

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 И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2023

Материалы LIV Тектонического совещания

Том 2

Москва
ГЕОС
2023

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 63

Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. 328 с.

ISBN 978-5-89118-862-4

Ответственный редактор

К.Е. Дегтярев

На 1-ой стр. обложки: Складка с северо-западной vergentностью в породах нижнего ордовика в зоне Пясино-Фаддеевская надвига Восточный Таймыр, р. Клюевка. Фото А.Б. Кузьмичева

© ГИН РАН, 2023

© Издательство ГЕОС, 2023

Новые U-Pb данные по детритовому циркону из базальных горизонтов Шомбозерской структуры

Шомбозерский (Гайкольский) синклиний является крупной зеленокаменной структурой, расположенной в зоне сочленения Карельского кратона и Беломорского геоблока и входит в состав Восточно-Карельского пояса. Традиционно принято считать, что структура имеет асимметричное синклинорное строение и сложена вулканогенно-осадочными породами от сумия до людиковия. Однако интерпретация данных сейсмического профиля 4В Кемь-Калевала дает основание для альтернативной модели, согласно которой внутреннее строение структуры представляет собой пакет тектонических пластин, падающих на восток, осложненный антиформным поднятием в западной части, на месте Гайкольской синклинали [1, 2, 4].

Для настоящей работы были изучены отложения базальных горизонтов Шомбозерской структуры, представленных терригенными породами окуневской свиты. Породы свиты простираются в виде узкой прерывистой полосы северо-западного простирания и прослежены на 28 км по северо-восточному борту структуры в районе оз. Шомбозеро до оз. Питкалампи в районе шоссе Калевала–Кемь, а также в виде широтной полосы по южному обрамлению позднеархейского кетанойского массива гранитов. Структурное положение пород имеет особое значение, поскольку фиксирует границу архея и протерозоя в связи с чем, в разное время ее положение оспаривалось рядом исследователей. Авторами были изучены опорные разрезы по берегам оз. Шуоярви в крайнем северо-восточном замыкании структуры. Основу разреза представляют светло-серые средне-мелкозернистые рассланцованные кварциты с микролепидогранобластовой, плейчатой структурой. Микроскопически кварциты представлены агрегатом неравномерно-зернистого кварца с мусковитом и имеют следующий состав (об. %): кварц – 85–90, мусковит – 10–15, гематит – 0.5–1. Зерна по форме изометричны, иногда с зубчатыми краями. Характерно ориентированное расположение удлинённых зерен слюд, а также их приуроченность к некоторым прослоям. Суммарная мощность свиты

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Москва, Россия

составляет 150 м. Степень метаморфических преобразований пород не превышает зеленосланцевой фации. Петрохимически породы свиты отвечают аркозам и субаркозам, сформированным при разрушении сильно выветрелого зрелого источника (CIA 91–98, IСV 0.4–0.7). Значение Th/U в породах составляет 3.02–3.75, что соответствует таковым в архейских комплексах (Th/U 3–6) и может указывать на рециклированный характер осадков.

U-Pb датирование детритовых цирконов показало широкие вариации возрастов от 2.4 до 3.3 млрд лет, среди которых можно выделить 5 возрастных популяций:

1) 2.76–2.79 млрд лет (42% от общего количества цирконов): циркон короткопризматической, реже эллипсоидной формы, иногда с резорбированными гранями и ребрами. Преобладают однородные зерна с осцилляторной зональностью, реже – с грубым внутренним строением. Для большинства зерен характерны новообразованные каймы с секущей зональностью, что может указывать на их метаморфическое происхождение. Вероятным источником сноса являются плагиограниты куйтозерского комплекса имеющие возраст 2778 ± 9 млн лет [3], граничащие с синклинорием (на востоке Белореченский массив и на западе Юкшозерский массив).

2) 2.70–2.73 млрд лет (13% от общего количества цирконов): циркон от длиннопризматической до игольчатой формы с четкой осцилляторной зональностью. Подобный морфотип циркона характерен для порфириновых и субвулканических пород. Вероятным источником могли являться порфириовидные граниты кетанойского комплекса с возрастом 2712 ± 8 млн лет [3] и/или диорит-гранодиориты надвоицкого комплекса с возрастом 2704 ± 10 млн лет [3].

3) 2.80–2.83 млрд лет (12% от общего количества цирконов): циркон призматической формы часто с сохранными ребрами и гранями, реже незначительно резорбированный, с четкой осцилляторной зональностью. Вероятный источник – вулканы и туфы кисло-среднего состава арваренчской свиты с возрастом 2802 ± 10 млн лет [3], которая обнажается по периферии восточного крыла синклинория, реже выступает в роли подстилающих пород для окуневской свиты.

4) 2.84–2.88 млрд лет (8% от общего количества цирконов): циркон короткопризматической формы, со следами роста новообразованных доменов с тонкой зональностью. Часто зерна имеют грубое внутреннее строение: ядра имеют секториальную зональность, а каймы – осцилляторную. Полученный возрастной диапазон приведен для унаследованного циркона от более древнего источника.

5) 2.93–3.3 млрд лет (25% от общего количества цирконов): циркон эллипсоидной формы с грубым внутренним строением, иногда зональ-

ность отсутствует, встречаются изометричные зерна с секториальной зональностью. Возрасты около 3 млрд лет получены для кайм зерен и вероятно отражают возраст метаморфизма архейских гранит-зеленокаменных комплексов. Самые древние значения характеризуют возраст унаследованных ядер. Возможным источником данных цирконов могут являться мигматит-плагиогранитовые породы котозерского подкомплекса, развитые восточнее синклиория.

Таким образом породы окуневской свиты Шомбозерского синклиория сложены высокозрелыми, интенсивно выветрелыми аркозами и субаркозами, являются рециклированными. В областях сноса преобладали нео- и мезоархейские комплексы Пибозерского зеленокаменного пояса, преимущественно кислого состава.

Литература

1. *Богачев В.А., Матуков Д.И.* U-Pb возраст интрузий перидотитов-габброноритов и амфиболовых габбро оз. Гайколя в Шомбозерской структуре (Северная Карелия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерация Северо-Запада России. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 50–54.

2. *Житникова И.А., Салтыкова Т.Е., Жданова Л.А.* Построение геолого-геофизического разреза по профилю 4В на основе интерпретации потенциальных полей // Глубинное строение эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 2001.

3. *Иванов Н.М., Корсакова М.А., Дударева Г.А. и др.* Отчет по геологическому доизучению Шомбозерско-Лехтинской площади масштаба 1:200 000, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листов Q-36-XXVII, XXVIII. ФГБУ Росгеолфонд, 2010.

4. *Миц М.В., Берзин Р.Г., Заможня Н.Г., Ступак В.М., Сулейманов А.К., Бабарина И.И., Конилов А.Н.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск, КНЦ РАН, 2001. С. 157–190.

**U-Pb датирование обломочных цирконов
из позднеюрских туфо-терригенных комплексов
Стадухинского сегмента зоны перехода
Южно-Аньюйский океан – Чукотский микроконтинент**

Введение

Для позднеюрского–раннемелового времени существует несколько геодинамических сценариев для зоны перехода Южно-Аньюйский океан – Чукотский микроконтинента. В работе [4] большинство позднеюрско-раннемеловых вулканогенно-осадочных комплексов были отнесены к Нутесынской вулканической дуге андийского типа, возникшей на краю Чукотского микроконтинента. В работах [1, 5–7] вблизи Чукотского микроконтинента была реконструирована оксфорд-кимериджская энсиматическая островная дуга (Кульпольнейская) с южной (от микроконтинента) полярностью. С волжского времени до готерива отмечается существенное сокращение океанического пространства и формирование остаточного Южно-Аньюйского турбидитового бассейна.

Основываясь на изучении обломочных пород поздней юры – раннего мела Чукотской складчатой системы было предположено существование двух дуг со сменой полярности [2]. Состав оксфорд-кимериджских песчаников указывает на размыв пород Чукотского микроконтинента (зерна ~1.9 млрд лет, ~380, 250 млн лет) и единичные зерна 159–156 млн лет, предположительно из одновозрастной Кульпольнейской внутриокеанической дуги. Для песчаников волжского времени отмечается резкая смена источников сноса, преобладают (до 86%) зерна 149–140 млн лет, в составе встречается галька вулканитов надсубдукционного генезиса (U-Pb, 147±1 млн лет). Для объяснения смены и состава источников сноса было предположено, что в волжское время Кульпольнейская дуга прекратила свое существование и была аккрецирована к краю Чукотского микроконтинента, на краю которого была заложена новая окраинно-континентальная дуга (Нутесынская).

В работе [3] состав вулканических пород оксфорда–кимериджа подтверждает их формирование в пределах внутриокеанической конвергентной границы (задуговой бассейн и/или островная дуга), при этом верхний возрастной предел структуры определяется берриасом, по датировкам

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

комагматических с вулканитами даек диоритов (140 ± 1 и 143 ± 1 млн лет, циркон, U-Pb).

В данной работе представлены результаты исследования U-Pb датирования обломочных зерен циркона из позднеюрских туфо-терригенных пород Стадухинского сегмента зоны перехода Южно-Аньюйский океан – Чукотский микроконтинент. Датирование осуществляется для уточнения существующих моделей.

Геологическое строение и опробование

Район исследования расположен вблизи р. Нутесын, притока р. Малый Анюй. Породы включены в состав покровно-складчатого комплекса и смяты в наклонные и опрокинутые складки северной vergentности. Верхнее структурное положение занимают комплексы Южно-Аньюйской сутуры, которые надвинуты на породы Анюйско-Чукотской складчатой системы.

Южно-Аньюйская сутура (ЮАС). Кораньвеевский комплекс представлен лавовыми покровами базальтов с пачками гиалокластитов и глинисто-кремнистых пород. По бухиям возраст вмещающих пород оксфорд–кимеридж [7]. Комплекс рассматривается как фрагмент Кульпольнейской энсиматической дуги [1, 3, 5, 6]. Был опробован туффит (обр. 19-025-06).

Чукотская складчатая система. Здесь распространены преимущественно терригенные толщи триаса – раннего мела. Позднеюрские породы включены в состав двух толщ. На границе ЮАС и Анюйско-Чукотской складчатой систем узкой прерывистой полосой прослеживаются отложения тэтэмвеевской толщи. Они представлены туфогенными песчаниками, алевролитами и редкими прослоями гравелитов. Мощность толщи 200–300 м. В пределах толщи собрана многочисленная волжская фауна [7]. Толща опробована по простиранию на протяжении ~25 км (обр. 19-078-01, 19-050-01, 19-046-01).

Тэлькылькувеевская толща представлена конгломератами с прослоями гравелитов, песчаников, мощность до 1 км. Возраст толщи соответствует ранней–средней части волжского яруса [7]. В породах из коренных выходов р. Тэлькылькувеев обнаружены бухии среднего- и верхнего волжского подъярусов. Там же, из горизонта грубозернистого песчаника и цемента конгломерата взяты пробы на обломочные цирконы (обр. 19-105-02, 19-106-01).

Методика и результаты датирования обломочных цирконов

Выделение монофракций и датирование (метод LA-ICP-MS) проведено в Геологическом институте РАН (г. Москва). При расчетах были приняты зерна с конкордантностью $\pm 10\%$.

Для туффита 19-025-06 (кораньвеемский комплекс) докембрийские зерна составляют 50% и группируются в интервале 1.9–2.1 млрд лет. Раннепалеозойские зерна (~11%) образуют слабовыраженные пики 521, 427 млн лет. Позднепалеозойские зерна (~33%) образуют пики 312 и 262 млн лет. Самые молодые зерна (3%) образуют пик 159 млн лет (рис. 1, а).

