изучение этих геологических образований интересно во многих аспектах: биологическом (жизнь и эволюция рифообразующих организмов); структурно-тектоническом (режим движений морского дна и особенности структуры рифовых тел); геохимическом (процессы преобразования вещества); минерагеническом (как вместилища УВ). Одна из разновидностей рифовых сооружений – атоллы – наиболее распространенный в океанах тип коралловых рифов. Изучение атоллов и гайотов было начато Ч.Дарвиным, и к настоящему времени установлены основные закономерности строения и развития этих морфоструктур: горы имеют вулканическое происхождение; фундамент атоллов и коралловых островов слагают породы базальтового ряда; форма основания атоллов имеет очертания двояковыпуклой линзы; формирование биогенной постройки обусловлено длительным опусканием кровли вулканического основания, зафиксированное накоплением мощных (до 1,5 км) толщ известняков и доломитов. Одним из важнейших вопросов формирования атоллов является вопрос о механизме длительного (до 80–100 млн лет) перманентного опускания вулканической постройки, который, несмотря на множество вариантов, не решен вплоть до настоящего времени. Совокупность данных бурения, драгирования, геофизики и математического моделирования показывает, что опускание (проседание) вулканической постройки вместе с растущим рифовым навершием может быть обусловлено латеральным тектоническим расползанием горных масс в условиях гравитационной неустойчивости горных масс (библ. в: [Леонов М., 1988]) (рисунок).

В пределах океанического пространства Южного Тянь-Шаня расположено несколько цепочек палеовулканических поднятий. Одна из таких гряд соответствует современной Ягнобской зоне, простирающейся более чем на 500 км от западного окончания Зеравшанского хребта до Восточного Алая. В центральной и восточной частях зоны расположены два горных массива: Ганза-Чимтаргинский (в центре) и Сугутский (на востоке), которые резко возвышаются над общим уровнем гор и образуют обособленные структурно-морфологические провинции. Для массивов характерны следующие особенности строения: (а) изометричная синформная структура массивов и овальная современная морфоструктура, дискордантная по от-

ношению к линейному структурному плану Тянь-Шаня; (б) трехчленный разрез: в основании – кремнисто-терригенные отложения ($R^?-Pz_i$) открытого морского бассейна, выше – основные базальтоиды нормального и субщелочного ряда (O_s-S_{l-w}), венчают разрез биогенные известняки и доломиты (до 1500 м) ($S_{ld}-D_{1-2?}$); (в) пространственная ассоциация разнородных породных комплексов: мантийных гипербазитов, базальтов внутриокеанических дуг, глубоководных кремнисто-терригенных отложений, мелководных рифогенных известняков и доломитов, а также толщ зеленых и глаукофановых сланцев, сформированных по базальтам и кремнисто-терригенным породам нижних горизонтов разреза; (г) синклиновая форма массива и радиальное расположение структурных линий; (д) наличие в центральной области массива структур, субпараллельных первичному напластованию пород: сланцеватости, будинажа, лежащих складок течения, субгоризонтальных тектонических срывов, поверхностей надвигов, метаморфической сланцеватости; (е) неравномерное по вертикали и латерали проявление зеленосланцевого метаморфизма и сланцеватости; (ж) сложная структура нагнетания в обрамлении синформы, образованная многократным чередованием тектонических чешуй, надвигов и покровов. Структурно-метаморфический парагенез и замеры величин деформации указывают на субвертикальную ориентировку напряжений сжатия и субгоризонтальную – растяжения и на формирование структуры в условиях вертикального стресса.

Материалы геологических исследований, дополненные анализом данных по современным гайотам и атоллам, позволяют предложить модель строения и геодинамической эволюции подводных гор Южного Тянь-Шаня (см. рисунок).

На ранних этапах на коре океанического типа происходит рост вулканической постройки, о чем свидетельствует петрохимический состав вулканитов и присутствие тектонических отторженцев ультрабазитов и габброидов. На границе раннего и позднего силура вулканизм затихает и начинается формирование отдельных биогермных и рифовых построек. Следует этап длительного (60–80 млн лет) опускания кровли вулканической постройки, которое привело к накоплению на ней более чем 2-километровой толщи преимущественно рифогенных известняков и доломитов и ассоциирующих с ними карбонатных брекчий и турбидитов. Как показывает изучение внутренней структуры массивов и взаимоотношений с окружающими образованиями, опускание связано с процессом пластического течения горных масс в условиях гравитационной неустойчивости (см. рисунок, в), которое сопровождается (и инициируется) метаморфизмом и

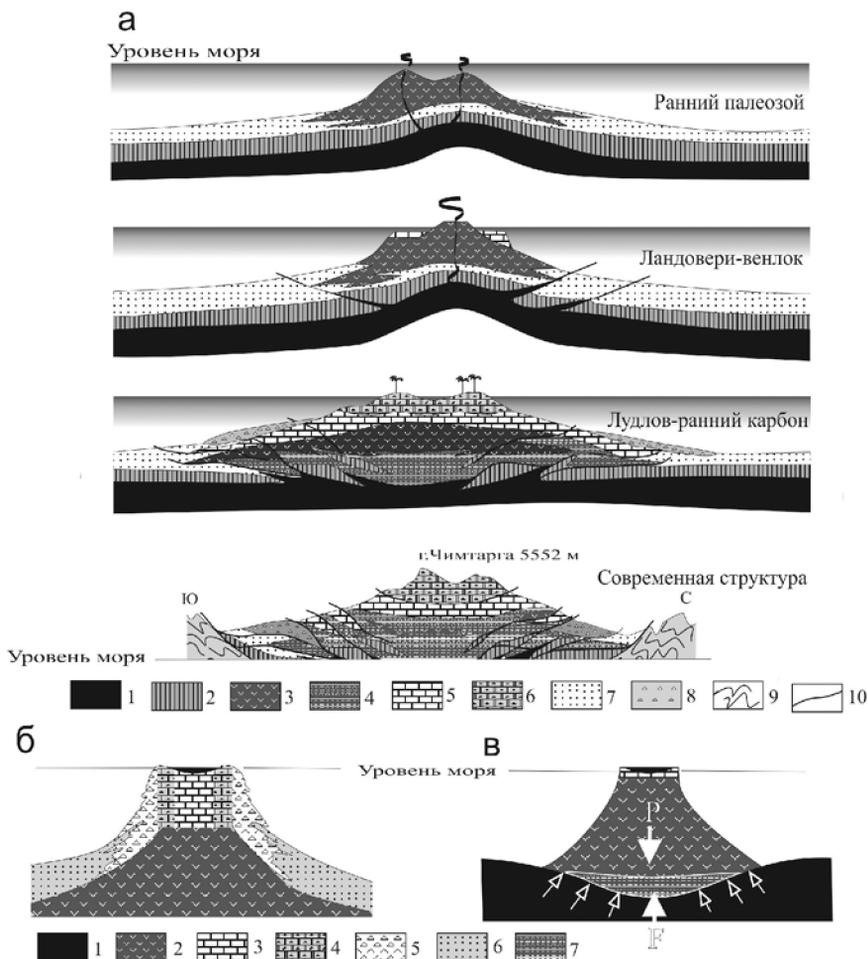


Рисунок. Модель развития внутрибассейновых вулканических гор, гайотов и атоллов.

а – Палеотектоническая эволюция атоллов Туркестанского палеоокеана (на примере Ганза-Чимтаргинского и Сугутского массивов): 1 – ультрабазиты; 2 – габбро-базальтовый слои (2-й и 3-й слои океанической коры, объединенные); 3 – базальты вулканической постройки; 4 – метаморфизованные и рассланцованные вулканиды и осадочные породы; 5 – силурийские известняки и доломиты (с телами органогенных построек); 6 – девонские известняки (с телами органогенных построек); 7 – терригенные и кремнисто-карбонатные отложения прогибов; 8 – карбонатные брекчии (гравитационные микститы); 9 – складчатые комплексы обрамления; 10 – разломы.

б – Схематический профиль типичного кораллового рифа (по Р.Фербриджду, с изменениями).

в – Схема взаимодействия *веса* вулканической постройки (с рифовой «мансардой») и *выталкивающей архимедовой силы*, приводящего к деформации пород основания, пластическому растеканию горных масс и проседанию горного массива (составлена с использованием представлений М.С. Красса). 1 – породы океанического ложа; 2 – основные вулканы; 3 – доломитизированные лагунные отложения; 4 – коралловый риф; 5 – рифовая брекчия; 6 – отложения обрамляющих прогибов; 7 – область концентрации наибольших сжимающих напряжений, деформации и метаморфизма; Р – направление действия веса горных масс; F – направление действия выталкивающей архимедовой силы

рассланцеванием пород вулканического основания. Происходит латеральное «растекание» горных пород.

Базальты подвергаются вначале зеленокаменным изменениям без развития сланцеватости. При достижении критической массы, в нижней части вулканического основания, находящегося в условиях соответствующих давлений и температур, под действием вертикального стресса, вызванного совокупным действием веса горного сооружения и архимедовой силы, проявляется не только вещественное, но и структурное преобразование пород, и формируются объемы зеленых сланцев. Существование *P–T*-условий, необходимых и достаточных для проявления метаморфизма зеленосланцевой фации на глубинах примерно в 4–6 км, подтверждается данными по распространению этих пород в зонах современных срединно-океанических хребтов и разломов. Метаморфизм, сопровождаемый перекристаллизацией, облегчает процесс формирования сланцеватой структуры, а тектоника способствует более интенсивному протеканию метаморфизма. Основание вулканической постройки тектонически растекается, а поскольку метаморфизм и рассланцевание проявляются в породах разного состава и строения неодинаково, то происходит расслоение массива с формированием тектонических чешуй, покровов, зон тектонических брекчий и милонитов. На поверхность морского дна выводятся чешуи и блоки ультрабазитов и габброидов, формируется офиолитовый меланж. Претерпевают структурно-вещественную трансформацию и осадочные породы океанского дна.

Расползание вулканической постройки приводит к опусканию его кровли и наращиванию рифовой надстройки. При этом известняки нижних горизонтов под действием веса вышележащих «перетекают» в более глубокие части бассейна и там перекрываются глубоководными осадками, что подтверждается их внутренней структурой, в которой запечатлены следы пластического течения, и взаимоотношениями с окружающими породами. В частности, карбонатный (преимущественно рифовый) разрез наращивается только в центре постройки; по латерали

мелководные биогермные и рифовые отложения фациально замещаются карбонатными брекчиями, карбонатными турбидитами и глубоко-водными кремнистыми и кремнисто-карбонатными отложениями.