Распределение возрастов обломочных зерен циркона из тэтэмвеемской толщи сходно для всех трех проб. Докембрийские зерна составляют 45–53% и группируются в интервале 1.84–2.05 млрд лет. В образцах 19-046-01 и 19-050-01 почти полностью отсутствуют (до 2%) зерна в интервале 1840–540 млн лет, в образце 19-078-01 их количество составляет 24% ($n = 8/33$), при этом зерна не образуют статистически выраженных популяций. Раннепалеозойская популяция отмечается только для пробы 19-078-01, где она составляет 12% ($n = 4/33$) с пиками 480, 430 млн лет. Девон-триасовые обломочные зерна цирконов составляют 36–39%, с пиками 274, 267,

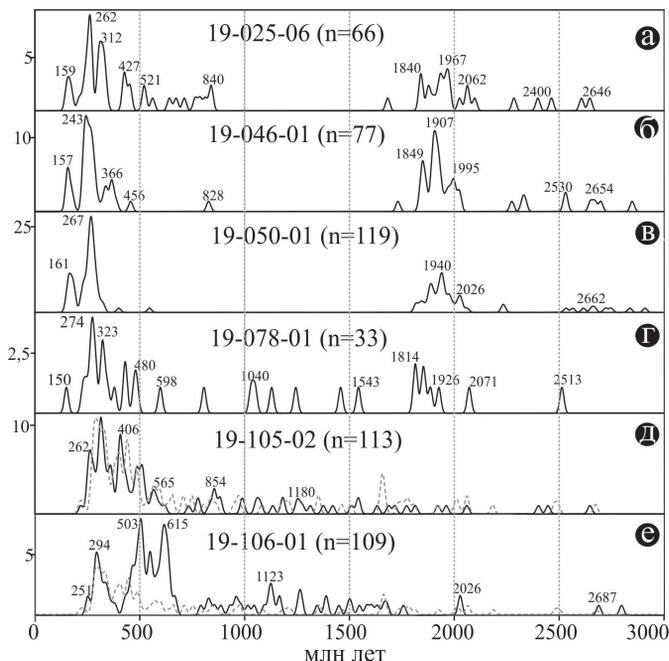


Рис. 1. График оценки плотности вероятности (KDE) возрастов обломочных цирконов из позднеюрских пород. а – туффит кораньвеемского комплекса; б, в, г – туфо-терригенные породы тэтэмвеемской толщи; д, е – терригенные породы тэлькылькувеемской толщи (черная сплошная линия). Подстилающие породы позднего триаса (серая прерывистая линия, неопубликованные данные)

240 млн лет. Юрские зерна цирконов составляют 3–13%, с пиками 166, 157, 150 млн лет (рис. 1, б–г).

Возрасты зерен цирконов из проб тэлькылькувеевской толщи сходны между собой. Докембрийские зерна составляют 43–60%. Раннепалеозойские зерна цирконов составляют 17–24% с пиком ~500. 20–40% значений возраста соответствуют карбон-пермскому времени с пиками 294, 262 млн лет. Молодые пики отвечают триасовым возрастам с пиками 251, 218 млн лет (рис. 1, д, е).

Заключение

Для всех юрских туфо-терригенных пород характерно преобладание доюрских зерен циркона, где доминируют возрасты с интервалами 2.1–1.8 млрд лет и 500–220 млн лет. Основным источником обломочного материала являлись породы Чукотского микроконтинента, где интенсивно перемывались триасовые терригенные породы, последние обладают сходным распределением возрастов зерен циркона (рис. 1, д, е).

Возможность поступления обломочного материала с Чукотского микроконтинента в бассейн, где накапливались туффиты кораньвеевского комплекса (обр. 19-025-06), накладывает ограничения на возможные палеотектонические реконструкции. Данный бассейн не был огорожен от источников сноса барьерами в виде глубоководных желобов, срединно-океанических хребтов и т.д.

В породах кораньвеевского комплекса и тэтэмвеевской толщи присутствуют цирконы 161–150 млн лет, которые поступали в бассейн одновременно с осадконакоплением и скорее всего связаны с пирокластической деятельностью. В случае с оксфорд-кимериджским кораньвеевским комплексом, пирокластический материал мог поступать из внутриокеанической Кульпольнейской дуги. Отсутствие значимых изменений в распределении возрастов цирконов для волжской тэтэмской толщи исключает значительные тектонические перестройки в это время, что противоречит модели [2] для Стадухинского сегмента. Вероятно, в данном сегменте в волжское время Кульпольнейская дуга продолжала свое существование.

Полученные результаты позволяют реконструировать палеотектонический профиль Стадухинского сегмента зоны перехода Южно-Анжуйский океан – Чукотский микроконтинент для оксфорд-волжского времени (рис. 2): а) внутриокеаническая Кульпольнейская дуга с северной (в сторону микроконтинента) полярностью; б) в тылу островной дуги существовал окраинноморский бассейн с океанической корой, в его пределах накапливались дистальные турбидиты сносимые с края Чукотской микроконтинента; в) Чукотский микроконтинент с пассивной окраиной.

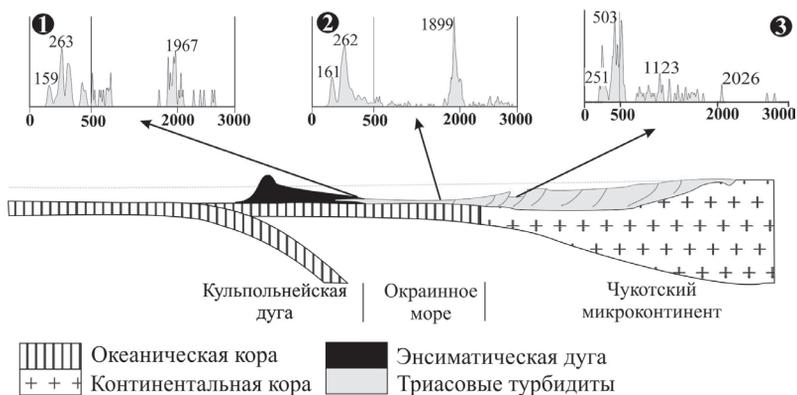


Рис. 2. Палеотектонический профиль Стадухинского сегмента зоны перехода Южно-Анхойский океан – Чукотский микроконтинент для оксфорд-волжского времени. Положение бассейнов и возрасты обломочных цирконов, цифры в кружках: 1 – кораньвеевский комплекс; 2 – тэтэмвеевской толща; 3 – тэлькылькувеевская толща

Работа проведена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-17-00197 и в соответствии с планом научно-исследовательских работ ГИН РАН.

Литература

1. *Бондаренко Г.Е.* Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2004. 46 с.
2. *Ватрушкина Е.В.* Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки. М.: ГЕОС, 2021. 168 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 625).
3. *Моисеев А.В., Маскаев М.В., Ульянов Д.К., Соколов С.Д., Беляцкий Б.В.* Кульпольнейский вулканический комплекс Южно-Анхойской Сутуры (Западная Чукотка): состав, возраст и палеотектонические интерпретации // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 42–48.
4. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. М.: Наука, 1984. 136 с.
5. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Анхойской сутуры (северо-восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
6. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е.* Тектоническая модель Южно-Анхойской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.

**А.А. Монгуш¹, Ч.О. Кадыр-оол¹, Е.К. Дружкова¹,
Ч.К. Ойдуп¹, Е.Н. Тимошенко¹**

Базальты со спинифекс-пироксеновой структурой в чингинской толще на участке Коярд (Куртушибинский хребет Западного Саяна)

При проведении полевых исследований летом 2022 года в среднем течении р. Коярд в составе чингинской толщи нами была выявлена лава со структурой спинифекс. Спинифекс – структура, сложенная игольчатыми, различно ориентированными кристаллами оливина и пироксена или одного из этих минералов, создающими тонкую сетку в стекловатой массе. Образуется в результате остывания очень высокотемпературного расплава, типична для коматиитов.

Район работ расположен в центральной части Куртушибинского хребта. Здесь представлены комплексы юго-восточного фаса Западного Саяна, в том числе: V–Є₁ джебашская серия метаморфических сланцев, V офиолиты, V–Є₁ чингинская осадочно-вулканогенная толща (возрасты дискуссионные), а также терешкинская свита с фауной археоциат второй половины Є₁, которая с резким угловым несогласием перекрывает офиолиты и чингинскую толщу. Чингинская свита (толща) состоит из существенно базальтовой нижней и существенно осадочной верхней подтолщи [2, 8]. Точка отбора образца расположена в ~7 км ниже слияния Правого и Левого Коярдов, на правом борту долины р. Коярд, в дорожной выемке (52°31,836' – 93°40,326').

Изученный образец КК22-19 отобран из маломощного лавового потока в существенно осадочной пачке. Состав пачки: сланцы, песчаники, кремни, покровы лав и туфов базальтов, в том числе высокотитанистых. Макроскопически образец похож на черный серпентинит, но состоит из стекловидной массы с микрошестоватыми агрегатами, а также имеет от-

¹ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

носителю большой удельный вес. Под петрографическим микроскопом он представляет собой стекловатый базальт, состоящий из напоминающих птичий след метельчатых агрегатов – резко удлинённых микролитов пироксена, находящихся в сложных срастаниях и погружённых в девитрофицированный цемент. При исследовании полированного шлифа под электронным микроскопом проявляется микроскопический эквивалент структуры «спинифекс». Она характеризуется развитием дендритовидных скелетных, ажурных игольчатых кристаллов клинопироксена в основной массе существенно плагиоклазового состава (рисунок, а, с, d). Встречаются редкие порфиоровые выделения, которые могут являться псевдоморфозами по оливину (рисунок, b). Порода содержит также редкие миндалины размером 0.3–0.5 мм кварц-гидробиотит-карбонатного состава. Аксессуары: хромшпинелиды, сфен, халькопирит, магнетит. На основании петрографических данных образец данной породы можно назвать спинифекс-

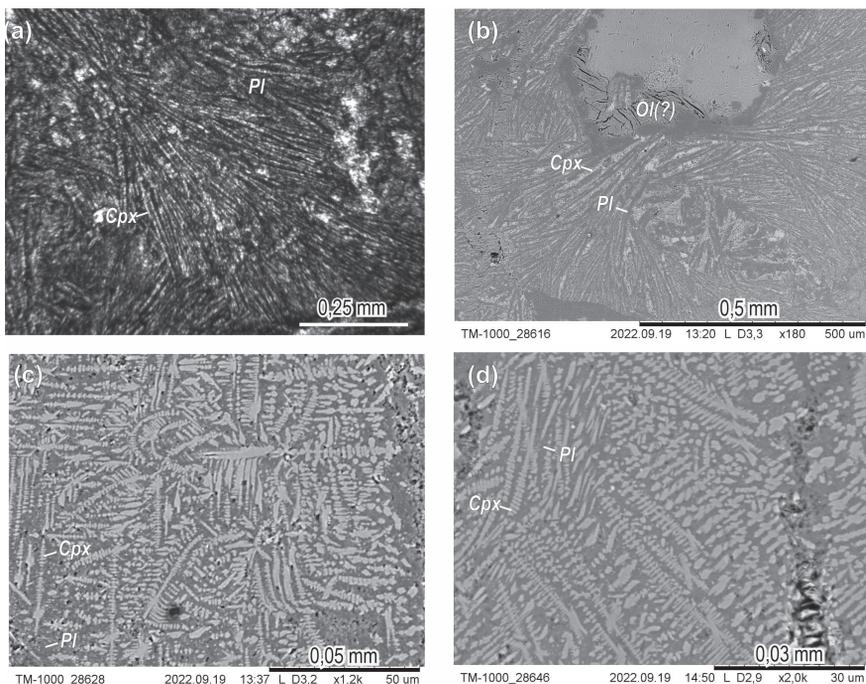


Рисунок. Образец КК22-19 спинифекс-пироксенового базальта под петрографическим (а) и электронным (b–d) микроскопами. *Cpx* – клинопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Ol(?)* – предположительно псевдоморфоза по оливину. Рисунки b–d получены на микроскопе ТМ-1000 с полуколичественным анализатором

пироксеновым базальтовым коматиитом. Однако, анализ методом РФА (ИГМ СО РАН) показал следующий его состав (мас.%): SiO₂ 48.03, TiO₂ 1.39, Al₂O₃ 13.13, Fe₂O₃ 9.46, MnO 0.14, MgO 5.62, CaO 11.22, Na₂O 4.31, K₂O 0.20, P₂O₅ 0.16, BaO 0.01, SO₃ 0.09, V₂O₅ 0.03, Cr₂O₃ 0.05, NiO 0.03, ппп 5.66, сум 99.54.