Постепенно, в результате горизонтального перераспределения масс и общего опускания, на уровень проявления зеленосланцевого метаморфизма приходят новые порции пород, которые, в свою очередь, подвергаются метаморфизму, рассланцеванию и горизонтальному перераспределению. Происходит медленное и длительное (80–100 млн лет) опускание кровли вулканической постройки и наращивание биогенного сооружения. Таков в первом приближении может быть процесс формирования атоллов как современных океанов, так и их палеоаналогов. Процесс метаморфизма приводит к формированию объемов пород с характеристиками, приближенными к таковым континентальной коры и ее вертикальная аккреция. В ходе тектонической эволюции, в период общего горизонтального сжатия и сокращения пространства, эти структурно обособленные тела выжимаются в верхние горизонты земной коры, где они, благодаря благоприятному стечению обстоятельств, доступны для непосредственного наблюдения и изучения.

Работа выполнена в соответствии с темой Госзадания №... (в части изучения современной морфоструктуры) и при финансовой поддержке Гранта РФФИ № 16-05-00357 (в части исследования механизмов морфоструктурной дифференциации Туркестанского палеоокеанического бассейна).

Литература

1. *Леонов М.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 458 с.

Смена источников сноса рифейских и вендских терригенных отложений краевых частей Сибирской платформы (север, запад, юг): результаты U-Pb датирова- ния детритовых цирконов и Sm-Nd изотопные данные

В настоящее время существует устойчивое мнение о том, что в позднем докембрии в западном и южном обрамлении Сибирской платформы существовал ороген, в процессе разрушения которого поставлялся обломочный материал в венд-кембрийские осадочные бассейны южных и западных краевых частей Сибирской платформы. При этом проведенные нами геохимические исследования указывали на накопление терригенных отложений венда в пределах шельфа пассивной континентальной окраины. В продолжение этих исследований было проведено Sm-Nd изотопное исследование песчаников и U-Pb датирование детритовых цирконов в них. Были изучены позднедокембрийские терригенные отложения краевых частей Сибирской платформы: рифей – погорюйская серия, Енисейский кряж, карагасская серия, Бирюсинское Присянье; венд – маастахская свита хорбусуонская серия, Оленекское поднятие, вороговская серия, северо-восток Енисейского кряжа, чистяковская и мошаконская свиты тасеевской серии, Иркинеевское поднятие Енисейского кряжа, оселковская серия, Бирюсинского Присянья и байкальская серия южного Прибайкалья.

Терригенные отложения погорюйской и карагасской серии накапливались в рифее не моложе 800 млн лет. Об этом, в первом случае, свидетельствуют данные Sr-хемостратиграфии, во втором, данные по датированию силлов долеритов. Оценка возраста детритовых цирконов из трех проб погорюйской серии Иркинеевского поднятия юго-восточной части Енисейского кряжа показала, что среди источников сноса преобладали породы палеопротерозоя с пиком популяции цирконов от 1.8 до 1.95 млрд лет, значительный привнос обломочного материала происходил за счет разрушения неоархейских пород (12 зерен 2,7 млрд лет) и четыре зерна представляют мезопротерозойскую популяцию цирконов (1.4–1.6 млрд лет). Было изучено четыре пробы песчаников карагасской серии и установлено, что они образовались за счет разрушения иных,

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия; eflnetnik@igm.nsc.ru

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

нежели терригенные породы погорюйской свит, докембрийских источников сноса в пределах Сибирской платформы. Основным источником являлись палеопротерозойские породы с возрастом 1.85–1.9 млрд лет. При этом среди детритовых цирконов представлены все подразделения архея от палео- (начиная с 3.45 млрд лет) до неoarхея. Поэтому вполне закономерным для них являются данные Sm-Nd изотопии. Так модельный возраст укладывается в интервал 2.3–2.5 млрд лет при ϵNd -14..-16, отражая смесь архейских и палеопротерозойских источников сноса. Следует отметить, что цирконов с неопротерозойским возрастом не выявлено.

Рассматривать источники сноса в вендские осадочные бассейны начнем с севера платформы – Оленекское поднятие. В основании хорбусуонской серии венда маастахской свиты цирконы древнее 2,0 млрд лет практически отсутствуют (всего 10 зерен без выраженного пика). 8 зерен имеют возраст от 1.95 до 2.1 млрд лет. Цирконов на рубеже 1.8 млрд лет, среди изученных, не обнаружено. Значительна (более 35 зерен) популяция неопротерозойских цирконов с возрастом 700–730 млн лет, менее представительны цирконы возрастного диапазона 630–680 млн лет (более 25 зерен). Несколько детритовых цирконов с наиболее молодой оценкой возраста около 610 млн лет указывают на то, что накопление отложений маастахской свиты началось не ранее венда. Модельный возраст этих песчаников составляет 2.7 млрд лет при ϵNd -17, отражая смесь архейских, палеопротерозойских и неопротерозойских источников сноса в пределах Сибирской платформы.

В западном обрамлении Сибирской платформы изучены терригенные отложения венда трех свит вороговской серии (р. Вороговка) северо-западной части Енисейского кряжа – сухоречинской, мутнинской и североречинской. Популяция цирконов неoarхея в них представлена 14 зернами с пиком на 2.6 млрд лет. Среди палеопротерозойских наиболее представлена группа цирконов, возраст которых оценен в интервале 1.76–1.95 млрд лет, и несколько уступает ей по численности зерен популяция с возрастaми 2.45–2.5 млрд лет. Цирконы с неопротерозойским возрастом представлены в широком диапазоне и по количеству преобладают над палеопротерозойскими и неoarхейскими популяциями. Максимальное количество зерен детритовых цирконов вороговской серии имеет возрастной диапазон от 600 до 750 млн лет. Второй по количеству зерен идет группа цирконов с возрастaми 900–950 млн лет и в подчинённом количестве 800–850 млн лет. Минимальный возраст детритовых цирконов в основании вороговской серии по пяти определениям оценен в 585 млн лет, что указывает на вендский возраст седиментации отложений этой свиты. Модельный возраст этих песчаников со-

ставляет 2.1–2.5 млрд лет при ϵNd -3,4..-8,2, отражая смесь архейских, палеопротерозойских и неопротерозойских источников сноса в пределах Сибирской платформы.

Вендские отложения чистяковской и мошакской свит тасеевской серии изучены в пределах Иркиневского поднятия юго-восточной части Енисейского кряжа. Распределение возрастов цирконов у них однотипное: большая популяция имеет неопротерозойский возраст (600–890 млн лет), часть цирконов имеют палеопротерозойские датировки (1660–1950 млн лет). Самая молодая популяция обломочных цирконов, изученная в породах мошакской и чистяковской свит, характеризуется возрастом 603–605 млн лет. Следовательно, эти песчаники накапливались позже 600 млн лет в венде, т.к. они перекрываются раннекембрийскими отложениями климовской свиты. При этом, в пределах питающих провинций при накоплении песчаников нижней части тасеевской свиты – чистяковской свиты, типичны два пика тектоно-магматической активизации в неопротерозое в интервале 640–670 млн лет и 730–750 млн лет. При накоплении терригенных пород верхней части тасеевской серии – машакской свиты, более древний неопротерозойский источник сноса перестаёт работать и среди основных источников сноса преобладают породы с возрастом 650–670 млн лет при подчинённом вкладе палеопротерозойских источников.

Для двух проб вендских отложений оселковской серии Бирюсинского Присяянья наиболее представительна популяция цирконов в интервале 1.8–2.2 млрд лет при незначительном количестве раннепалеопротерозойских источников 2.5–2.6 млрд лет. Неопротерозойская популяция представлена 13 зёрнами в возрастном диапазоне 650–960 млн лет. Модельный возраст песчаников оселковской серии составляет 1.7–3.2 млрд лет при ϵNd -4,2..-8,6, отражая смесь архейских, палеопротерозойских и неопротерозойских источников сноса в пределах Сибирской платформы. Следует отметить, что наиболее молодой модельный возраст и менее низкие значения ϵNd определены для туффицитов, выявленных в верхней части разреза этой серии.

Вендские отложения байкальской серии охарактеризованы цирконами двух популяций – палеопротерозойской и неоархейской – при незначительном вкладе мезоархейских цирконов. Цирконов с неопротерозойским возрастом среди вендских песчаников байкальской серии не выявлено. Модельный возраст песчаников байкальской серии составляет 1.9–2.6 млрд лет при ϵNd -4..-17, отражая смесь архейских и палеопротерозойских источников сноса в пределах Сибирской платформы.

Таким образом, в результате U-Pb датирования детритовых цирконов и Sm-Nd изотопных исследований песчаников рифейских и венд-

ских осадочных комплексов в краевых частях севера, запада и юга Сибирской платформы проведена оценка возраста и происхождения пород питающих провинций. Установлено, что источники обломочного материала для изученных терригенных пород находились в пределах Сибирской платформы и, в основном, представляли собой различные палеопротерозойские изотопные провинции с проявлениями неопротерозойской активизации, магматические и вулканические образования которых служили также источниками поступления обломочного материала в большинство вендских бассейнов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 15-05-05095 и 16-35-00081 мол-а.

И.И. Лиханов¹

Локальные вариации термодинамических параметров метаморфизма как результат тектонического стресса в Приенисейской сдвиговой зоне Енисейского края

Актуальной проблемой метаморфической геологии является соотношение деформационных и метаморфических процессов в земной коре. Перспективными объектами для решения этого вопроса являются глубинные зоны пластических сдвиговых деформаций. Интерес к ним обусловлен фундаментальными (исследование стресс-метаморфизма) и прикладными (связь с этими процессами очагов землетрясений) аспектами.

В последнее время в литературе активно обсуждается роль тектонического стресса как дополнительного фактора метаморфизма в связи с вопросами генерации сверхдавлений в сдвиговых зонах [1, 16]. Прогресс в этом направлении позволил на основе модельных примеров создать современную теоретическую концепцию тектонического сверхдавления в связи с деформациями пород и их реологией [14]. Эти представления были подтверждены результатами численного моделирования баланса сил в развивающемся сдвиговом нарушении [9, 15 и др.], показывающие, что тектоническое сверхдавление в породах может быть значительно выше, чем девиаторный стресс, отражающий литостатиче-

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия; likh@igm.nsc.ru

скую нагрузку. Однако, природные наблюдения этого явления крайне редки. В настоящем докладе на примере тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) приведены свидетельства влияния тектонического стресса на величины термодинамических параметров метаморфизма.

Объекты исследования расположены в северной и южной частях Енисейского кряжа в пределах ПРСЗ, разделяющей тектонические блоки региона и являющейся областью их активного взаимодействия [6]. Эта структура представляет собой систему субпараллельных разломов сдвиговой и надвиговой кинематики с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма. Множественные сдвиги в тектоническом шве сопровождалась формированием пояса тектонитов с мощностью около 15–20 км [2].

В пределах южного сегмента ПРСЗ в зоне сочленения канской и енисейской серий изучены метаморфические породы Ангаро-Канского блока, представленные $Sil+Grt+Bt+Pl\pm Opx$ гнейсами и кристаллическими сланцами [7]. Символы минералов приняты по [17]. В ангарской части ПРСЗ в составе тектонического меланжа распространены реликтовые крутопадающие блоки метапелитовых гнейсов и сланцев преимущественно $Grt+Bt+Ms+Pl+Qz\pm Kfs\pm Chl$ состава и линзы апобазитовых гранатовых амфиболитов, сложенные многоминеральной $Grt+Amp+Pl+Ph+Ep+Spn+Rt\pm Pg\pm Cb\pm Chl$ ассоциацией [8].

По микротекстурным и химическим особенностям минералов метабазитов выделяются две стадии развития минеральных ассоциаций. Пиковая ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов. В зернах граната и сфена обнаружены реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита и эпидота, что свидетельствует об участии последних в ранней допиковой ассоциации. Оценки P – T -параметров метаморфизма пород получены по реальным составам породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей смешения для разных геотермобарометров, а также компьютерных программ, обзор которых приведен в [4, 8, 11].

Статистическими различиями между P – T -параметрами формирования тектонитов и исходных пород выявлена значимая корреляция условий метаморфизма с интенсивностью деформаций, что свидетельствует о тектоническом контроле стресс-метаморфизма (рисунок). Динамометаморфизм парагнейсов Ангаро-Канского блока на юге и формирование основной массы бластомилонитов северного сегмента ПРСЗ происходили с повышением давления на 1.5–3 кбар при незначительном увеличении температуры с низким метаморфическим градиентом dT/dH

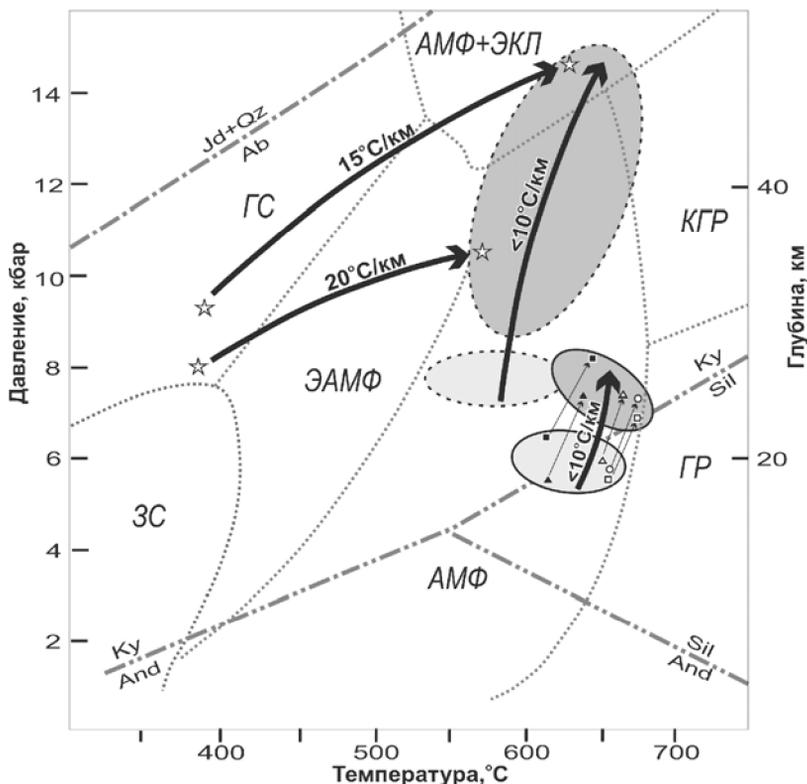


Рисунок. *P-T* тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов ПРСЗ.

Эллипсы светло-серого и темно-серого цветов обозначают *P-T*-условия исходных гнейсов и развитых по ним blastsмилолитов, соответственно. *P-T*-поля пород Ангаро-Канского блока и Заангарья оконтурены, соответственно, сплошной и пунктирной линиями. Направления *P-T*-трендов эволюции стресс-метаморфизма показаны толстыми стрелками со значениями метаморфического градиента. Тонкими стрелками показаны локальные вариации *P-T*-параметров между реликтивными гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока. Точечные линии – границы метаморфических фаций для метабазитовой системы [10]

$<10^\circ\text{C}/\text{km}$ в сравнении с фоновыми значениями более раннего регионального метаморфизма. Это подтверждается особенностями химизма минералов, в которых слабое уменьшение железистости и содержания спессартинового минала в перекристаллизованных гранатах из зон интенсивных деформаций может быть связано с незначительным увеличением температуры; а существенное повышение содержания grossу-

лярового компонента граната с одновременным уменьшением аноритовой составляющей в плагиоклазах определяется значительным ростом давления. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых плоскостей и зон деформаций, обусловивших многократную деструкцию пород с несколькими пиками динамометаморфизма [5, 7]. Максимальные превышения термодинамических параметров метаморфизма установлены в тектонитах базитового состава, залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа в тектоническом шве на границе Сибирского кратона с Исаковским островодужным террейном. Протолитом этих пород являлись глаукофановые сланцы, сформированные в результате субдукции океанической коры под активную континентальную окраину. В приразломной зоне они подверглись синэкстумационному дислокационному метаморфизму с одновременным значительным ростом давления на 3–5 кбар и температуры на 180–240°C при более высоком градиенте $dT/dH=15\text{--}20^\circ\text{C}/\text{км}$. Выявленные различия в P – T -параметрах метаморфизма метапелитов и metabазитов согласуются с термодинамическими расчетами [1, 3, 12, 13] и результатами численных экспериментов, свидетельствующими о локальном разогреве пород при вязких деформациях (viscous heating) [9] и/или превышении ориентированного тектонического давления над литостатическим в зонах пластического сдвига [например, 15].

Представленные доказательства влияния тектонического стресса на величины термодинамических параметров регионального метаморфизма и реологию пород подтверждают роль тектонического стресса как весьма эффективного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

Литература

1. Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смольская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
2. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014. Т. 52. № 1. С. 3–25.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. P – T – t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 385–416.
4. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // ДАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
5. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство венд-

ских аккреционно-коллизийных событий на западной окраине Сибирского кратона // ДАН. 2013. Т. 450. №2. С. 199–203.

6. *Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.* Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.

7. *Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Хиллер В.В.* P–T–t реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031–1056.

8. *Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С., Крылов А.А.* Свидетельства тектонического стресса в Приенисейской сутурной зоне Енисейского кряжа // Материалы 4-й тектонофизической конференции «Тектоника и актуальные вопросы наук о Земле»: Тез. докл. М.: Изд-во ИФЗ, 2016. С. 139–146.

9. *Burg J.-P., Gerya T.V.* The role of viscous heating in Barrovian metamorphism: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // J. Metamorphic Geol. 2005. V. 23. P. 75–95.

10. *Ernst W.G.* Subduction-zone metamorphism, calc-alkaline magmatism, and convergent-margin crustal evolution // Gondwana Res. 2010. V. 18. P. 8–16.

11. *Kontorovich A.E., Khomenko A.V., Burshtein L.M., Likhonov I.I., Pavlov A.L., Staroseltsev V.S., Ten A.A.* Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern Siberia, Russia // Petroleum Geoscience. 1997. V. 3. Pt. 4. P. 359–369.

12. *Likhonov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.* Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // J. Metamorphic Geol. 2004. V. 22. P. 743–762.

13. *Likhonov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.* P–T–t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 391–410.

14. *Mancktelow N.S.* Tectonic pressure: Theoretical concepts and modelled examples // Lithos. 2008. V. 103. P. 149–177.

15. *Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y.* Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 1984–1988.

16. *Tajchmanova L., Vrijmoed J., Moulas E.* Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // Lithos. 2015. V. 216–217. P. 338–351.

17. *Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for rock-forming minerals // Am. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

Неопротерозойские гранитоиды и риолиты о-ва Врангель: особенности состава, обоснование возраста и геодинамическая обстановка формирования

На острове Врангеля распространены комплексы широкого стратиграфического интервала от неопротерозоя до триаса. Они смяты в складки северной vergentности, ассоциирующие с падающими на юг надвигами и кливажем и в целом образуют антиклинорную структуру [1, 5, 9, 10, 16]. Ядро этой структуры сложено метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации вулканическими, вулканокластическими и терригенными породами врангелевского комплекса. Возраст врангелевского комплекса считается позднепротерозойским на основании находок микрофитоцитов, водорослей, акритархов и геохронологических данных [4, 5]. Существует также точка зрения, что этот комплекс представляет собой метаморфизованную часть свиты Берри позднедевонско-раннекаменноугольного возраста [2, 8, 9].

Магматические породы острова Врангеля имеют ограниченное распространение: они образуют две полосы выходов субширотного простирания: южную, приуроченную к врангелевскому комплексу в центральной части антиклинория и северную, ~ 10 км к северу от врангелевского комплекса, образованную прерывистой цепочкой обнажений вулканических пород основного и кислого состава.

Полученные ранее датировки гранитоидов и пород основного состава из врангелевского комплекса имеют широкий разброс: 608–840 млн лет, U-Pb циркон [26, 39]; 590 млн лет, Pb-Pb циркон; 574, 575 млн лет, K-Ar по валу; 475 млн лет, Rb-Sr по мусковиту [5]. Немногочисленные данные по петрохимии гранитоидов врангелевского комплекса позволяли классифицировать их как породы повышенной щелочности, пересыщенные кремнеземом, высокоглиноземистые и относить либо к вы-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия; luchitskaya@ginras.ru; moartem@yandex.ru; sokolov@ginras.ru; tuchkova@ginras.ru

² Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия; Sergey_Sergeev@vsegei.ru

³ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

⁴ GeoSep Service, Moscow, USA; P.OSullivan@geoseps.com

⁵ ОАО «Роснефть», Москва, Россия; v_verzhbitskiy@rosneft.ru; n_malyshv@rosneft.ru

сококалиевым известково-щелочным (поздне)орогенным либо синколлизийным гранитоидам [5].

Изучение и отбор проб гранитоидов врангелевского комплекса имели место в верховьях р.Неизвестная и р.Хищников, где они образуют тела мощностью от десятков сантиметров до 80 метров, местами превращены в гранито-гнейсы или милонитизированы.

В северной полосе развития вулканических пород основного и кислого состава непосредственные контакты между породами врангелевского комплекса и вулканитами, а также между вулканитами кислого и основного состава отсутствуют. А.А.Горбунов [3], Г.А.Каменова [4] рассматривали выходы вулканических пород как останцы врангелевского комплекса. Близкая ассоциация вулканитов с базальными нижнекаменноугольными конгломератами позволяла относить их к нижнекаменноугольным отложениям. Тем не менее, нигде нет наблюдений о залегании вулканических пород на девонских терригенных породах [5, 12, 16]. Мощность вулканитов составляет 100–200 метров. Матрикс конгломератов, перекрывающих базальты, содержит цирконы не моложе 550 млн лет [17].