Вместе с тем, на основании петрографических и петрохимических данных коматииты в составе докембрийской толщи (коярдская свита) описаны в производственных отчетах сотрудников КНИИГМиС по Верхнеамыльскому и Хаялыгскому районам, соответственно расположенных в северо-восточной и юго-западной частях Куртушибинского хребта [9 и др.]. Коярдская свита с возрастом R₃ была выделена из состава бывшей чингинской свиты, признанной как невалидная [7] (но мы придерживаемся старых стратиграфических наименований по [2]). В опубликованной литературе приведены сведения о R₂ риолит-коматиит-базальтовой формации Енисейского кряжа, R₃ риолит-коматиит-базальтовых формациях Восточного и Западного Саянов. В состав этих формаций входят лавы и туфы метакоматиитов, метапикробазальтов и metabазальтов повышенной магнезиальности [5, 6]. Геологическое положение метакоматиитов и их туфолов, переслаивающихся с metabазальтами, тонкополосчатыми кварцитами и различными сланцами в составе R₃ коярдской свиты Западного Саяна показано на геологических разрезах Верхнеамыльского района по рр. Изинзюль и Кундусуг [3] и на детальной геологической карте этого района [4].

Наиболее широко коматииты распространены в архейских гранит-зеленокаменных поясах, в протерозое известны лишь единичные находки коматиитов, а в более позднее время только один случай проявления коматиитов на острове Горгона пришелся на границу мела и палеогена [1]. Вместе с тем, по нашим сведениям, данные о саянских коматиитах в опубликованной литературе имеются почему-то в ограниченном количестве. Коматииты саянского региона, по нашему мнению, заслуживают более пристального внимания исследователей.

Отметим, что в нижней чингинской подтолще (макаровской толще) выявлены бониниты [10]. Бониниты участвуют и в строении дайкового комплекса куртушибинских офиолитов [11]. Основной объем лав чингинской толщи представлен умеренно- и высокотитанистыми базальтами, спектры распределения несовместимых элементов в которых похожи на E-MORB (наши неопубликованные данные), в подчиненном количестве залегают коматииты и бониниты. Формирование куртушибинских офиолитов и парагенетически (?) связанных с ними разнотипных лав чингинской толщи могло происходить на начальной стадии субдукции в соответствии с моделью формирования офиолитов SSZ-типа по И. Дилеку и Х. Фарнесу [12].

Литература

1. *Анфилогов В.Н.* Генезис коматиитов // Уральский минералогический сборник. 1997. № 7. С. 80–92.
2. *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1977. С. 128–156.
3. *Дятлова И.Н.* Геологическое строение и стратиграфия северо-восточной части западносааянской складчатой системы (Амьельский рудный район) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири и прилегающих территорий. Красноярск, Красноярскгеолсъемка, 2010. С. 229–235.
4. *Дятлова И.Н.* Новое в геологическом строении и стратиграфии Куртушибинской структурно-формационной зоны Западного Саяна в пределах Верхнеамьельского золоторудного узла // Природные ресурсы, среда и общество. 2022. № 4.
5. *Корнев Т.Я., Шарифулин С.К., Князев В.Н.* Вулканические формации докембрия Енисейского кряжа, Восточного и Западного Саяна и их золотоносность // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Центральной Сибири и прилегающих территорий. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2007. С. 170–175.
6. *Корнев Т.Я., Еханин А.Г.* Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1997. 89 с.
7. *Митинская Т.С., Зальцман В.Д.* Легенда Западно-Саянской серии Государственной геологической карты РФ. М-6 1 : 200 000 (издание второе): Объяснительная записка. Кызыл, 1994. ТувГРЭ, Геолфонды. Инв. № 2224. 150 с.
8. *Ляшенко О.В.* Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская складчатая область). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 178 с.
9. *Ояберь В.К., Зобов Н.Е., Корнев Т.Я.* Отчет по объекту «Поисковые работы на рудное золото в пределах Хайлькского рудного узла (Красноярский край)». Красноярск: КНИИГГиМС, 2013.
10. *Попов В.А., Митус А.И., Нечаева С.П.* Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Западно-Саянская. Лист N-46-XXIX (Верхний Амыл). Объяснительная записка. Спб.: ВСЕГЕИ, 2003. 135 с.
11. *Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М.* Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 182–199.
12. *Dilek Y., Furnes H.* Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere // Geol. Soc. Amer. Bull. 2011. V. 123. N 3/4. P. 387–411.

Новейшие структуры наложенных впадин Таймыра

В составе Таймырского горного сооружения большинством исследователей выделяются три тектонические зоны: Северо-, Центрально- и Южно-Таймырские, существенно различающиеся по строению и условиям формирования. Таймырский ороген после заключительной эпохи крупномасштабной складчатости, происходившей в среднем–позднем триасе, неоднократно испытывал тектоническую активизацию. Северо-Таймырское горное сооружение, ограниченное с юга Пясино-Фаддеевским разломом, в тектоническом плане входит как в Северо-Таймырскую, так и в Центрально-Таймырскую зоны. Для него характерно наличие невысоких хребтов и многочисленных наложенных впадин, сформировавшихся в результате мезозойских складчато-блоковых движений. К настоящему времени установлено, что новейшие структуры [1] Таймыра с последней эпохи активизации, начавшейся с рубежа среднего и позднего плейстоцена [7], развиваются унаследовано. Для их изучения и установления наличия или отсутствия унаследованности в развитии был проведен анализ рельефа при помощи структурно-геоморфологического метода, предложенного Н.П. Костенко [5]. Исходным материалом служили топографические карты 1:200 000 масштаба, также учитывались результаты анализа рельефа, проведенного ранее по картам 1:2 500 000 и 1:1 000 000 масштабов [2], и использовались различные геолого-геофизические материалы. В настоящей работе подробно рассмотрены новейшие структуры впадин, выделенных в пределах Северо-Таймырского горного сооружения: Нижнетаймырской, Гольцовой, Шренковской и Траутфеттерской.

Траутфеттерская впадина на юге по Пясино-Фаддеевскому разлому граничит с Бырангским горным сооружением, относящимся к Южно-Таймырской складчатой зоне. В тектоническом отношении Траутфеттерская впадина соответствует одноименной юрско-меловой наложенной впадине, выполненной терригенными породами и углями [6]. Она расположена на Колосовско-Светлинском позднерифейском синклинории, породы которого смяты в линейные складки северо-восточного простирания. То же направление, совпадающее с общим северо-восточным простиранием структур Таймыра, имеет и Траутфеттерская впадина. Ее асимметричное строение связано, скорее всего, с неравномерными тектоническими движениями, характерными для этого региона. На северной и северо-западной периферии впадины, в районе выхода на поверхность отложений поздне-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

рифейского возраста, представленных терригенными, карбонатными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами основного состава, территория значительно заболочена, а ее высоты не превышают 50 м. На юге и юго-востоке, в районе, сопредельном с Быррангским горным сооружением, впадина вовлекается в поднятие, и ее высоты увеличиваются до 100 и более метров [2]. Это связано с тем, что Таймыр относится к регионам со сравнительно слабо дифференцированными поднятиями, а наибольшая тектоническая активность характерна для Быррангского горного сооружения [2]. Складчатое основание во впадине скрыто под рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями, но малоамплитудные тектонические движения отражены как в строении фундамента, так и в строении рельефа. Тектонические движения на неотектоническом этапе привели к подновлению как древних долгоживущих северо-восточных разломов, так и к значительной активизации деформаций северо-западного простирания, в результате чего сформировались разновысотные неоструктуры, имеющие складчато-блоковое строение. Это привело к тому, что Траутфеттерская впадина подразделяется на ряд блоков разломами северо-западного простирания, которые заметно смещены по ним относительно друг друга.

Нижнетаймырская впадина расположена в центральной части Северо-Таймырского горного сооружения к югу от залива Толля, в нижнем течении р. Нижняя Таймыра. Она имеет изометричную форму и расположена вкрест простирания основных структур Таймыра. Большая, а именно центральная, часть впадины охватывает территорию Ленинградской, Оскарловской и Диковско-Маргинской наложенных впадин, выполненных слабосцементированными и несцементированными терригенными отложениями позднеюрско-раннемелового и плиоценового возраста мощностью 200–300 м, залегающими на породах доюрского фундамента, представленных метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами и гранат-биотитовыми плагиогнейсами рифейского возраста [4]. Современный облик рельефа впадины сформирован в результате аккумулятивно-абразионной деятельности под воздействием неоднократных трансгрессий и регрессий морского бассейна, а также под воздействием эпох потепления и похолодания, развития ледников в плейстоцене. Пологие террасированные поверхности, образованные в позднем неоплейстоцене, занимают значительные площади и имеют несколько уровней: в пределах абс. отметок 10–50 м расположены абразионно-аккумулятивные морские террасы каргинского времени, а на высотах от 50 до 100 м – останцы абразионно-аккумулятивных террас казанцевского времени [3]. На юго-востоке, перед фронтом невысоких хребтов, отделяющих Нижнетаймырскую впадину от Траутфеттерской, в новейшей структуре образовано невысокое предгорье с высотами до 100 м, что связано с вовлечением в поднятие сопредельных участков впадины. Локальные поднятия у восточного окончания впадины,

а также у ее западного завершения южнее м. Остин-Сакена в районе г. Посадочной связаны с выходами разновозрастных гранитоидов, в последнем случае граниты еще и перекрыты мореной и флювиогляциальными отложениями муруктинского оледенения [4, 6]. Локальное поднятие в западной части впадины в междуречье Гагара – Ниж. Таймыра, скорее всего, обусловлено присутствием здесь флювиогляциальных и краевых ледниковых аккумулятивных образований [6].

Породы фундамента разбиты разломами [1], которые проявляются на поверхности в виде зон трещиноватости как северо-западного, так и северо-восточного простирания. В пределах поднятых блоков фундамента мощность терригенных мезо-кайнозойских отложений значительно снижается. Вдоль восточной береговой линии залива Толля дешифрируются несколько разрывных нарушений, которые прослеживаются и в акватории моря. Положение Главного Таймырского разлома в пределах распространения рыхлых отложений мезозойского возраста и перекрытых значительной толщиной четвертичных отложений морского, аллювиального, водно-ледникового и ледникового генезиса проводится довольно условно [3, 4]. Нами положение этого разлома показано на основании косвенных геоморфологических признаков. Древний разлом северо-восточного простирания разбит секущими северо-западными зонами трещиноватости на сегменты, которые смещены относительно друг друга. Также в пределах впадины, в районе Гафнер-фьорда и южнее, можно выделить несколько зон трещиноватости примерно параллельных Главному Таймырскому разлому [1, 2].

Шренковская впадина расположена к западу от Нижнетаймырской. Она имеет северо-восточное простирание и в тектоническом плане соответствует Шренк-Ленинградской депрессии, сложенной юрско-кайнозойскими «рыхлыми» терригенными образованиями, залегающими на доюрском фундаменте. Средняя высота поверхности редко превышает 100 м. Локальные поднятия, распространенные по периферии Шренковской впадины, вероятно, связаны с выходами докембрийских пород фундамента, а именно: преобразованными в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма осадочными породами рифейского возраста и поздне-рифейскими гранитоидами [6].

Гольцовая впадина расположена к востоку от Нижнетаймырской и граничит с ней по системе разломов северо-западного простирания. Она отделяет хребты-поднятия Лодочникова от Фаддеевских и частично занята заливом Терезы Клавенес. Западная часть Гольцовой впадины захватывает восточное окончание Ленинградской наложенной впадины, выполненной преимущественно слабо сцементированными и несцементированными терригенными верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями, перекрывающими комплексы доюрского фундамента [4]. Большая часть впадины представляет собой низменную заболоченную равнину, высоты которой

постепенно повышаются в северо-восточном направлении. Гольцовский массив гранитоидов, относящийся к дочернему диорит-гранодиоритовому комплексу позднекаменноугольно-раннепермского возраста [4] и в значительной степени покрытый водами залива Терезы Клавенес, выражен в рельефе только на южном берегу в междуречье Гольцовой и Болотной [1]. Локальные поднятия, выделяющиеся в пределах впадины, связаны с выходами интрузивных тел разной формы, состава и возраста. По косвенным геоморфологическим признакам в результате дешифрирования в пределах впадины было определено положение Дорожнинского и Ленинградско-Гольцовского разломов, а также выделены зоны трещиноватости северо-восточного простирания [1].