Вулканиты кислого состава, относимые к палеозойскому вулканическому комплексу авторами [5, 12] были изучены в верховьях р. Неизвестная, где они образуют пик горы Первая. Мощность вулканитов не превышает 100 метров, возможно они образуют несколько пластин.

Для трех образцов гранитогнейсов из врангелевского комплекса были получены неопротерозойские возрасты 702 ± 3 , 707 ± 4 и 682 ± 2 млн лет; часть изученных цирконов содержит унаследованные ядра с возрастными 1010, 1170, 1435, >2600 млн лет (U-Pb SIMS) [7]. Мусковитовые граниты имеют возраст 712 ± 17 и 722 ± 13 млн лет (U-Pb SIMS); в одном из образцов есть цирконы с возрастом 511 ± 13 и 1360 ± 25 млн лет, которые отражают время палеозойского магматического события и возможный возраст протолита соответственно. Для милонитизированных мусковитовых гранитов получены оценки возраста 593 ± 7 и 692 ± 3 млн лет (U-Pb SIMS, LA-ICP-MS). Наконец, для вулканитов кислого состава из северной полосы развития вулканических пород основного и кислого состава получены оценки возраста 594 ± 7 и 599 ± 8 млн лет (U-Pb SIMS).

Гранитоиды по соотношению суммы щелочей и кремнезема классифицируются как граниты, за исключением одного образца, соответствующего кварцевому монцониту, а вулканиты кислого состава – как риолиты. По классификации [14] гранитоиды и риолиты относятся к магнезиальным ($Fe^*=0.71-0.79$), известково-щелочным и щелочно-известковистым ($MAI=6.92-7.68$), пералюминиевым образованиям ($ASI=1.13-1.35$). Соотношение Nb, Zr и $10^4 Ga/Al$ в гранитоидах показы-

вает их отличие от гранитов А-типа и сходство с высокодифференцированными гранитами I-типа. Геохимические характеристики риолитов, такие как низкие содержания Sr, повышенные содержания Zr, Ga, Nb, Y риолитов сближают их с гранитами А-типа. По соотношению Rb и суммы Y и Nb они сопоставляются с внутриплитными гранитами [18].

Мусковитовые граниты и их милонитизированные разности имеют фракционированные хондрит-нормализованные распределения РЗЭ с отрицательной Eu-аномалией ($La_N/Yb_N=10.61-14.89$; $Eu/Eu^*=0.17-0.46$). Для риолитов характерны менее фракционированные распределения за счет более высоких содержаний тяжелых РЗЭ и более значительная отрицательная Eu-аномалия ($La_N/Yb_N=3.50-6.38$; $Eu/Eu^*=0.61$ и 0.15 ; 0.17 соответственно). Гранито-гнейсы имеют наиболее фракционированное распределение РЗЭ и отрицательную Eu-аномалию ($La_N/Yb_N=34.53$; $Eu/Eu^*=0.31$).

Спайдерграммы редких элементов гранитоидов и риолитов, нормированных на состав примитивной мантии, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных; имеют положительные аномалии Cs, U, K, Pb и отрицательные – Ba, Nb, Ta, легких РЗЭ, Sr, Ti. Спайдерграммы риолитов отличаются более глубокими отрицательными аномалиями Sr, P, Ti.

Гранитоиды, их милонитизированные разности и риолиты заметно различаются по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельным возрастам $T(DM)$, $T(DM-2)$ при близком содержании SiO_2 . Мусковитовые граниты имеют отрицательные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (-4.46, -3.69), палеопротерозойские одно- и двухстадийные модельные возрасты (2.0 и 1.8, 1.7 млрд лет соответственно). Риолиты имеют небольшие положительные величины и мезопротерозойские модельные возрасты (1.1, 1.2 и 1.2, 1.2 млрд лет). Часть милонитизированных гранитов характеризуются промежуточными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов.

Выводы. 1. U-Pb SIMS и LA-ICP-MS датировки цирконов из гранитоидов врангелевского комплекса и риолитов из северной полосы развития магматических пород указывают на два возрастных интервала проявления гранитоидного магматизма и кислого вулканизма в неопротерозойское время: ~690–730 и ~590–610 млн лет соответственно. 2. Неопротерозойские датировки риолитов свидетельствуют в пользу принадлежности их к врангелевскому комплексу, а не к нижнекаменноугольным отложениям, как это предполагалось ранее, что подтверждается и сходством петрохимических характеристик риолитов и вулканистов кислого состава из врангелевского комплекса. 3. Особенности состава позволяют сопоставлять гранитоиды врангелевского комплекса с высокодифференцированными пералюминиевыми гранитами I-типа.

Вулканиды кислого состава по петрохимическим параметрам соответствуют риолитам, а геохимически сходны с гранитами А-типа. 4. Отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ указывают на участие в петрогенезисе гранитоидов врангелевского комплекса материала континентальной коры, а одно-, двухстадийные модельные возрасты указывают на его возможный мезо-палеопротерозойский возраст. Умеренные положительные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ и мезопротерозойские одно- и двухстадийные модельные возрасты для вулканидов кислого состава позволяют предполагать гетерогенный источник магм, включающий коровый и мантийный компоненты. 5. Формационный состав пород врангелевского комплекса вмещающих гранитоиды, а именно наличие вулканидов кислого, среднего, основного состава, вулканокластических и терригенных пород, в совокупности с петро-геохимическими характеристиками гранитоидов предполагают их формирование в геодинамической обстановке активной континентальной окраины для этапа ~690–730 млн лет. Пространственная ассоциация риолитов, имеющих геохимические черты гранитов А-типа с возможно разновозрастными обогащенными базальтами может указывать на существование бимодальной рифтогенной ассоциации, образующейся в процессе растяжения ~610–590 млн лет назад. Близкие интервалы времени проявления кислого магматизма в надсубдукционной обстановке на активной окраине и в обстановке рифтогенеза выделены Дж.Амато с коллегами [10, 11] для неопротерозойских гранитов и ортогнейсов п-ова Сьюард Аляски. Определенные аналогии имеются и с тиманидами. В Тимано-Печорском регионе установлены гранитоиды I- и А-типов [6]. Гранитоиды I-типа имеют изотопный возраст в диапазоне 700–515 млн лет и являются частями вулканоплутонической ассоциации активной континентальной окраины. Гранитоиды А-типа имеют изотопный возраст 565–500 млн лет и ассоциируют с контрастными вулканидами, образовавшимися в обстановке растяжения. Однако пространственные связи врангелевского комплекса с тиманидами неясны. На Новой Земле датированы диабазовые дайки с возрастом ~710 млн лет и аляскитовые граниты с возрастом ~717 млн лет (U-Pb) [13, 15].

Благодарности. Авторы признательны ОАО «Роснефть» за финансовую поддержку в проведении полевых работ на о-ве Врангеля. Аналитическая обработка образцов горных пород была осуществлена за счет гранта РНФ №16-17-10251.

Литература

1. *Вержбицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.* Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника. 2015. №3. С.3–35.

2. Ганелин В.Г. Верхнепалеозойские отложения острова Врангеля. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 87 с.
3. Горбунов А.А. Геологическая структура восточной части острова Врангеля и острова Геральд. М.: Арктикразведка, 1946. 75 с.
4. Каменева Г.И. Домезозойские отложения острова Врангеля. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Ленинград: НИИГА, 1975. 25 с.
5. Коско М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандошко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д. Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. Т.200. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
6. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреичев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ч. 1. Протоуралиты, тиманиды и доордовикские гранитоидные вулканоплутонические ассоциации севера Урала и Тимано-Печорского региона // Литосфера. 2006. №4. С. 3–22.
7. Лучицкая М.В., Сергеев С.А., Соколов С.Д., Тучкова М.И. Неoproтерозойские гранитоиды острова Врангеля // ДАН. 2016. Т.469. №2. С. 195–198.
8. Тильман С.М., Бялобжеский С.Г., Чехов А.Д. Геологическая структура острова Врангеля. Магадан: СВКНИИ, 1964. С. 53–97.
9. 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.
10. 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. V. 121. P. 1219–1235.
11. Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic-Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska-Chukotka terrane: An overview with new U-Pb ages / Dumolin J.A., Till A.B. (eds.). Reconstruction of Late Proterozoic to Devonian Continental Margin Sequence, Northern Alaska, Its Paleogeographic Significance, and Contained Base-Metal Sulfide Deposits // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 2014. V. 506. P. 29–57.
12. Cecile M.P., Harrison J.C., Kos'ko M.K., Parrish R.R. Precambrian U-Pb ages of igneous rocks, Whangel complex, Wrangel Island, USSR // Can. J. Earth Sci. 1991. V. 28. N 9. P. 1340–1348.
13. Corfu F., Svensen H., Neumann E.-R., Nakrem H. A., Planke S., U-Pb and geochemical evidence for a Cryogenian magmatic arc in central Novaya Zemlya, Arctic Russia. Terra Nova. 2010. Is.22. P. 116–124.
14. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. N 11. P. 2033–2048.
15. Korago E.A., Kovaleva G.N., Lopatin B.G., Orgo V.V. The Precambrian rocks of Novaya Zemlya / Gee D.G., Pease V. (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica // Geological Society Memoir. London. 2004. № 30. P. 135–145.
16. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.G., Lopatin V.G. Geology of Vrangal Island, between Chukchi and East Siberian seas, Northeastern Russia // Geol. Surv. Can. Bull. 1993. V. 461. 102 p.
17. Moiseev A.V., Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Verzhbitsky V.E., Ledneva G.V. Volcanic complex of Northern Wrangel Island: petrography, geochemistry and geodynamic

setting // Penrose conference ‘Tectonic development of Amerasia basin’. Banff, Canada. Alberta: Banff Centre, 2009. P. 309.

18. *Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology*. 1984. V. 25. Is. 4. P. 956–983.

И.В. Лыгин¹, К.М. Кузнецов¹, Т.Б. Соколова¹

Современный взгляд на строение Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам интерпретации потенциальных полей

Енисей-Хатангский (ЕХ) прогиб является объектом многолетних комплексных геолого-геофизических работ, цель которых – изучение особенностей тектонического строения, уточнение генезиса и оценки углеводородного потенциала территории [2, 5, 4]. Благодаря новым работам в настоящее время актуализированы цифровые модели гравитационного и магнитного полей [5], в результате сейсморазведочных работ по регулярной сети профилей [2] создан структурный каркас мезозой-кайнозойских отложений ЕХ прогиба. По данным региональных работ [1] и обобщений предыдущих исследований с достаточной степенью точности установлено поведение поверхности Мохоровичича [6].

При совместной интерпретации данных сейсморазведки и потенциальных полей после учета трехмерных гравитационных эффектов, известных границ ЕХ региона из сейсморазведки, структура аномалий остаточного гравитационного поля (рисунок, А) позволила по-новому подойти к анализу особенностей строения и динамики формирования земной коры. Трехмерное моделирование магнитных источников с опорой на результаты сейсморазведки и трехмерного плотностного моделирования позволило классифицировать источники магнитного поля по трем структурным этажам (фундамента, осадочного чехла и вблизи дневной поверхности) (рисунок, Б).

Результаты регионального анализа и комплексной интерпретации потенциальных полей и геолого-геофизических материалов представлены обобщенной схемой строения Енисей-Хатангского региона (рисунок, В).

Центральный элемент схемы – ЕХ прогиб, строение верхней части которого известно по данным сейсморазведки, представляет собой

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

Рисунок. Проявление Енисей-Хатангского рифта в потенциальных полях. А – Положительные аномалии магнитного поля; Б – Гравитационное поле в редукции Буге с вычтенными эффектами от границы Мохоровичича и мезозой-кайназойского комплексов; В – схема строения земной коры Енисей-Хатангского региона по результатам комплексной интерпретации.

крупный осадочный бассейн с мощным осадочным чехлом, достигающим на западе 10–15 км [7]. В региональной структуре потенциальных полей он выделяется, как единый структурно-тектонический блок, отличающийся весьма специфическим проявлением [8, 4]. Гравитационное поле структуры слегка повышенное, наиболее яркой особенностью является серия сближенных линейных максимумов и минимумов, причудливо изгибающихся и меняющих свое простирание с северо-западного на субширотное, а затем на север-северо-западное, параллельное фрагменту долины в нижнем течении р. Хатанга и Хатангскому заливу. Природа этих линейных максимумов поля традиционно связывается с приподнятыми структурами фундамента, частично изученными и описанными ранее (валы Рассохинский, Балахнинский, Киряко-Тасский и пр.).

В магнитном поле бортам ЕХ прогиба соответствуют оси положительных магнитных аномалий, особенно четко выделяемые в западной его части. В обрамлении Янгодо-Горбитского выступа, локальные, изометричные или слабо-вытянутые максимумы, амплитудой до 5 000 нТл, образуют псевдо-кольцевую структуру (рисунок, Б).

Южная граница ЕХ блока фиксируется цепочкой интенсивных линейных минимумов силы тяжести, протягивающихся по периферийной, погруженной части края Сибирской платформы.

Центральный гравитационный максимум, протягивающийся через центральную, осевую часть прогиба, по аналогии с Колтогор-Уренгойским, интерпретируется нами, как ось еще одной рифтовой системы (ЕХ) с тройственным сочленением в районе Обско-Тазовской губы.

ЕХ рифт протягивается по оси одноименного прогиба единой системой до долготы Янгодо-Горбитского выступа. Далее на восток рифт распадается на три ветви, разделенные выступами фундамента:

- основная, центральная ветвь огибает с юга Янгодо-Горбитский выступ и, разворачиваясь на север, утыкается в Таймырский блок;
- дополнительная северная ветвь, «пытается разомкнуть» Таймырский блок, отделяя Янгодо-Горбитский выступ. Итогом её тектонического воздействия является образование в коре Южно-Таймырского блока трещин восток-северо-восточного направления, проявленных линейными узкими, но высокоамплитудными аномалиями гравитационного и магнитного полей;

– южная ветвь, наиболее ярко выраженная в потенциальных полях и «наиболее агрессивная», идет вдоль северной границы Сибирской платформы. Она протягивается до широты острова Большой Бегичев и скользит вдоль края Таймырского орогена, прослеживаясь в коре далее сериями трещин восточного простирания (зафиксированы узкими линейными аномалиями). Можно предположить их связь с оперяющей системой тектонических зон хребта Гаккеля.

Ширина и простирание осей рифтовой системы меняются, что может свидетельствовать о неоднократных попытках поперечных тектонических расколов в процессе рифтообразования. На схеме такие области отмечены стрелками.

Особое место занимает Гулинский интрузивный массив, происхождение которого является предметом геологических дискуссий. Структура выделяется высокоамплитудными положительными аномалиями потенциальных полей, в целом изометричными, имеющими достаточно сложную структуру, с многочисленными локальными экстремумами. Веерообразная система разломов, протягивающихся от Енисей-Хатангского рифта в сторону Сибирской платформы и ортогональных её границе, свидетельствует о высоких тектонических напряжениях и попытке раскола Сибирской платформы в этом (юго-восточном) направлении. Можно полагать, что «попытка» раскола оказалась неудачной, и весь объем мантийного вещества выплеснулся в этой области. Это объясняет сложное строение Гулинского массива, в котором присутствуют магматические комплексы разного состава, включая известные кимберлиты [3].

На схеме (рисунок, В) показаны области распространения магматических комплексов, разделенных по глубине залегания источников. Наиболее погруженные источники выделены вдоль бортов ЕХ бассейна, на Анабарском щите и погруженных блоках Сибирской платформы в окрестности рек Хатанга и Хета. На западе аналогичные области отмечены в центральной части Колтогор-Уренгойского рифта. Области распространения источников в осадочном чехле (условно отнесены к домезозойским) тяготеют к обрамлению Янгодо-Горбитского выступа. К юго-западу от него отмечена серия линейных субмеридиональных локальных объектов повышенной намагниченности.

Выводы. Новые детальные актуализированные карты потенциальных полей, включившие результаты крупномасштабных гравиметрических и магнитометрических съемок и данные сейсморазведочных работ, позволили создать трехмерные плотностную и магнитную модели ЕХ прогиба и провести их геологическую интерпретацию. Составлена

уточненная схема строения региона ЕХ прогиба, как центральной структуры северного обрамления Сибирской платформы.

Наиболее важными геологическими результатами комплексной интерпретации являются:

ЕХ прогиб рассматривается, как элемент сложной рифтовой системы. Основная ось рифтовой системы, огибая Янгодо-Горбитский выступ, протягивается в северо-восточном направлении через центральную часть прогиба до Балахнинского вала и прослеживается далее на северо-восток системой трещин практически до зоны влияния структур Северного Ледовитого Океана.

Рифтовая система имеет сложное строение, она неоднократно меняет свое направление, в центральной части, перед Янгодо-Горбитским выступом, разделяется на три части. Вдоль северного борта Сибирской платформы в пределах крыла, опущенного под воздействием рифтовых процессов, зафиксирована серия линейно вытянутых прогибов, предположительно в палеозойском комплексе.

Литература

1. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России» СПб.: изд. ФГБУ «ВСЕГЕИ им. Карпинского», 2013.

2. *Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковичина Е.В.* Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника. 2016. № 2. С. 1–20.

3. *Егоров Л.С.* Ййолит-карбонатитовый плутонизм (на примере маймечакоутуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.

4. *Мелихов В.Р., Лыгин И.В., Пийп В.Б.* Строение земной коры в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты по комплексу геофизических данных // Геофизика. 2011. № 2. С. 70–79.

5. *Нарский Н.В., Литвинова Т.П., Ермолина Н.В., Серых С.В.* ФГБУ "ВСЕГЕИ", «Построение карт потенциальных полей и гравимагнитных моделей слабоизученных территорий северного обрамления Сибирской платформы» (отчет по договору № 8Ф-14 «ВСЕГЕИ», * М.: Росгеолфонд, 2016).

6. *Сурков В.С., Варламов А.И., Ефимов А.С., Гришин М.П., Кузнецов В.Л., Старосельцев В.С., Лотышев В.И., Смирнов Л.В.* Консолидированная кора платформенных областей Сибири // Разведка и охрана недр. 2007. № 8. С. 3–9.

7. *Хаин В.Е., Соколов Б.А.* Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Советская геология. 1984. № 7. С. 49–60.

8. *Lygin V.A., Sokolova T.B., Lygin I.V.* Comprehensive Analysis and Interpretation of Gravimetric and Magnetometric Survey Data over Water Area and Mainland of Siberian Region // Proceedings of IAG Symposium on Terrestrial gravimetry: Static and Mobile Mesurement (TG-SMM2016) held on 12–15 April 2016 at the State Research Center of Russian Federation. Concern CSPI Elektropribor, JSC (St. Petersburg, Russia), место издания State Research Center of Russian Federation. Concern CSPI Elektropribor, JSC (St. Petersburg, Russia). С. 128–135.

Терминология тектоники и геоморфологии дна Мирового океана: состояние и проблемы

Терминология в научной литературе определяет значение того или иного понятия, которое понятно всем специалистам и служит инструментом, который позволяет формировать научные теории и принципы общения. Она, также как и любой язык, постоянно видоизменяется и, соответственно, требует постоянной систематизации и уточнения.

Формирование терминов в области тектоники и геоморфологии морей и океанов резко отличается от понятий «сухопутной геологии» и основано на: плановой ориентации одного объекта по отношению к другому («срединный хребет» или «mid-oceanic ridge», «поднятие внутреннего (внешнего) угла» или «inside (outside) corner» т.д.); определении положения объекта под водой («глубоководный желоб» или «deep-sea trench», «подводная гора» или «seamount» т.д.); объединении геологических, геоморфологических, геодинамических понятий, без смыслового геологического контроля («долина разлома» или «fracture valley»); введение образных понятий («черный курильщик» – «black smoker»); поддержке глобальных геодинамических построений («субдукция» – «subduction», «спрединг» – «spreading», «горячая точка» – «hot spot» и т.д.).

Транслитерация терминов и их многозначность. Многие англоязычные термины имеют два, а иногда и больше значений, которые могут отличаться по смыслу – например, «drift», «chimney». Непродуманная транслитерация англоязычной терминологии приводит к путанице в русскоязычной литературе. Например, существует русский термин «эксзарационная борозда» или «борозда выпаживания». Это протяженное, иногда очень сложной конфигурации в плане, углубление в дне, которое сформировалось при воздействии на него нижних частей (килей) айсберга или ледника. В англоязычной литературе существуют термины-синонимы «furotow», «iceberg gouges», «iceberg scours», «iceberg turbation», «iceberg plough marks», «iceberg keel marks». При транслитерации можно получить соответственно: «фарроу», «гауджес», «скоурс», «турбешн», «плюмарк» или «плугмарк», «кильмарк». Итого в отечественной геологической литературе можно ожидать появления семи излишних терминов.

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской Академии наук (ГИН РАН), Москва, Россия; amazarovich@yandex.ru

Транслитерация англоязычных терминов на русский язык может привести также к их неблагозвучности на русском языке или его неоднозначности. В англоязычной геологической литературе существует термин «fan», точный перевод которого – «конус выноса». Однако в отечественной литературе появились примеры прямого перевода – «фановая система», «фановый генезис», «фановый комплекс». Уместно напомнить, что в русском языке – «фановый ... предназначенный для удаления нечистот, грязной воды» [<http://www.endic.ru/gallicism/Fanovyj-29074.html>].