Таким образом, в новейшей структуре Северо-Таймырского горного сооружения можно выделить Траутфеттерскую впадину, одинаково простираться с генеральным планом складчатого основания Таймыра и наследующую в тектоническом плане наложенную мезо-кайнозойскую впадину. Шренковская и Гольцовая впадины, а также южная часть Нижнетаймырской впадины, по-видимому, представляют единую структуру северо-восточного простирания, развивающуюся унаследовано и приуроченную к Ленинградской мезо-кайнозойской депрессии. Несмотря на то, что северная часть Нижнетаймырской впадины частично приурочена к Оскаровской и Диковско-Маргинской наложенным впадинам, она имеет субмеридиональное простирание и в новейшей структуре не наследует общий структурный план Таймырского полуострова. Скорее всего, ее образование связано с морскими трансгрессиями и деятельностью ледников.

Исследование выполнено в рамках Госзадания МГУ имени М.В. Ломоносова (№ гос. регистрации (АААА-А16-116033010119-4).

Литература

1. *Брянцева Г.В., Косевич Н.И., Мышенкова М.С.* Новейшие структуры Севера Таймырского полуострова // *Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал.* 2022. № 1. С. 71–80.

2. *Брянцева Г.В., Мышенкова М.С., Косевич Н.И.* Новейшие структуры центральной части Северо-Таймырского горного сооружения // *Материалы всероссийской научной конференции «Геотектоника и геодинамика сейсмоактивных районов», посвященной 75-летию со дня рождения Е.А. Рогожина (1947–2021) и 115-летию со дня рождения В.В. Белоусова (1907–1990).* М.: Изд-во «Перо», 2022. С. 202–212.

3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Лист Т-47-XXXIV, XXXV, XXXVI (р. Ниж. Таймыра). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 133 с.

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

5. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 398 с.

6. Прокурнин В.Ф., Гавриш А.В., Шнейдер Г.В., Нагайцева Н.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-47 – оз. Таймыр (зап. часть). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 424 с.

7. Федоров Г.Б., Антонов О.М., Большианов Д.Ю. Особенности режима современных тектонических движений Центрального Таймыра // Изв. РГО. 2001. Т. 133. Вып. 1. С. 76–81.

Д.С. Мягков¹, Ю.Л. Ребецкий¹

Численное моделирование формирования напряжённо-деформированного состояния осадочного чехла над разломами фундамента различных типов

Современные методы численного моделирования позволяют учитывать в расчётах сравнительно сложные механические эффекты, такие как локализация пластических деформаций и накопление микрповреждений. Благодаря этому становится актуальным создание сравнительно простых по геометрии численных моделей для сопоставления с аналогичными физическими (а также и аналитическими) моделями, которые имеют некоторые существенные ограничения [1]. Их цель – не воспроизвести режим деформации конкретного геологического объекта, а создать базу данных простых эталонных моделей, используемых для интерпретации геолого-геофизических данных. В данном исследовании представлен набор моделей именно такого рода, рассматривается серия численных моделей формирования напряжённо-деформированного состояния осадочного чехла над разломами в фундаменте.

Общая структура моделей представлена на рисунке. Осадочный чехол (основное тело модели) нагружается гравитационными силами, после чего

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

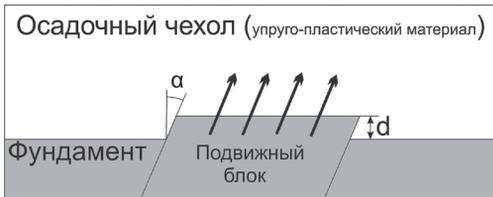


Рисунок. Общая схема модели для представленной в исследовании серии численных экспериментов

задаётся подвижка на подошве осадочного чехла, соответствующая движению ограниченного парой разломов блока фундамента. Угол α соответствует углу падения краевых разломов блока, при $\alpha = 0^\circ$ блок ограничен 2 взрезами, при ненулевом α – сбросом и взбросом. Угол α варьируется от 0° до 60° . Амплитуда подвижки блока меняется от 10 до 100 м.

В численной модели для расчёта применялась явная конечно-разностная схема, разработанная М.Л. Уилкинсом для исследования упруго-пластических тел и усовершенствованная Ю.П. Стефановым [2] для применения в геомеханике. Тела модели рассматриваются как упругопластические. В отличие от классического подхода М.Л. Уилкинса [3] в данном подходе берётся более сложная и подходящая для геосреды модифицированная модель Друккера-Прагера-Николаевского [4]. В её рамках среда рассматривается как упрочняющееся упругопластическое тело, используется неассоциированный закон пластического течения. За счёт использования упруго-пластических тел, избыточные, превышающие прочность реальной среды напряжения разгружаются в зонах формирования крупных разломов (в модели – зоны локализации пластической деформации), отсутствие учёта данного процесса является главным недостатком аналитических моделей. Более подробно методика моделирования и процесс создания цифровой геомеханической модели отражены в работе [5].

Структура напряжённого состояния над взрезом ($\alpha = 0^\circ$) имеет следующий вид: и над поднятым, и над опущенным блоком формируются области дополнительного (здесь и дальше – относительно гравитационного напряжённого состояния) горизонтального сжатия – над опущенным блоком эта аномалия максимальна, над поднятым она локализована близ фундамента и слабо выражена. Также над поднятым блоком близ поверхности осадочного слоя образуется аномалия дополнительного вертикального сжатия, примерно соответствующая таковой для горизонтального сжатия над опущенным блоком. Рассмотрим распределение сдвиговых деформаций в модели (в виде второго инварианта тензора деформации). Область максимальных деформаций локализована в относительно узком (40°) секторе, достигая максимальной амплитуды (около 0.025) над разломом и постепенно угасая к поверхности до 0.002. Сектор слабо наклонён (7°) в сторону поднятого блока. В поле давления над поднятым блоком формируется положительная аномалия давления, а над опущенным – от-

рицательная, обе с амплитудой около 0.1 КПа. Примечательно, что отрицательная аномалия меняет знак по направлению к поверхности.

До этого мы рассматривали случай взреза, когда угол α (см. рис. 1) был равен нулю. Теперь представим результаты моделирования для ненулевого значения альфа, т.е. для модели типа «горст» блок слева ограничен сбросом, а справа – взбросом (будем считать $\alpha > 0$). Рассмотрим общие закономерности напряжённо-деформированного состояния над взбросами и сбросами вне зависимости от угла падения. Область максимальной деформации простирается в обоих случаях в сторону лежачего крыла, причём она более узкая, с примерно той же амплитудой деформации близ фундамента и несколько более слабым затуханием при отдалении от него. Меняется характер аномалий давления близ разлома: в случае взреза формируется единая положительная аномалия, амплитуда которой для модели 50 м достигает 0.2 кбар. Для сброса ситуация иная: близ висячего крыла формируется отрицательная аномалия давления с амплитудой до 0.15–0.2 кбар, однако близ лежачего крыла также формируется положительная аномалия, с амплитудой, меньшей в несколько раз. Таким образом аномалии давления сброса больше похожи на таковые у взреза, тогда как у взброса картина в большей степени отличная. Для максимального касательного напряжения ситуация похожая. Для сброса также формируется отрицательная аномалия над висячим крылом и положительная – над лежачим (аналогично взрезу). Отрицательная аномалия – амплитудой 20 бар – более резкая, но формируется в значительно более узком секторе (около 10–15°) по сравнению с взрезом. Положительная аномалия меньше по амплитуде и имеет несколько максимумов в зависимости от угла в секторе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 22-27-00591.

Литература

1. *Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В.* Роль сил гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 1. С. 45–67. <https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-1-0033>
2. *Стефанов Ю.П.* Некоторые особенности численного моделирования поведения упруго-хрупкопластичных материалов // Физ. мезомех. 2005. Т. 8. № 3. С. 129–142.
3. *Wilkins M.L.* Computer Simulation of Fracture. Lawrence Livermore Laboratory, Rept. UCRL-75246, 1972.
4. *Николаевский В.Н.* Механика геоматериалов и землетрясения // Итоги науки и техники ВИНТИ. Сер. мех. деф. тв. тела. 1983. Т. 15. С. 817–821.
5. *Ребецкий Ю.Л., Погорелов В.В., Мягков Д.С., Ермаков В.А.* О генезисе напряжений в коре островной дуги по результатам численного моделирования // Вестник КРАУНЦ. 2018. № 3. С. 54–73.

Сихотэ-Алиньская складчатость как результат коробления коры, её проявление в физических полях, контроль интрузивов и оруденения

Познание недр нуждается в учете системности изучения коры, соблюдающей череду методов, согласную с иерархией факторов в организации геологического пространства, последовательно приближаясь от регионального к локальному уровню структурирования среды. Нарушение последовательности в ряду приоритетности факторов, например, с удалением из него звеньев, может сnivelировать последующие гносеологические шаги. Не бывает музыки без ритма, шахмат без доски, геологического структурирования без динамической тектоники.

Складчатость наряду с разрывами, важнейший элемент тектоники и фактор структуры коровой неоднородности, следовательно, позиции и инфраструктуры интрузивов, рудных и нерудных проявлений. Недоучет механизмов складчатости вносит фактологические неясности, главным образом, в тектонические модели [2], составленные на формационной основе, накладывая негативные отпечатки на популярные тонические концепции [1].

Исследовалось соответствие 3d-рисунков (~85%) Сихотэ-Алиньской складчатости и физических полей. Графически анализировались ориентировки, плотности и линейности градиентов геофизических аномалий. Результаты сопоставлялись со структурным анализом складчато-разрывных парагенезов, проведенным по продвинутой школе ГИНА РАН (А.В. Пейве, А.В. Лукьянов, П.Н. Кропоткин, С.В. Руженцев и другие)

Результаты дополняют представления о строении разноуровневой морфоскульптуре MZ_1-KZ складчатых сооружений (деформационный план ВСВ направления, при ССЗ сжатии), они верифицируют ранее выдвинутую нами модель механизма коробления коры [4] Главные моменты согласования геофизических полей и складчатых сооружений, отражены на многих иллюстрациях, которые будут приведены в докладе на примере структур первого, и более высоких порядков, вплоть до соответствия асимметрии аномалий кажущегося сопротивления оформлению сколами мелких золотоносных складок на участке Глухом-Встречном. В целом на рисунках видно, что изолинии аномалий гравитационного, магнитного и др. геофизических полей почти один в один ориентированы, как и мезо-

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

кайнозойские складчатые структуры: синклинали и антиклинали на ~ 25-ти (3/4) доизученных листах масштаба: 200 000.

Причина соответствия одного другому – в контрастах наполнения осевых фрагментов и отслоений на крыльях складок контрастным эндогенным и экзогенным веществом. Так, к примеру, в сводах складчатых форм фиксируются низкоплотные граниты, а на крыльях плотные и супермагнитные базиты, что, вероятно и обеспечивает верификацию складчатых форм. Отметим, на карте Приморья мезозойские интрузивы в большинстве своем имеют соскладчатое направление.

Для построения круговых диаграмм вычислялись скорости градиентов аномалий. Благодаря этому показано, что узкие зоны геофизических градиентов соответствуют крутым (опрокинутым) и прямолинейным участкам крыльев. Чем уже и прямолинейнее зона градиента, тем четче она отражает крутизну крыльев и отвечает соскладчатым сколам: встречным надвиго-взбросам, реже – сдвигам.

Другими словами, в механизм складчатости явно входит ранжированная система встречных взбросо-надвигов – сопряженных, по модели Кулона-Мора [6]. Предполагаем, что она, верифицируясь геофизикой, выступает как организующее начало складчатости в условиях латерального сжатия. Получается, что геофизические поля хороший метод верификации тектонических моделей, в частности, предполагаемой модели коробления.