Ситуация, при которой можно однозначно принять транслитерацию – невозможность замены англоязычного термина из-за отсутствия аналогов в русском языке. Например, низкотемпературные гидротермальные источники, выбрасывающие хлопьевидный материал биологического происхождения [<http://www.pmel.noaa.gov/eoi/nemo/explorer/concepts/snowblowers.html>] были названы «snowblower». В данном случае оправдано применение транслитерации – «сноублоуэр» или «сноублоэр». В иных случаях, замена терминов «оползень» на «сламп», «осыпи» на «талус», «мощности» на «толщины», копание канав и их описание на «трэнчинг», «поперечный хребет» на «трансверсивный хребет» и др. представляется необоснованным.

Проблемы перевода терминов. В русскоязычной терминологии существуют термины «окраинное море» и «краевое море» – «marginal sea». Два разных перевода привели к появлению двух терминов, которые стали восприниматься как обозначение разных структур. Автор предлагает, «под окраинным морем предлагается понимать только такой морской бассейн, который имеет протяженность в первые тысячи километров и связь с водами океана. В его пределах должны сосуществовать области с корой континентального и океанического типов. Последние отражены в рельефе одной или несколькими глубоководными котловинами, в пределах которых могут находиться фрагменты континентальной коры. Окраинное море должно ограничиваться, как минимум, одной островной дугой» [2, стр. 74]. Представляется, что термин «краевое море» необходимо исключить из русскоязычного тектонического «научного оборота» как излишний.

В последние годы в отечественной литературе стал появляться термин «эскарп» как замена русских терминов «уступ», «обрыв». Он отсутствует в отечественных географических и геологических словарях (например – [2]). «Лестница эскарпов могла служить источником и средством транспортировки гранитного обломочного материала» [3, стр. 34]. Представляется, что перевод основан на созвучии с термином «escarpment» – уступ, обрыв. Эскарп, как в русском языке, так и в англ-

лийском, означает противотанковое инженерное сооружение.

Проблемы в терминологии тектоники и геоморфологии шельфа и ложа Мирового океана иногда скрыты и в личной позиции самих исследователей, которые по разным причинам (корпоративный сленг, невнимательное понимание перевода и т.п.) допускают ошибки в применении того или иного термина. «Опробованы [на коренные породы! – АМ] склоны поднятия Менделеева, склоны и западное подножие хр. Ломоносова, батиаль в пределах котловины Подводников» [3, стр. 34]. Батиаль – это толща воды на глубинах от 200 до 3000 м [2], в которой не могут находиться горные породы.

Таким образом, терминология по тектонике и геоморфологии Мирового океана нуждается в углубленном анализе понятий. Это необходимо для применения тех или иных терминов при создании палеогеодинамических реконструкций или палеотектонических построений. Транслитерация не должна приводить к необоснованной замене устоявшихся русских геологических терминов на английские.

Литература

Котляков В.М., Комарова А.И. География: понятия и термины: пятиязычный академический словарь: русский – английский – французский – испанский – немецкий. М.: Наука, 2007. 859 с.

Мазарович А.О. Украинные моря – терминологический кризис // Геотектоника. 2011. № 4. С. 60–78.

Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Каиубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г. Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А. Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.

Н.В. Макарова¹, Т.В. Суханова¹

Развитие новейших структур в условиях перехода от напряжений сжатия к условиям растяжения

Формирование новейших тектонических структур на границах различно развивающихся областей происходит в условиях наложения или совместного проявления напряжений сжатия и растяжения. В таких ус-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanikamgu@mail.ru

ловиях находятся краевые пограничные области между континентами и океанами, а также зоны сопряжения поднятий и прогибов в континентальных условиях. Это проявляется в наложении структур растяжения на структуры сжатия. Такие процессы и явления характерны для периконтинентальных и островодужных орогенов, расположенных на краях континентальных геоблоков земной коры, и интенсивно погружающихся океанических и морских впадин, в том числе с субокеанической или новообразованной корой. Примеры многочисленны. Один из них – сводовое поднятие хр. Сихоте-Алинь, образовавшееся в условиях латерального сжатия, отражением которого является общая характерная для всего орогена север-северо-восточная зональность основных структур. В Приморском блоке орогена происходит изменение ориентировки простирающихся основных его ветвей на субширотное, согласное с глубинным разломом континентального склона Японского моря, проявлены субширотные сбросы и грабены, общий наклон и ступенчатое снижение ярусов рельефа по сбросам к морю [3].

В Родопском массиве (Болгария, Балканский п-ов) на фоне структуры, развивающейся в условиях сжатия, его южный склон в пределах Халкидско-Западно-Фракийской полосы несет признаки растяжения. Они представлены дроблением массива на блоки с широким развитием долин-грабенов и поднятий-горстов, молодым плиоценовым вулканизмом, являющимися следствием активного воздействия нисходящих движений впадины Эгейского моря. По отдельным зонам это влияние распространяется далеко вглубь Родопской системы поднятий [4].

С условиями растяжения структуры южного склона новейшего горного сооружения Крыма связаны разнообразные многочисленные плиоцен-четвертичного возраста оползни и обвалы, уступы, известняковые отторженцы, глубокие продольные трещины и разломы в прибрежной полосе полуострова и на континентальном склоне. Помимо влияния интенсивно развивающейся Черноморской впадины, поддвига ее коры под Крымский п-ов, исследователи связывают их образование с масштабными надвигами, сопровождаемыми олистостромами [7].

Среди многочисленных примеров структур, формирующихся на континентах при интерференции условий тектонических напряжений растяжения и сжатия выделяется протяженная зона на Восточно-Европейской платформе, пограничная между Воронежским и Токмовским новейшими поднятиями и впадиной Каспийского моря. Эти новейшие структуры наследуют длительно развивающиеся древние Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы и Прикаспийскую синеклизу, границей между которыми служил Прибортовой тектонический уступ, в пределах которого происходит ступенчатое погружение фундамента 10–12 км.

Новейшие структуры взаимодействуют в широкой полосе, восточной границей которой является крутой уступ к Волге высотой 150–200 м и более, протягивающийся от Ергеней до Казани и смещенный от древней границы на десятки километров. При этом Ергенинский уступ наследует зону юрско-палеогенового морского палеосклона или внутрিশельфовый эскарп [1]. Вся эта полоса, состоящая из продольных поднятий и прогибов, у Саратова разделяется на две ветви – субмеридиональную, уходящую к Казани, и субширотную, протягивающуюся к Уралу, входящую в Циркум-Прикаспийскую активную динамическую зону [6].

Признаки растяжения ярко проявлены на всем протяжении уступа, особенно на Волга-Иловленском, Волго-Терешкинском и Волго-Свияжском водоразделах-поднятиях. Все они предположительно представляют собой асимметричные наклонные горсты с аномально поднятыми восточными Приволжскими крыльями или склонами. Ряд продольных ступеней-сбросов и грабенов, включая узкий Балыклейский неоген-четвертичный грабен, осложняют Приволжские обрывистые склоны. Для них характерны громадные эрозионные и оползневые цирки, многие из которых, возможно имеют еще плиоценовый возраст, и приуроченные к ним громадные массивы, испытывающие гравитационно-тектоническое отседание. Многоступенчатые оползни, основания которых находятся ниже современного русла Волги, стали образовываться еще в раннем плиоцене, когда ее доакчагыльское русло было переуглублено. Признаки современного растяжения в виде широтных линейментов-трещин, разрабатываемых глубокими оврагами и руслами, ложбинами или еще только намечающимися формами, проявлены повсеместно. Сбросовый характер нарушений отражен в развитии фасетов на склонах. Условия сбросового поля напряжений с субширотной ориентировкой оси максимального удлинения подтверждаются данными анализа трещиноватости как нашими, так и М.Л. Коппа [1]. При этом для Вольского и Хвалынского поднятий возможно присутствие вертикальной оси сжатия.

Указанные выше поднятия сопрягаются на западе с широкими субмеридиональными прогибами, к которым приурочены долины рек Иловля, Терешка и Свияга. Два последних из них выполнены неогеновыми, в том числе акчагыльскими отложениями, и в раннем плиоцене представляли заливы акчагыльского моря Каспия. Их склоны также нарушены продольными ступенчатыми понижениями и оползнями. Они являются грабен-синклиналями и, по нашему мнению, представляют структуры, связанные с растяжением всей этой области, и намечают будущие трещины отседания.

Представленные особенности строения новейших поднятий и впадин обусловлены влиянием последовательно расширяющегося Прикаспийского прогиба в результате длительного автономного его развития под действием внутренних глубинных тектоно-магматических процессов, а не в связи с давлением Аравийской плиты [1]. С этими процессами связано интенсивное расширение прогиба. В настоящее время древний Прибортовой уступ находится внутри Прикаспийского прогиба на удалении от нескольких до десятков километров от современной западной границы прогиба, а русло современной Волги сместилось к западу на 20–50 км и более от своей погребенной в настоящее время переуглубленной доакчагыльской долины.

Не менее яркое свидетельство современного растяжения проявлено на северном субширотном участке долины Волги, где сопрягаются две крупные новейшие структуры – поднятие Токмовского свода и Ветлужский или Марийский прогиб, являющийся частью Московской синеклизы. Современной границей между ними является правобережье Волги с уступом, нарушенным многочисленными оползнями. Структуры северного крыла Токмовского свода, сформированные в условиях сжатия при его расширении к северу, представлены субширотными пологими поднятиями и прогибами изгибного характера, подчеркнутые деформациями опорных горизонтов пермских отложений и миоцен-плиоценовых эрозионно-денудационных поверхностей выравнивания [5]. Севернее, ближе к уступу появляются платообразные возвышенности, по морфологии похожие на горсты или горст-антиклинали, разделенные грабенообразными долинами. При образовании уступа обрушение блоков в прилежащий прогиб происходит в обстановке латерального растяжения при правосдвиговых напряжениях [2]. В структуре фундамента прогиба в Приволжской его части проявлена система отрицательных деформаций, известная как Владимирско-Казанская межа. Вдоль периферии уступа в широтном направлении параллельно долине Волги и местами ею срезаемое протягивается тектоническое понижение, представляющее собой древнюю отмершую долину р. Кудьма. Отдельные ее участки наследуются притоками Волги в их устьевых частях. Это понижение намечает будущую крупную трещину отседания, по которой полоса, заключенная между нею и Волгой, потенциально может представлять оползневой блок.

Менее крупные следы растяжения–сжатия характерны для зон сочленения сравнительно малоамплитудных поднятий и прогибов. Одним из примеров является пограничная полоса между впадиной Окско-Донского прогиба и склонами локальных поднятий, осложняющих восточное крыло Воронежского поднятия. Здесь формируются уступы пря-

молинейные и дуговые (выпуклостью обращенные в сторону поднятия), осложненные оползнями, трещинами отседания, проявленными сетью эрозионных форм.