Коробление – это, по сути, то же складкообразование, но хрупко-пластическое, при определяющем участии сопряженных сколов (встречных надвигов и взбросов). Сколы, становясь главными проводниками тектонических движений, стали элементами расслоенности и формировали скелет вторичных складчатых форм. Среда приобрела пластические свойства и подверглась дальнейшему смятию на фоне снижения деформационной активности сжатия до эффекта ползучести. Именно поэтому, видимо, в гранитах, габбро, известняках присутствуют субскладчатые разнопорядковые морфоскульптуры, очерченные сколами. Складки отрисовываются зачастую по сланцеватости как по ориентировкам слоистости. В гранитах и габбро материал по сколам часто настолько притертый, что макроскопически почти не отличим от слоистости. Заложение таких складок происходит и в изотропной и в анизотропной среде и даже вкрест простирания тесно сжатой первичной складчатости в начале импульса, импактно, считаем весьма распространенным этот тектонический эффект. Благодаря этому формировались наложенные анти- и синформы. Модель составлена на базе большого числа наблюдений вдоль поперечной Сихотэ-Алиню полосы.

Модель коробления указывает на возможность широкого распространения складчатых конструкций сколового типа по закону Кулона-Мора и позволяет судить при геологическом анализе об ударно-волновом ме-

ханизме структуризации литосферы [5], что на наш взгляд согласуется с интерференцией гравитационных волн по [1, 3].

В качестве обсуждения приведем предположение о, пусть неполном, но вполне возможном сопоставлении процесса коробления с ходом землетрясения.

Ход землетрясений – по сути, окно в тектонику – в ключевых моментах согласуется с ходом коробления, смоделированным по анализу сколово-пликативной канвы с учетом геофизических данных. Схема ударной стадии: foreshock → shock → aftershock (series descending), при этом, на начальной, ударной, стадии V-скорость и P-давление – максимальны, T-время – минимально, то есть не преодолевается инерционность среды, но преодолеваются пределы: пластичности, упругости, прочности, с развитием сколовых деформаций. Далее, в стадию ползучих деформаций V и P – минимальны, T – максимально, инерционность преодолевается, но не преодолеваются пределы пластичности, упругости, прочности. В ползучую стадию по рельсам наведенных систем сопряженных сколов (встречных надвигов) и развиваются хрупко-пластические, затем переходящие в пластические деформации, сменяющиеся, видимо, даже течением вещества.

Видимо, именно коробление в сочетании со сдвиганием формирует структуры участков магмо- и рудогенерации, бассейнов осадконакопления.

Итак, локальные и региональные физические поля подтверждают сопряжено-сколовый тип заложения ВСВ-СВ складчатости, что показывает дальнейшую необходимость тесного тектоно-геофизического анализа геоструктуры. Впечатляет совпадение по ряду приоритетных не зависимых друг от друга результатов структурно-тектонических и теоретических выводов, полученных при изучении динамики гравиволн, и универсальность проявления закона Кулона-Мора в структурировании геопространства. Структурирование среды стоит рассматривать как динамо-тектонический алгоритм мобилизации и стабилизации эндогенного вещества.

Литература

1. Викулин А. В. О геодинамическом детекторе гравитационных волн // *Пространство и Время*. – 2014. Т. 15. № 1. С. 196–207.
2. *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России*. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Кузнецов В.В. Ударно-волновая модель землетрясения. Формирование ударной волны. Физика очага и афтершоки // *Квантовая Магия*, том 8, вып. 2, 2011. С. 2125–2151.
4. Неволин П.Л. Структурирование Приусурийского, Нижнее-Бикинского и Амбинского фрагментов юрской аккреционной призмы (север Приморья).

«Тектоника, геодинамика Востока Азии» // Мат-лы VII Всероссийской конференции Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 97–100.

5. *Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н.* Сихотэ-алинская складчатая система: общие особенности строения и некоторые аспекты контроля золотого оруденения (на примере Центрального Сихотэ-Алиня) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 2. выпуск № 38 С. 84–100 (часть первая).

6. *Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Мир, 1981. 245 с.

7. *Леонов М.Г.* Вечно живая кора // Природа. 2011. № 8. С. 14–34.

А.Б. Немов¹

Тектониты Ильмено-Вишневогорской зоны сдвига (Южный Урал, Россия)

Ильмено-Вишневогорская сдвиговая зона представляет южный сегмент региональной сдвиговой зоны, расположенный на восточном склоне Южного и Среднего Урала (Восточно-Уральское поднятие) и рассматривается как фрагмент Сысертско-Ильменогорского микроконтинента [4, 6]. Структура ограничена крупными региональными субмеридиональными разломами: с запада – Миасско-Полевским, с востока – Чебаркульско-Байрамгуловским сдвиго-надвигами, отделяющими ее от Тагило-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской мегазон соответственно (рис. 1). С юга структура ограничена субширотными разломами меньшего порядка – Бикилярским, Кундравинским от пород Магнитогорской мегазоны, а на севере – полукольцевым Булдымским разломом от пород Сысертско-Ильменогорской зоны. Внутри структура разделена на блоки глубинными разломами (с запада на восток) – Ильменогорским, Селянкинско-Вишневогорским (сдвиго-надвиги), Няшевским, Таткульским (сдвиго-сбросы) и Аргазинско-Букоянским (сдвиго-надвиг), осложненные диагональными и субширотными нарушениями (сбросо-сдвиги).

Структура имеет вид гантели с наибольшим сжатием на широте г. Кыштым, вызванным Уфимским выступом части Европейской платформы, в районе которого происходит выклинивание Тагило-Магнитогорской мегазоны. В тыловых частях структуры расположены массивы преимущественно «гнейсовидных» и «очково-гнейсовых» миаскитов (Вишневогорский и Ильменогорский, (О) и гранитоидов (Аракульский,

¹ ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, Россия

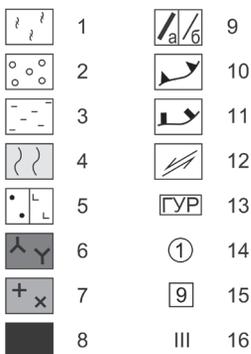
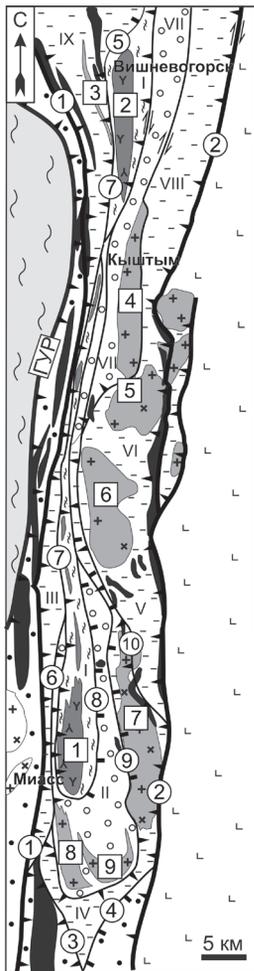


Рис. 1. Схема Ильмено-Вишневогорской сдвиговой зоны (по данным геологических отчетов Петров и др., 2015 и интерпретаций Ленных и Вализер, 2006; Русин и др., 2006).

1 – метаморфические породы (мигматизированные амфиболиты, гнейсы) фундамента платформ (AR–PR₁); 2 – метаморфиты, преимущественно гнейсово-амфиболитового состава доуральской океанической коры (PR₂–V); 3 – плагиосланцы, кварциты и др., метатерригенные породы утоненного чехла окраины платформы (RF–V); 4 – мигматизированные породы Восточно-Европейской платформы – Уфимский выступ (AR–PR₁); 5 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы (O–C): а – Тагило-Магнитогорской и б – Арамилско-Сухтелинской мегазон; 6 – тела нерасчлененных щелочных (нефелиновые и щелочные сиениты, фениты, метасоматиты) пород (O); 7 – массивы гранитоидов и монцодиоритов (C–T); 8 – ультрамафит-мафитовая ассоциация пород (PR–D?); 9 – главные (а) и второстепенные (б) дизъюнктивы; 10 – сдвиго-надвиги; 11 – сдвиго-сбросы; 12 – направление смещения; 13 – Главный уральский разлом. Нумерация: – 14 – разрывных нарушений, 15 – геологических массивов и 16 – основных тектонических структур ИВСЗ.

Тектонические нарушения (в круге): 1 – Миасско-Полевской, 2 – Чебаркульско-Байрамгуловский, 3 – Бикилярский; 4 – Кундравинский; 5 – Булдымский, 6 – Ильменогорский, 7 – Селянкинско-Вишневогорский, 8 – Няшевский, 9 – Таткульский, 10 – Аргазинско-Букоянский.

Массивы (в квадрате). Миаскитовые: 1 – Ильменогорский; 2 – Вишневогорский; гранитоидные: 3 – Аракульский, 4 – Кыштымский, 5 – Увельдинский, 6 – Аргазинский, 7 – Кисегачский, 8 – Чашковский, 9 – Еланчиковский.

Главные (блочные) структуры ИВСЗ: I – Ильмено-Вишневогорский блок; II – Миасский блок; III – Приильменский изоклинально-складчатая структура; IV – Игишский блок; V – Саитовский сложноскладчатый блок; VI – Байрамгуловская (Западно-Увильдинская) блоково-складчатая структура; VII – Силачский блок; VIII – Каслинская складчато-блоковая структура; IX – Аракульско-Иткульская складчато-блоковая структура

Кыштымский, Чашковский, Еланчиковский, Р–Т). Мощность разломов и зон тектонитов изменяется от 300 м до >1 км при ширине структуры 8–14 км. Зоны разломов часто трассируются эшелонированными телами пород мафит-ультрамафитового (Няшевский, Ишкульский, Булдымский массивы PR_2-V , размером от $0.0n - 0.n$ м до n км) и гранитоидного составов (Увильдинский, Арагазинский, Кисегачский, Р–Т, $n - 1n$ км), расположенных преимущественно вдоль Чебаркульско-Байрамгуловского разлома.

Блоки, вмещающие тела ортопород, представлены гетерогенными полихронными метаморфическими образованиями: амфиболит-гнейсовыми (Селянкинский блок 1850–2200 млн лет – породы кристаллического фундамента платформы), гнейсово-амфиболитовыми (Ильменская толща 600–900 млн лет – породы доуральской (V) океанической коры) и метатерригенными породами (Сайтовская толща RF_2-D_1 – породы утоненного чехла континентальной окраины).

В пределах ИВСЗ выделено две группы тектонитов: бластомилониты и милониты [5]. По структурно-текстурным особенностям среди бластомилонитов выделены бластокатаклазиты (рис. 2, а) и бластомилониты; среди милонитов – протомилониты, милониты и ультрамилониты (рис. 2, б–г).

Взаимоотношения между различными типами тектонитов показывают, что по породам группы бластомилонитов в результате ретроградных процессов развиваются протомилониты, а в зонах максимального напряжения – милониты и ультрамилониты.

На этапе формирования бластомилонитов в породах основного состава пироксены ряда диопсид-геденбергита и энстатита-ферросиллита преобразуются в пироксены группы эгирин-авгита или в кальциевые амфиболы К-специализации (К-Prg или К-Hst), плагиоклаз изменяет состав от An_{75-50} до An_{40-25} , появляются калиевый полевой шпат, кварц, титанит в ассоциации с амфиболом и гранатом (Alm). Порфириобласты представлены пироксенами, амфиболами, плагиоклазами и гранатом. В породах кислого состава (гранито-гнейсы, гнейсы) формируются зоны гранитоидных бластомилонитов и фиксируются процессы мигматизации. Основным процессом, влияющим на формирование этих пород, является статическая рекристаллизация [1].