Рассмотрены некоторые примеры сопряжения новейших структур, различающихся тектоническими режимами, амплитудами поднятий и прогибаний. В зонах их сопряжения происходят значительные изменения структуры, в результате которых одни элементы ослабевают, а другие проявляются более резко. Последнее характерно для зон сопряжения активно развивающихся океанических, морских впадин и крупных континентальных впадин-прогибов, влияние которых проявлено широким развитием структур растяжения, наложенных на склоны сопряженных поднятий. Таким образом, происходит расширение прогибов, возможно, одностороннее, накатывание их на смежные поднятия. В то же время существуют и обратные соотношения, т.е. расширение поднятий за счет сокращения впадин.

Литература

1. *Копп М.Л.* Мобилистическая тектоника платформ Юго-Восточной Европы / Отв. ред. акад. Ю.Г. Леонов. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
2. *Копп М.Л.* Денудационные уступы как индикатор региональных тектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.
3. *Корчуганова Н.И.* Неоген-четвертичная тектоника и геодинамические условия формирования орогенов Востока Евразии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 159 с.
4. *Макаров В.И., Спиридонов Х.Б.* Новейшая тектоника Родопского массива и прилегающих территорий // Геотектоника. 1982. № 2. С. 65–79.
5. *Макарова Н.В., Макеев В.И., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В.* Новейшая тектоника и геодинамика Нижнеокского района (Русская плита) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 4. С. 3–11.
6. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
7. *Щерба И.Г.* Плиоцен-четвертичные олистостромы Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1978. № 4. С. 23–34.

Формирование складчато-надвиговой структуры западной части Южного Верхоянья по данным низкотемпературной термохронологии

Циркон и апатит являются важнейшими минералами тяжелой фракции песчаников, используемых при изучении областей сноса терригенных пород и истории эксгумации складчато-надвиговых поясов. Высокая значимость данных минералов определяется как их широкой распространенностью в различных типах магматических, метаморфических и осадочных пород, устойчивостью к процессам выветривания и переноса в ходе осадконакопления, так и высокими концентрациями урана и тория, вследствие чего они могут быть использованы для различных методов изотопного датирования. К числу последних относятся, в частности, метод датирования по трекам осколков деления и (U-Th)/He метод. Температуры закрытия соответствующих изотопных систем сравнительно низкие, что и позволило объединить их в группу методов низкотемпературной термохронологии. Для треков осколков деления в цирконе эта температура составляет примерно 200–240 °С, а в апатите 80–120 °С. Температура закрытия (U-Th)/He изотопной системы несколько ниже, чем для треков, и составляет около 160–200 °С в цирконах и 40–80 °С в апатитах. Данные методы позволяют датировать сравнительно низкотемпературные процессы, происходящие в верхней части коры, включая формирование складчато-надвиговых систем, время активных перемещений по разрывным нарушениям, и оценивать амплитуду размыва [5, 6].

Единичные термохронологические исследования, проводившиеся ранее в Южном Верхоянье, были связаны с трековым датированием

¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; s.malyshev@spbu.ru; a.khudoley@spbu.ru; v.ershova@spbu.ru

² Institute of Earth Sciences, University of Heidelberg, Heidelberg, Germany; ulrich.a.glasmacher@geow.uni-heidelberg.de

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

⁴ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия; mih7d@mail.ru; Galina_Serkina@vsegei.ru

⁵ Северо-Восточный федеральный университет имени М.К. Аммосова (СВФУ), Якутск, Россия; gharta@rambler.ru

апатита [1, 4]. В рамках настоящей работы основное внимание было уделено изучению относительно более высокотемпературных процессов: трековому (11 образцов) и (U-Th)/He (6 образцов) датированию цирконов, выделенных из нижнерифейских–среднетриасовых песчаников Кыллахской, Сетте-Дабанской и Южно-Верхоянской зон Южно-Верхоянского синклинория. Кроме того, было произведено трековое датирование апатита (AFT) из 1 образца рифейских песчаников Кыллахской зоны. Трековое датирование производилось в университете Гейдельберга, а (U-Th)/He датирование – в университете штата Техас в Остине.

Результаты трекового датирования обломочных цирконов (ZFT) в бассейнах рек Белая и Аллах-Юнь показали наличие нескольких групп возрастов: (1) образцы песчаников из Кыллахской гряды и хребта Эбеке-Хаята, т.е. из внешней части надвиговой системы, имеют широкий разброс значений с максимальным возрастом более 1 млрд лет; (2) ниже- и среднерифейские песчаники из Горностахской антиклинали показали значения от 115 ± 9 до 130 ± 10 млн лет; (3) кембрийские и ордовикские образцы песчаников из Сетте-Дабанской зоны имеют возрасты 90 ± 9 и 92 ± 8 млн лет; (4) образец вендского песчаника, отобранный на восточном крыле Горностахской антиклинали, показал возраст 160 ± 14 млн лет. Среднерифейский песчаник из Горностахской антиклинали, датированный методом AFT, имеет возраст 76 ± 5 млн лет. Результаты (U-Th)/He датирования обломочных цирконов (ZHe) из бассейна р. Восточная Хандыга фиксируют возраст около 55–60 млн лет для вендских песчаников из подошвы надвига Крайней цепи, около 80 млн лет для верхнедевонских песчаников из Сегеняхской синклинали и 80–105 млн лет по песчаникам перми – нижнего триаса в западной части Южно-Верхоянской зоны. Один образец (песчаник среднего триаса) содержит зерна с широким разбросом возрастов вплоть до 700–800 млн лет.

Полученные данные, вместе с результатами AFT датирования [1], позволяют сделать предварительные выводы относительно эволюции складчато-надвиговой структуры Южного Верхоянья:

1. Результаты ZFT датирования песчаников Кыллахской гряды и хребта Эбеке-Хаята указывают на то, что породы не прогревались выше 240 ± 30 °C. В то же время, AFT датирование фиксирует возрасты 70–80 млн лет и температуры не ниже 90–100 °C [1]. Следовательно, вертикальная составляющая перемещения по фронтальным надвигам оценивается в пределах от 3 до 7 км. Перемещения по надвигу Крайней цепи были, по-видимому, существенно больше – судя по ZHe данным, вертикальная составляющая перемещений превышала 6 км.

2. В результате низкотемпературного датирования в рассматриваемом регионе можно выделить 4 фазы надвигообразования. Первая фаза (~125 млн лет методом ZFT) фиксируется по 4 образцам песчаников только в пределах Горностахской антиклинали. Данный возраст деформаций согласуется с традиционными представлениями о раннемеловых деформациях в Южном Верхоянье [3]. Вторая фаза (~90 млн лет методом ZFT и ~100 млн лет ZHe) широко проявлена на востоке Сетте-Дабанской зоны и в прилегающей части Южно-Верхоянской зоны. Третья фаза (~70–80 млн лет методами AFT и ZHe) проявлена по всей Кыллахской зоне и западной части Сетте-Дабанской зоны, а четвертая фаза (55–60 млн лет) – только в пределах надвига Окраинной цепи. Пока не поддается однозначной интерпретации датировка 160 ± 14 млн лет, предполагающая наличие ранее не установленного средне-позднеюрского тектонического события.

3. Как полученные ранее [1], так и новые результаты численного моделирования свидетельствует о двух этапах охлаждения обломочных апатитов. Первый этап соответствует главной фазе надвигообразования в Кыллахской зоне около 80 млн лет. Второй этап имеет возраст ~20–30 млн лет и связан с эрозией надвиговых пластин и окончательной эксгумацией изучаемых комплексов с глубин ~2 км. В пределах Кыллахской зоны геологических свидетельств событий этого возраста нет, но в расположенной севернее Нижнеалданской впадине накопление конгломератовых комплексов мощностью в несколько сотен метров происходило в олигоцене, что примерно соответствует по возрасту выделяемому этапу [2].

4. За исключением первой фазы надвигообразования (~125 млн лет), зафиксированной в пределах Горностахской антиклинали, данные низкотемпературной термохронологии в целом свидетельствуют об омоложении надвиговых пластин от внутренней к внешней зоне надвиговой системы, что согласуется с общими представлениями об эволюции деформаций Южно-Верхоянского сектора [3]. В то же время, основные тектонические события, приведшие к формированию складчато-надвиговой структуры региона, оказываются позднемеловыми (55–100 млн лет), а не раннемеловыми. Кроме того, сравнение данных ZFT, AFT и ZHe методов указывает и на возможное омоложение деформационных процессов в северном направлении, что требует дополнительного подтверждения.

Исследования поддержаны проектами СПбГУ 3.42.979.2016 и 3.57.1179.2016; грантами РФФИ 16-05-00705 и 15-45-05095.

Литература

1. *Мальшиев С.В., Худoley А.К., Гласмахер У.А., Шаццлло А.В.* Результаты трекового датирования обломочных апатитов песчаников (АФТ) Кыллахской зоны Южного Верхоянья // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 1. С. 355–357.
2. *Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б.* Рельеф земной поверхности и история его формирования. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 12–32.
3. *Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В.* Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 156–198.
4. *Прокопьев А.В., Торо Х., Думитру Т.А., Миллер Э.Л., Хоуриган Дж.К.* История формирования надвиговых структур Южного Верхоянья (Восточная Якутия) на основе метода трекового датирования (АФТА) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 86–88.
5. *Bernet M., Garver J.I.* Fission-track Analysis of Detrital Zircon // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. № 1 (58). P. 205–238.
6. *Reiners P.W., Ehlers T.A., Zeitler P.K.* Past, Present, and Future of Thermochronology // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. № 1 (58). P. 1–18.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Агибалов А. О., В. А. Зайцев В. А.</i> Признаки новейшей активизации Северного Приладожья – палеопротерозойской активной окраины Карельского кратона	3
<i>Азимов П. Я., Разумовский А. А., Орлова А. В., Хаин Е. В., Федотова А. А.</i> Метаморфизм и деформации пород западной части Байкало-Муйского пояса (Северное Прибайкалье): связь с этапами развития окраинно-континентальной области	6
<i>Антоновская Г. Н., Басакина И. М., Капустян Н. К., Рогожин Е. А.</i> связи новейших сейсмических данных с геолого-геофизическими полями и строением литосферы Баренцевоморского региона	10
<i>Артамонов А. В.</i> Геолого-геохимические особенности различных морфологических типов внутриплитных океанических поднятий и модель «мантийных плюмов»	16
<i>Артюшков Е. В., Чехович П. А.</i> Механизмы крупных поднятий и погружений земной коры на пассивных окраинах континентов	21
<i>Архипова Е. В., Жигалин А. Д., Гусева И. С.</i> Современный сейсмогеодинамический режим островодужной окраины Тихого океана	24
<i>Астафьев Д. А.</i> Океаны в глобальной и планетарной геодинамике Земли	29
<i>Афанасенков А. П., Обухов А. Н., Каламкарров С. А., Чикишев А. А., Любаев Р. Р.</i> Новая тектоническая модель Енисей-Хатангского регионального прогиба	33
<i>Бартова А. В., Зархидзе Д. В.</i> Проявления глиняного диапиризма на Пай-Хое и связанные с ним выходы пород эоцена-олигоцена на дневную поверхность	39
<i>Барышев А. Н.</i> Роль ядерно-мантийной конвекции и ротационного режима Земли в океанизации литосферы	44
<i>Баталев В. Ю., Баталева Е. А., Рыбин А. К., Матюков В. Е.</i> Взаимосвязь тектонических и морфологических характеристик с глубинным строением Центрального Тянь-Шаня	48