На этапе формирования милонитов в породах основного состава амфиболы замещаются слюдой группы биотита, калиевые полевые шпаты формируют пламеневидные пертиты, кварц формирует веретенновидные агрегаты и прожилки вдоль плоскостей кливажа, фиксируется альбитизация плагиоклазов (An_{2-10}), титанит замещается Mn-ильменитом – пиррофанитом. Порфириокласты сложены амфиболом (К-Hst и К-Trm), плагиоклазом (An_{35-15}) и калиевым полевым шпатом. Матрикс представлен

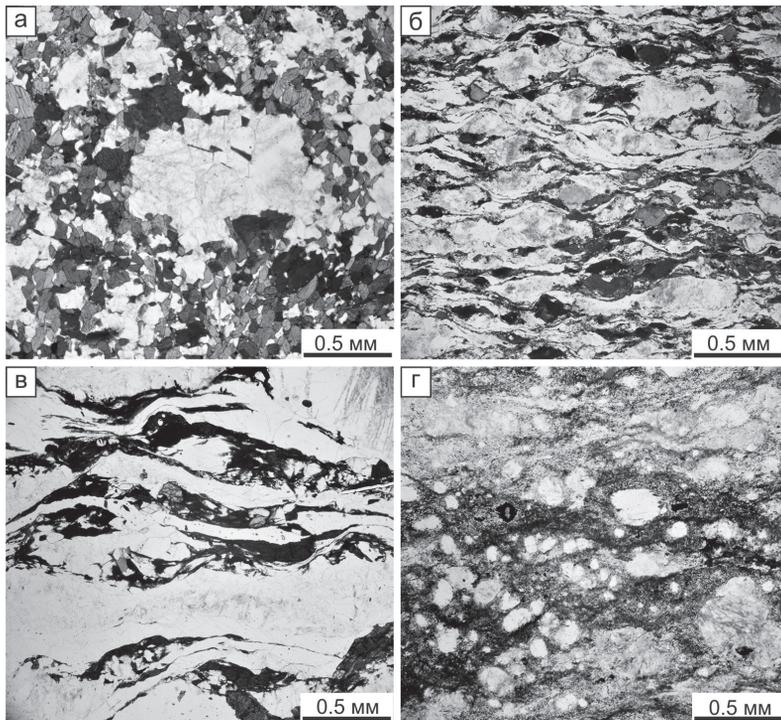


Рис. 2. Тектурно-структурные особенности тектонитов ИВСЗ.

a – бластомилонит с порфиробластовой структурой (порфиробласт калиевого полевого шпата и гетерогранобластовый матрикс порфирокластов амфибола, пироксена и рекристаллизованных зерен плагиоклаза; *б* – протомилонит с милолитовой С–S-структурой, порфирокластами калиевого полевого шпата и амфибола, хрупко-пластично деформированный биотит и фрагменты амфибола среди рекристаллизованного матрикса полевых шпатов и кварца; *в* – милонит с флюидальной структурой образованной линзовидными и σ -идными порфирокластами калиевого полевого шпата и амфибола среди тонкозернистого рекристаллизованного матрикса из полевых шпатов, веретеновидных агрегатов кварца и тонкопластинчатого биотита; *г* – ультрамилонит с афанитовой и криптозернистой структурой, с редкими σ -идными порфирокластами полевых шпатов среди тонкорекристаллизованного матрикса полевого шпата и биотита

тонкоперетертой темной слюдой, рекристаллизованными зернами полевых шпатов и веретеновидными агрегатами кварца. В породах кислого состава милонитизация сопровождается изменением слюды группы биотита – от флагопита до аннита, граната – состава альмандина или гроссуляра до

спессартин-альмандин или спессартин-гроссуляра. Полевые шпаты замещаются альбитом. Основным процессом, влияющим на формирование этих пород, является динамическая рекристаллизация.

Ультрамилониты образуют в милонитах и протомилонитах узкие зоны с афанитовой и криптозернистой структурой, где иногда отмечаются σ -видные порфирикласты калиевого полевого шпата с микроструктурой динамической рекристаллизации «ядро-оболочка». Еще реже встречаются однородные округлые микропорфиробласты калиевого полевого шпата и альбита. Основным процессом, влияющим на формирование ультрамилонитов, является интенсивная динамическая рекристаллизация и последующая кратковременная статическая рекристаллизация (бластез).

На все группы тектонитов на поздних этапах формирования накладываются катакластические процессы, выраженные зонами катаклазитов и микродвигов различного структурного уровня (мезо- и микро-), сопровождающиеся хлоритизацией, мусковитизацией, карбонатизацией и т.д. Основным процессом формирования катаклазитов является механическое дробление и цементация. Катаклазиты образуют незначительный объем в породах ИВСЗ.

Выводы

1. Среди тектонитов ИВСЗ доминируют две группы – бластомилониты и милониты, Бластомилониты формируются при широком развитии калиевого, а милониты – натрового метасоматических процессов.

2. Ультрамилониты маркируют плоскости максимального деформационного напряжения и характеризуются максимальным уменьшением размера зерен и неокристаллизации при снятии напряжения.

3. Формирование тектонитов ИВСЗ происходит на начальных этапах в условиях амфиболитовой фации (группы бластомилонитов и милонитов), которые затем сменяются условиями зеленосланцевой (катаклазиты).

Литература

1. *Кирмасов А.Б.* Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 386 с.

2. *Ленных В.И., Вализер П.М.* К геологической схеме Ильменогорского комплекса // Геология и минералогия Ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 20–27.

3. *Петров В.И., Шалагинов А.Э., Пунегов Б.Н. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VII. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2015. 168 с.

4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.

5. Родыгин А.И. Динамометаморфические породы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. 356 с.

6. Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы // Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 3–19.

В.В. Низовцев¹

К активным окраинам. Природа и морфология островных цепей

Изучение тектонических процессов ставит перед тектоникой плит вызовы, остающиеся без ответа.

1. Активность Тихоокеанского кольца демонстрирует отчётливые зональные вариации. При активных *западных* побережьях средних широт – на низких широтах активны *восточные* побережья Индонезии и Океании. Налицо параллель с обращением ветров: западные ветры на средних широтах, восточные (пассаты) на низких.

2. Не находит объяснения и разнообразие полутора десятка цепей двух типов островов: энсиалические и энсиматические – как прямолинейные, так и выгнутые зонально или меридионально. И при этих различиях все цепи являются структурами активности!

3. Остаётся открытым вопрос о том, что же движется в конце концов: плита или дуга, «очаг» или «жаркое»? Островная дуга, выгнутая навстречу движению плиты, не совместима с субдукцией. Предположения о возвратно-поступательном движении плит противоречат гипотезе о жёсткой связи зон субдукции с системой рифтов.

При подобном уровне проработки проблематики едва ли возможно понимание природы активности пресловутого кольца и предсказание катастрофических событий. По всем признакам исчерпан прогностический потенциал ньютоновой системы мира, в которой планеты вращаются по инерции, а силовые поля сведены к гравитации. Тектоника плит явилась натушной попыткой найти в этих условиях источник движущих сил текто-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

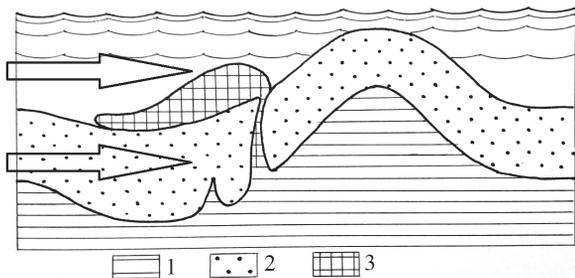
ники и геодинамики. Однако модель мантийной конвекции по-прежнему не имеет ни теоретического [1], ни логистического [2] обоснования.

Ранее, в предположении вихревого механизма ротации Земли, была выдвинута гипотеза эфиродинамической природы тектогенеза [3]. Земные оболочки находятся в едином поле тангенциальных напряжений в основном зонального направления, которые создаются фильтрационными течениями эфирного ротационного вихря, имеющего космогоническое происхождение [4]. Ось вихря приурочена к барицентру системы Земля–Луна – отсюда мнимый лунный фактор в геодинамических феноменах. Течения вихря простираются до орбиты Луны, где они поддерживают её обращение вокруг Земли. Радиус вихревого ядра – «глаза урагана» – составляет $3.26 \cdot 10^5$ км при скорости на границе ядра 1.3 км/с. Профиль вихря подобен кеплерову профилю вихря солнечной системы [4].

В картезианской парадигме раскрывается природа активности материковых окраин. Островным цепям двух типов соответствуют подошвы различной природы. Подошва энсиалических островов сложена из прибрежных линейных фрагментов, отделённых от материка или крупного острова давлением фильтрационных эфирных течений. Вулканизм в цепи энсиалических островов связан с разрушением границы кора–мантия корнем движущегося фрагмента, затем сформированного на нём острова.

Подошва цепи энсиматических островов представляет собой складку океанской коры. Океанскую литосферу можно считать оболочкой, состоящей из двух разнородных слоёв, к которым приложено продольное напряжение, создаваемое течением эфирного флюида. В подобных условиях двуслойная структура порой теряет устойчивость, и на тонком слое, в данном случае на океанской коре, образуется складка (рис. 1). Складка движется под действием фильтрационных течений подобно солитону. Движение сопровождается формированием трещины скальвания на заднем основании складки, при этом кислород атмосферы и воды океана вступают в реакцию с водородом, находящимся под корой. Снижение температуры плавления и экзотермическая реакция приводят к плавлению пород коры, возможно, мантии; образующаяся лава выходит на поверх-

Рис. 1. Складка на океанской коре и вулканизм, связанный с трещиной скальвания: 1 – мантия; 2 – кора; 3 – лава. Стрелки – течения эфирного континуума



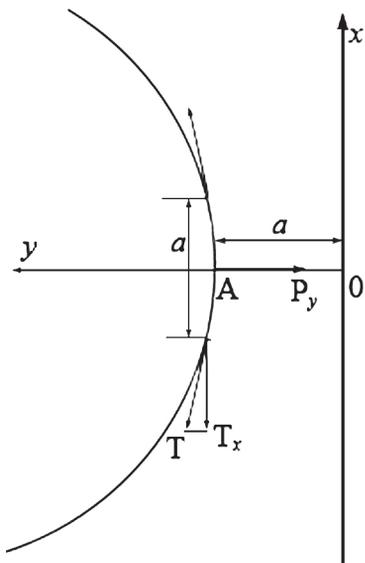


Рис. 2. К динамике островной дуги: T – продольная сила упругости дуговой подошвы; P_y – удельная сила давления эфирного течения зонального направления на комплекс подошва-острова; A – вершина цепной линии; a – метрический параметр линии

эфирных течений зонального направления, приложенной к комплексу подошва-острова, и силы T упругости дуговой подошвы (рис. 2).

В конце семнадцатого столетия братьями Бернулли была предложена следующая формула для цепной линии:

$$y = a \cosh \frac{x}{a}.$$

В случае типичной островной дуги x – координата вдоль меридиана, y – координата по широте. Отрезок a принят за единицу масштаба. Это длина такого отрезка цепной линии, на котором удельная сила P_y давления эфирного потока зонального направления равна меридиональной составляющей силы T_x упругости на его концах. Ось абсцисс параллельна касательной к вершине дуги A и проведена от неё на расстоянии a .

Отклонения реальных дуг от профиля Бернулли обусловлены меридиональной неоднородностью профиля тангенциальных напряжений [3;

ность через трещину, создавая остров. Так формируется островная цепь энсиматического типа. В случае островов обоих типов лава, сформированная из материала мантии, увеличивает объём острова и отвечает за формационное разнообразие островодужных вулканитов.

Таким образом, привязка вулканической деятельности к островным цепям объясняется разрывом границы кора-мантия, вызванным активным движением одного из островов. Вспарывание границы на внутреннем крае подошвы сопровождается сейсмическими эффектами с характерными глубинами очагов порядка 30 км.

Если концы подошвы зафиксированы, то в ходе трансляционного движения она приобретает профиль цепной – в математическом смысле – линии. Подобную линию называют цепной, так как она представляет собой линию провеса цепи, закреплённой в двух точках. Типичная цепная линия (дуга) островов возникает в результате борьбы силы P давления фильтрационных

рис. 3] и особенностями геодинамических условий на концах дуги. Однако качественно все островные дуги представляют собой подобие цепной линии.