<i>Божко Н.А.</i> Реликты докембрийских океанических бассейнов в составе гранулитовых поясов Земли и геодинамические следствия	53
<i>Брехуницов А.М., Бочкарев В.С., Шадрин А.Н.</i> Особенности строения зоны сочленения Арктического и Урало-Монгольского складчатых поясов с реликтами океанических структур	58
<i>Викулин А.В.</i> Геодинамика: тектоника плит и ротационная тектоника, плюсы и минусы	62
<i>Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Колотилина Т.Б., Волкова Н.И., Травин А.В., Михеев Е.И., Давыденко Ю.А., Бородин Е.В., Хлестов В.В.</i> Механизмы мантийно-корового взаимодействия на глубинных уровнях коллизионных орогенов и проблема интерпретации гранулитового метаморфизма .	66
<i>Войнова И.П.</i> Вулканиды аккреционной системы Сихотэ-Алиня – архивные документы истории Западной Палеоопафики от спрединга до конвергенции	70
<i>Волков А.В., Галямов А.Л., Сидоров А.А.</i> Геодинамические обстановки формирования месторождений стратегических металлов Российской Арктики	74
<i>Ганелин А.В., Соколов С.Д.</i> Тектоническая эволюция офиолитов Западной Чукотки	79
<i>Гарагаши И.А., Полещук А.В., Хортов А.В., Шлезингер А.Е.</i> Модельные расчеты параметров механизма десерпентинизации для континентов и океанов	82
<i>Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П.</i> Экспериментальное моделирование мобилистских механизмов складкообразования Большого Кавказа	86
<i>Гнилко О.М., Генералова Л.В., Дворжак А.Е.</i> Особенности строения зоны сочленения аккреционных призм Западных и Восточных Карпат	89
<i>Голионко Б.Г.</i> Эволюция мезоструктурных парагенезов северной части максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал)	94
<i>Голозубов В.В.</i> Эпизоды аномально высокой интенсивности тектонических дислокаций	97
<i>Агибалов А.О., Полетаев А.И., Гордеев Н.А.</i> Балтийско-Ладожско-Онежско-Колгуевская линейная зона (БЛОК) – транзитная (межконтинентальная) структура	102

<i>Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Золотарев Д.Г.</i> Украинно-морские осадочные комплексы Сакмарской зоны Южного Урала: состав, палеогеографические условия формирования и современное структурное положение	106
<i>Гусев Г.С., Сироткина О.Н.</i> Обьзайсано-Алтаесаяно-Восточно-саяноенисейский регион: основные особенности тектонического развития	111
<i>Дворова А.В., Буртман В.С.</i> Восточно-Уральский микроконтинент и Магнитогорская островная дуга в Уральском океане: палеомагнитные палеошироты и палеотектонические реконструкции	115
<i>Дербекко И.М.</i> Геодинамическая эволюция Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса в позднем мезозое	119
<i>Дубинин Е.П., Макушкина А.И., Грохольский А.Л.</i> Условия образования микроконтинентов и погруженных плато в пределах континентальных окраин	123
<i>Ершова В.Б., Прокотьев А.П., Худолей А.К., Анфинсон О., Стокли Д., Гайна К., Фалейде Я.И., Малышев Н.А.</i> Результаты U-Th/He датирования обломочных цирконов из ордовик-девонских отложений арх. Северная Земля и тектонические события палеозоя в арктическом регионе	127
<i>Захаров В.Г.</i> Влияние резонанса лунно-солнечных приливов и волны циклонической деятельности 1988-1989 гг. на синхронизацию Сёрджей Арктических, Антарктических и континентальных ледников	134
<i>Зеленин Е.А., Кожурин А.И.</i> Активные разломы областей современного вулканизма Камчатки	140
<i>Зыков Д.С., Полецук А.В., Никонов А.А.</i> Отражение взаимодействия геодинамических систем в морфоструктуре пограничной области между Балтийским щитом ВЕП и Западно-Арктической платформой	144
<i>Ибламинов Р.Г.</i> Минерагеодинамика современных океанов	148
<i>Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Каракровский Е.А.</i> Результаты U-Pb датирования методом ICP-MS цирконов из кембрийских песчаников и валунов гранитов конгломератового горизонта шурмакской свиты ангиленского блока	152
<i>Калинин М.А., Москаленко А.Н., Худолей А.К., Бобровская О.В., Моисеев А.В.</i> Мезокайнозойская тектоническая эволюция северной части Сетте-Дабана (юго-восток Сибири)	155

<i>Камзолкин В.А., Латышев А.В., Иванов С.Д.</i> Новые данные о позднепалеозойском гранитоидном магматизме Передового хребта Большого Кавказа	157
<i>Капун В.Б., Бронников А.К.</i> Глубинное строение области перехода от Азиатского континента к Тихому океану северной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса и модель её развития	159
<i>Кара Т.В.</i> Формирование золоторудного и меднопорфирового оруденения в коллизионных обстановках Западной окраины Алазейско-Олойской складчатой области (Западная Чукотка .	164
<i>Карякин Ю.В.</i> Признаки рассеянного рифтинга на архипелаге Земля Франца-Иосифа	168
<i>Кириллова Г.Л.</i> Мезозойские тектоно-седиментационные системы зоны перехода от Евразийского континента к Тихому океану.	173
<i>Коваленко Д.В.</i> Геодинамическая интерпретация палеомагнит- ных данных по фанерозойским геологическим комплексам Монголии и Тувы	177
<i>Козаков И.К., Kröner A., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В.</i> Неопротерозойский этап (~960–930 млн лет) в формировании островодужного комплекса фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально- Азиатского складчатого пояса	181
<i>Кораго Е.А., Ковалёва Г.Н.</i> О проявлении каледонских событий на западе центральных районов Новой Земли	185
<i>Корнеев А.А.</i> «Особенности тектонического строения Росохинского мегавала в рамках новой тектонической модели Енисей-Хатангского регионального прогиба»	189
<i>Косько М.К., Кораго Е.А., Столбов Н.М.</i> Тектоника восточно- арктического шельфа России	195
<i>Кузин А.М.</i> Взаимодействие вод мирового океана и континен- тальной коры как возможный источник тектонической активизации	199
<i>Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К., Хубанов В.Б.</i> Фрагменты океанической литосферы в структуре Исаковской аккреционной призмы (Енисейский кряж): обоснование субдукции под окраину Сибирского палеоконтинента в позднем неопротерозе	204

<i>Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Рязанцев А.В., Белоусова Е.А., Третьяков А.А.</i> U/Pb-изотопные возрасты и Lu/Hf-изотопно-геохимических систематика обломочных цирконов из ордовикских толщ Кокчетавского массива, Южного Урала и Прикаспия	208
<i>Куликов В.С., Куликова В.В.</i> К тектонике зоны перехода от докембрийского Фенноскандинавского континента к Московскому морю (океану)	212
<i>Курбатова Е.С., Дубинин Е.П.</i> Связь глубинного строения и рельефа Восточного хребта Скотия	217
<i>Куриленко В.С., Олейник Е.П.</i> Сдвиговые зоны на границах континентов и океанов	220
<i>Леднева Г.В., Базылев Б.А., Кузьмин Д.В., Кононкова Н.Н.</i> Петрология и геохимия плутонических и вулканических комплексов офиолитов Куюльского террейна (Корякское нагорье): возможные варианты геодинамических интерпретаций для поздней юры	226
<i>Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Иванов С.В.</i> Новая модель распада Восточной Гондваны (разделения Индии и Антарктиды)	230
<i>Леликов Е.П., Емельянова Т.А.</i> Вулканизм подводных хребтов и тектоника Центральной глубоководной котловины Японского моря	233
<i>Леонов М.Г.</i> Атоллы Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань): современная морфоструктура, строение, механизм формирования, место в тектонической эволюции	237
<i>Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Вишневская И.А., Иванов А.В.</i> Смена источников сноса рифейских и вендских терригенных отложений краевых частей Сибирской платформы (север, запад, юг): результаты U-Pb датирования детритовых цирконов и Sm-Nd изотопные данные	243
<i>Лиханов И.И.</i> Локальные вариации термодинамических параметров метаморфизма как результат тектонического стресса в Приенисейской сдвиговой зоне Енисейского кряжа .	246
<i>Лучицкая М.В., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Сергеев С.А., О'Салливан П.Б., Вержбицкий В.Е., Мальшев Н.А.</i> Неопротерозойские гранитоиды и риолиты о-ва Врангель: особенности состава, обоснование возраста и геодинамическая обстановка формирования	251

<i>Лыгин И.В., Кузнецов К.М., Соколова Т.Б.</i> Современный взгляд на строение Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам интерпретации потенциальных полей	256
<i>Мазарович А.О.</i> Терминология тектоники и геоморфологии дна Мирового океана: состояние и проблемы	261
<i>Макарова Н.В., Суханова Т.В.</i> Развитие новейших структур в условиях перехода от напряжений сжатия к условиям растяжения	263
<i>Мальшиев С.В., Худолей А.К., Еришова В.Б., Гласмахер У.А., Стокли Д., Калинин М.А., Казакова Г.Г., Третьяков М.Ф.</i> Формирование складчато-надвиговой структуры западной части Южного Верхоянья по данным низкотемпературной термохронологии	268



Издательство ГЕОС

**издание и распространение
научной литературы**

**Издательство ГЕОС сотрудничает
с Российским фондом фундаментальных исследований и
другими фондами, издает книги, брошюры любых
обрезных форматов в твердой и мягкой обложке с черно-
белыми и цветными иллюстрациями, полноцветные
журналы и буклеты**

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов) (за 1–4 месяца);
- гарантирует высококачественную печать (за 2–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
- осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассылает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел.: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru,

www.geos-books.ru

Научное издание

**ТЕКТОНИКА
СОВРЕМЕННЫХ И ДРЕВНИХ
ОКЕАНОВ И ИХ ОКРАИН**

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

Том 1

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 18.01.2017
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 20,0 п.л. Тираж 200 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО “Чебоксарская типография № 1”
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.