В соответствии с указанным профилем напряжений, независимо от природы подошвы, дуги умеренных широт выгнуты на восток (Южные Сандвичевы о-ва, Марианские о-ва, Курилы, о-ва Рюкю), низких – на запад (о-ва Ментавай). При свободных концах подошва сохраняет в ходе движения относительную прямолинейность (Императорские горы, Гавайские и Андаманские о-ва, Восточно-Индийский хр. и др.). «Аномальные» дуги, рождённые силами меридионального направления (Канарские, Алеутские о-ва), находят своё объяснение, но требуют отдельного обсуждения.

Глубоководные желоба обрамляют не только островные цепи, но и материка. В обоих случаях они связаны с обтеканием препятствия цепи (материка) вихревым течением. Обтекание гор ветрами хорошо изучено [5]. При числах Рейнольдса (Re), превышающих 10^4 , обтекание ветром вертикального линейного препятствия порождает зону турбулентных течений, достигающих основания на его обеих сторонах: наветренной и подветренной. Вследствие исчезающей вязкости эфира большая величина Re достигается при весьма умеренных скоростях течения и небольшой высоте препятствия. Таким образом, глубоководные желоба размываются потоками воды, воздействующими на океанскую кору с обеих сторон препятствия цепи (материка). Малая мощность или отсутствие в желобах отложений указывают на их эрозионное происхождение.

Подведём итоги исследования активности окраин. Островные цепи есть результат неустойчивости континентальной окраины (энсиалические о-ва) или океанского дна (энсиматические о-ва) в условиях тангенциальных напряжений, создаваемых фильтрационными течениями эфирного флюида. Островодужный вулканизм обусловлен трансляционным движением подошвы, затем цепи, которое сопровождается нарушением герметичности границы кора–мантия, плавлением старых пород и синтезом новых. Образующаяся магма выдавливается на поверхность подошвы или острова через трещину скольжения. Активность островного вулканизма определяется скоростью движений и массой острова. Землетрясения связаны с разломами на внутренней границе подошвы, которые вызваны напряжениями от течений эфира. Познание природы активности делает возможным предсказание катастрофических событий подобных цунами 2004 г.

Литература

1. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972. 392 с.

2. *Геншафт Ю.С.* Физико-химическая динамика тектоносферы как основа эндогенных режимов Земли // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 1997. С. 318–333.

3. *Низовцев В.В.* К вихревой глобальной тектонике. Единое поле сдвиговых напряжений в земных оболочках // Динамическая геология. МГУ. 2022. № 1. С. 59–70.

4. *Низовцев В.В.* Горячее происхождение планет, космохимия и ротационный фактор // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы ЛП-го Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 111–116.

5. *Кожевников В.Н.* Возмущения атмосферы при обтекании гор. М.: Научный мир, 1999. 160 с.

**А.М. Никишин¹, Е.И. Петров², Е.А. Родина¹,
К.Ф. Старцева¹, В.Е. Вержбицкий³, Н.А. Малышев³**

Модель формирования Арктического океана на основе интерпретации сейсмических данных России, Канады и США

В ПО Petrel создана единая цифровая база данных для района Арктического океана. Она включает: (1) основную часть сейсмических профилей России, большую часть сейсмических профилей Канады и часть сейсмических профилей США; (2) карты магнитных и гравитационных аномалий; (3) международную батиметрию; (4) геологическую карту. Наша база цифровых данных для Арктики является одной из самых больших в Мире. Она позволяет проводить большие объемы исследовательских работ. База данных была создана при поддержке МПР РФ и агентства Роснедра.

Нами, с учетом наших предыдущих построений [1, 2, 4], для Арктического океана были выделены сейсмические границы с предполагаемыми возрастами 125, 100, 80, 66, 56, 45, 34 и 20 млн лет. Эти границы были прослежены на всех имеющихся сейсмических профилях в интерпретационной системе Petrel. Граница 125 млн лет является акустическим

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

² Федеральное агентство по недропользованию – РОСНЕДРА, Москва, Россия

³ ПАО НК «Роснефть», Москва, Россия

фундаментом в районе поднятия Менделеева и шельфов Восточной Арктики. По этой границе были построены карта рельефа акустического фундамента и карта толщин осадочного чехла. На всех сейсмических профилях были выделены сейсмокомплексы, которые интерпретировались в понятиях тектоностратиграфии. Выделены, например, синрифтовые и пострифтовые комплексы, комплексы краевых прогибов и т.д. Основы сеймостратиграфии и стратиграфии для района Арктического океана были нами разработаны ранее [1, 2, 4]. В данной работе учтены данные результатов опробования с помощью специальных подводных аппаратов некоторых склонов подводных гор на поднятии Менделеева [3]. Мы увязали возрасты наших сейсмокомплексов с результатами изотопных и палеонтологических исследований полученных образцов. Оказалось, что на поднятии Менделеева осадочный и вулканический чехол начинается примерно на границе баррема и апта. Отложения палеозоя образуют акустический фундамент. На поднятии Альфа-Менделеева впервые выделены синрифтовые комплексы. Они образуют полуграбены с сейсмическими комплексами типа Seaward Dipping Reflectors (SDRs), которые обычно сложены базальтами. С учетом данных С.Г. Сколотнева и др. [3], возраст синрифтового комплекса оценен как 125–100 млн лет. В глубоководных бассейнах Подводников, Толля, Стефанссона и др., которые сопряжены с поднятием Альфа-Менделеева, также выделены сейсмокомплексы типа SDRs с наклоном рефлекторов в сторону осевых частей бассейнов. Комплексы наклоненных рефлекторов интерпретируются как синрифтовые по геодинамике и в основном базальтовые по составу. Региональные корреляции сейсмических горизонтов показывают, что возрасты сейсмических комплексов типа SDRs на поднятии Альфа-Менделеева и в бассейнах Подводников, Толля, Стефанссона и др. примерно совпадают, и они имеют единую рифт-пострифт границу. SDR-подобные комплексы выделены и на склонах Северо-Чукотского бассейна. Для поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных глубоководных бассейнов по сейсмическим данным установлены многочисленные погребенные вулканические постройки и интрузии.

При интерпретации канадских сейсмических данных в районе бассейна Стефанссона выделены системы сбросов, которые по возрасту моложе комплекса с SDRs. Вероятный возраст сбросов 80–66 млн лет. Выделение сбросов этого возраста указывает на особый период истории Американо-Северо-Атлантического бассейна. Вероятно, эта эпоха была связана с фазой рифтинга в море Баффина Северной Атлантики.

При интерпретации канадских сейсмических данных в районе бассейнов Стефанссона и Канадского установлено, что возраст погребенной рифтовой долины Канадского бассейна древнее возраста сбросов в бассейне Стефанссона. Осталась нерешенной проблема соотношения

возрастов Канадского бассейна и SDRs комплексов поднятия Альфа-Менделеева.

На поднятии Менделеева по сейсмическим данным между горизонтами 56 и 45 млн лет выявлено не менее пяти вероятных карбонатных построек. Это указывает на то, что в раннем–среднем эоцене в Арктике был жаркий климат.

Для Евразийского бассейна установлено, что спрединг океанической коры на южном окончании хребта Гаккеля закончился около 40–30 млн лет назад. После этого проходило сбросообразование без раздвижения литосферных плит. Этот факт меняет существующие модели раскрытия Евразийского бассейна.

Для эпохи формирования поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных глубоководных и шельфовых бассейнов с помощью программы Gplates построена палеотектоническая реконструкция, на которой, в том числе, показана область распространения SDR комплексов. Данная область почти строго соответствует области с аномально высокими магнитными аномалиями. Это является дополнительным аргументом в пользу того, что полуграбены в значительной мере заполнены базальтами. Показано, что наклоны SDR комплексов имеют явную закономерность: они наклонены в сторону осей глубоководных бассейнов и обладают симметрией относительно оси поднятия Менделеева. Из этого вытекает, что поднятие Альфа-Менделеева является двусторонней пассивной континентальной вулканической окраиной. Глубоководные бассейны типа Подводников интерпретируются как неудавшиеся микро-океанические бассейны. В их пределах спрединг океанической коры не начался. С учетом этих выводов предложена новая геодинамическая модель для района Альфа-Менделеева. Под поднятием континентальным Альфа-Менделеева был основной восходящий мантийный поток, обеспечивший значительный рифтинг и магматизм. Под сопряженными глубоководными бассейнами были субгоризонтальное верхнемантийное течение и гипер-растяжение континентальной коры, сопровождавшееся крупномасштабным магматизмом.

Основные новые выводы

1. Нами редактируется модель формирования Арктического океана. Основной фундаментальной проблемой является время формирования Канадского бассейна и соотношение Канадского бассейна и структур района поднятия Альфа-Менделеева.

2. В Канадском бассейне и в бассейне Стефанссона выделен пояс поздне меловых сбросов и полуграбенов. Эти структуры формировались уже позже осевого рифта Канадского бассейна. Вероятно, поздне меловые

сбросы были связаны с раскрытием Северной Атлантики (рифтом залива Баффина).

3. На самом юге хребта Гаккеля в Евразийском бассейне спрединг закончился около 40–30 млн лет назад. Из этого следует необходимость модернизации модели раскрытия Евразийского бассейна и его соотношения с бассейнами на шельфах моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря.

4. В истории океана выделено три этапа развития: 133–125 млн лет (главная фаза формирования Канадского бассейна), 125–56 млн лет (формирование поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных глубоководных бассейнов), 56–0 млн лет (раскрытие Евразийского бассейна).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 22-27-00160).

Литература

1. *Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментьер Х., Фулджер Дж., Глумов И.Ф., Морозов А.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Фрейман С.И., Афанасенков А.П., Безъязыков А.В., Доронина М.С., Никишин В.А. Сколотнев С.Г., Черных А.А.* Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ГИН РАН, 2022. 156 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. № 632). DOI: 10.54896/00023272_2022_632_1

2. *Сколотнев С.Г., Фрейман С.И., Хисамутдинова А.И., Ермолаев Б.В., Окينا О.И., Сколотнева Т.С.* Осадочные породы фундамента поднятия Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 2. С. 136–160. <https://doi.org/10.31857/S0024497X22020082>

3. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F., Rodina E.A.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // *Earth Sci. Rev.* 2021. V. 217. P. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>

4. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Freiman S.I., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Zhukov N.N., Startseva K.F.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 3 – Mesozoic to Cenozoic geological evolution // *Earth Sci. Rev.* 2021. V. 217. P. 103034. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103034>

Уникальный разломный сейсмотектонический участок (узел) на западном борту Ладожского грабена: углубленное рассмотрение в качестве примера

В течение XX столетия разные авторы, финские, карельские и русские, публиковали разные схемы и карты разломной сети района Ладожской впадины. Приоритетным направлением разломов по контуру Ладожской впадины, безусловно, является северо-западное, соответствующее долгоживущей Ладожско-Ботнической зоне. Разломы этого простирания определяют ориентировку бортов обновленного на неотектоническом этапе грабена Ладожского озера. Рисунок основных новейших активных нарушений находит хорошее подтверждение в фиксируемом линейном сосредоточении эпицентров палео-, исторических и инструментально наблюдаемых землетрясений в обрамлении Ладожского озера, позволившего выделить три крупных сейсмолинеамента – Восточно-Ладожский, Северо-Ладожский и Западно-Ладожский (рисунок, а) [1]. Однако, роль поперечной зоны до недавнего времени оставалась невыясненной, что потребовало дополнительных исследований и ревизии ранее проведенных исследований, в том числе на участке в нижнем течении р. Бурной, длиной 10 км от ее истока из оз. Суходольского (Суванто) до ее выхода в акваторию Ладожского озера (рисунок, б). Участок оказался очень сложным по морфоструктуре, нарушениям, разломам, строению новейших отложений и их перемещений. Вся охваченная территория в общем низкая в пределах абсолютной высоты 30 м, при этом уровень Ладожского озера всего 5 м н.у.м. Глубины мелководья озера у побережья всего 2–5 м. Скважины на левобережье против селения Запорожское проходились всего на несколько метров. Т.е. охваченный интервал высот совсем невелик. На р. Бурная расположен опорный разрез постледниковых отложений, который находится в 2–2.5 км от истока р. Бурная из Суходольского озера [2].

На начальном этапе работы А.А. Никонова с коллегами, на этом обнажении в первые годы XXI в. с применением методов определения возраста ¹⁴C и TL (М.И. Шлюков) обнаружены два горизонта нарушений в залегании бассейновых горизонтов в подводной и надводной толще. Самым древним из обнаруженных был возраст ~15 тыс. л.н., другой в обнажении 12–11 тыс. л.н. и выше него – слабый ~11 тыс. л.н. В слоях анциловой трансгрессии, датированной здесь 10.5±0.7 и 9.4±0.2, нару-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

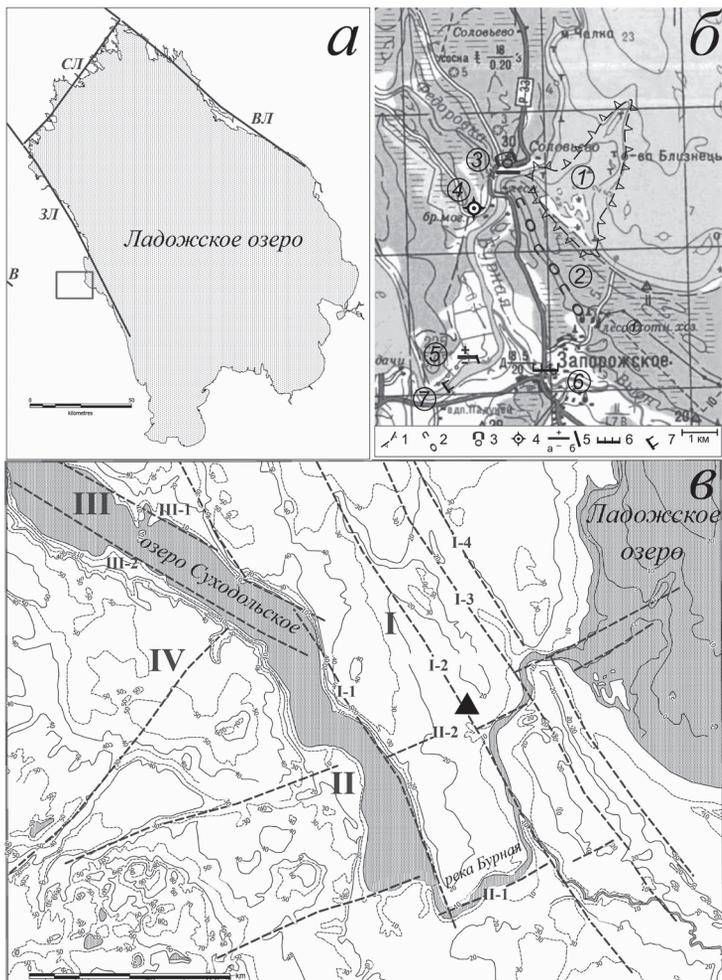


Рисунок. а – расположение участка работ в системе сейсмолинеаментов Приладожья; б – участки полевых исследований: 1 – скальный развал на прибрежном мелководье; 2 – вершинная часть погребенной озовой гряды; 3 – тело той же гряды за разломом; 4 – взбросы и вертикальные внедрения песка в бассейновых нормальных отложениях; 5 – а – выходящие к поверхности участки разломов с указанием поднятого/опущенного крыльев, б – опорное обнажение; б – выступающие к поверхности линейные выходы морены и скальные уступы, фиксирующие разломы; 7 – вскрытые участки тектонических контактов в поздледниковых бассейновых отложениях; в – морфотектоническая схема с основными системами нарушений: I – ССЗ (субмеридиональная); II – ВСВ (субширотая); III – СЗ; IV – СВ, треугольником показан разрез с взбросовыми нарушениями

шений не отмечено [3]. Тектоническая активность обнаружена геолого-геоморфологическими наблюдениями, и изучением разрезов с разрывами (рисунок, б). На южном борту долины р. Бурная, у села Запорожское, за низкой болотистой террасой, поднимается уступ высотой до 20–25 м, сложенный мореной внизу, а сверху с уступом коренных пород. Есть основания принимать эту морфоструктуру за сброс к северу на первые метры, т.е. за борт широтно (ВСВ) простирающегося грабена, вместившего долину р. Бурная в этой секции.

Подробно изучено субмеридиональное обнажение на левом берегу протяжением ~0.2 км к СЗ от пос. Запорожский ≤ 1.5 км. На севере обнажения вскрыт вертикальный контакт с ленточными глинами в нормальном залегании. Здесь признается сброс к югу.

Особое внимание вызывает ситуация непосредственно в устье р. Бурная и на выходе на мелководье Ладожского побережья к востоку. Здесь наблюдается гребень озовой гряды, возвышающийся над поверхностью террасы на высоту всего около 3-х метров и тянущийся ровно и непрерывно на 4 км к ЮЮВ. В свете свежих разработок авторов такой факт с установлением непосредственной связи таких образований по трассам позднеледниковых разломов с образованием щелей, тектоническими трещинами в фундаменте под ледником, выявленный объект трактуется именно в этом ключе.

Вблизи устья р. Бурная в Ладогу близ впадения в нее левого притока Федоровка борта/берега самой реки имеют совершенно разную морфологию и морфометрию. На правобережье р. Бурная в крайней секции при выходе к акватории Ладожского озера распространена широкая низкая терраса с молодыми озерными накоплениями. Там естественно полагать, что основание рыхлых отложений погружено на значительную глубину. На левобережье от воды поднимается терраса высотой около 25 м с выходами коренных пород, но в обращенной к руслу стене здесь вскрыты флювиогляциальная толща – разрез погребенной озовой гряды широтного простириания. Видимая высота ее ~20–25 м, глубина основания не вскрыта. Это накопление, безусловно, позднеледникового времени. На противоположном берегу р. Бурная, низменном и ровном выступает вершина озовой гряды того же простириания. Здесь нельзя не признать разрыв единого объекта с опусканием правобережья по сбросу ВСВ простириания на первые метры.

Сопоставление данных по разрезам и морфологии постледниковых форм рельефа и сосредоточенная, долговременная проработка одного небольшого участка на западном побережье Ладожской впадины/грабена, общей территорией $8 \times 8 = 64$ км², с размахом высот в пределах 30–40 м, позволили обнаружить семь пересекающихся вертикальных нарушений разрывного характера с оценками вертикальных смещений по морфоло-

гическим признакам на величину по вертикали ≥ 10 м и три горизонта смятия, все относящиеся к позднеледниковью ~ 15 – 10 тыс. л.н., аттестуемых как результаты мощных местных землетрясений. По датировкам методом ^{14}C и TL сбросы возникали большей частью в позднеледниковье, 17–15 тыс. л.н. Эта сложная, наложенная структура на западном борту Ладожского грабена служит промежуточной между грабеном высшего порядка и поперечным, боковым, вместившим озеро Суходольское на западном фланге.

Детальный анализ морфоструктуры приустьевого участка р. Бурная (рисунок, в) позволил увязать выделенные ранее деформационные проявления в единый тектонический узел, включающий разрывные нарушения 4-х основных направлений – ССЗ, ВЮВ, СЗ и СВ. Главную роль в этой структуре играет зона ССЗ нарушений из 4-х основных ветвей, отвечающая направлению Западно-Ладожского сейсмолинеамента (рисунок, а) и простирацию основных береговых форм рельефа, в том числе озовой гряды предполагаемого трещинного происхождения. На втором месте по морфологической выраженности стоит система ВСВ структур, согласно которой осуществляется разворот русла р. Бурная на СВ и с которой связаны описанные ранее поперечные сбросы, в том числе, опускающие поверхность озовой гряды с севера на юг. Третье место у СЗ разрывов, определяющих ориентировку котловины оз. Суходольского, и наименьшая морфологическая выраженность и, соответственно, роль, у СВ-нарушений.

По разлому 1-й группы (I-2, рисунок, в) удалось определить кинематические характеристики по непосредственно наблюдаемым в разрезе разрывным деформациям. Бассейновые (водно-ледниковые) отложения, разорваны серией взбросов и надвигов преимущественно северо-западного простираения с падением плоскостей к юго-западу с максимальными смещениями ≈ 0.4 м ($A_{з.нд} 255$ – $260^\circ \angle 30^\circ$), ≈ 0.6 м ($A_{з.нд} 215$ – $220^\circ \angle 60^\circ$) и ≈ 0.25 м ($A_{з.нд} 220$ – $225^\circ \angle 70^\circ$), суммарно достигая единовременного смещения около 1.5 м.

Новые данные подтвердили активность как продольных, так и поперечных структур, определяющих сопряжение взбросо-надвигов (возможно, взбросо-сдвигов, судя по смещению сегментов СВ-разломов вдоль зон СЗ простираения) и сбросов в едином парагенезе, а также высокую интенсивность постледниковых землетрясений, судя по амплитуде смещений по разрывам, достигавших IX+ баллов.

Литература

1. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для по-

следних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри: Изд-во техн. ин-та (ф) СВФУ, 2015. С. 243–251.

2. *Поспелова Г.А., Никонов А.А., Семенов В.В., Шлюков А.И.* Палеомагнитные вековые вариации и их возраст в послеледниковых отложениях опорного разреза Бурная (Карельский перешеек) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Теория, практика, эксперимент: Материалы Семинара Борок. 11–14 окт. 2003 г. М.: ГЕОС, 2003. С. 73–76.

3. *Никонов А.А., Арсланов Х.А., Савельева Л.А., Сергеев А.П., Шлюков А.И.* Опорный разрез позднеледниковых отложений «Бурная» на Карельском перешейке // Матер. IV Всеросс. совещ. по изуч. четв. периода. Сыктывкар, 2005. С. 301–302.

И.И. Никулин¹, Р.И. Гадельшин²

Эксфильтрационная концентрация меди в рифей-вендских отложениях складчато-блоковой структуры Игарского выступа

Седиментологические обстановки всех крупнейших осадочных месторождений меди мира, различные по типу и природе рудоносных депрессий, имеют два сходства друг с другом [3]. Все они локализованы в береговых зонах, выраженных на стадии седиментации как рифогенноактивное морское мелководье, авандельтовые площади и, возможно, временные бассейны мелких порядков. Проблема седиментологического анализа контроля медистых песчаников активно обсуждалась на примере Джекказгана в работах И.П. Дружинина, А.М. Лурье, И.Ф. Габлиной, В.Н. Холодова, Б.Б. Сосюры, Л.Ф. Наркелюна и других. К числу закономерностей, отмеченных в ходе научной дискуссии в отечественных изданиях, относятся следующие: 1) по И.П. Дружинину – приуроченность Джекказганского месторождения к береговой трансгрессивно-регрессивной активной зоне бассейна седиментации; 2) по А.М. Лурье и И.Ф. Габлиной – отсутствие зависимости между содержанием органического вещества, рудно-минеральной зональностью и вариацией серая – красная окраска рудоносной толщи; 3) по К.И. Саптаеву – отсутствие

¹ ООО «НН ТС», Санкт-Петербург, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

оруденения в отложениях алевролитового и аргиллитового ряда; 4) по И.П. Дружинину и И.Ф. Габлиной – наложенность сероцветной окраски на кластогенную фракцию рудоносных пород и карбонатный матрикс красноцветных и сероцветных песчаников; 5) по А.М. Лурье – независимость доставки в место рудоотложения литокластического материала и рудных компонентов в виде рудоносных гидрогенных растворов; 6) по А.М. Лурье и Г.Д. Младенцеву – контроль рудоносной площади со стороны Кингирского палеоберегового выступа. На детально опробованных участках косослоистых песчаников Удоканского месторождения изолинии содержания меди имеют общую для месторождений медистых песчаников субгоризонтальную ориентировку. Тем самым отмечается, что первичное накопление сульфидов меди в комбинированном осадке, каким является медистый песчаник, отвечает закону нормального гравитационного осаждения. Седиментологические обстановки медистых месторождений типично аргиллитового и песчаного рядов отличаются друг от друга. Если сравнивать аргиллитовый и песчаный типы на примере Мансфельда и Джекказгана соответственно, то основные отличия сводятся к нарастанию цикличности рудоносной толщи, числа рудных залежей в разрезе и по латерали, сокращению площади оруденения от Мансфельдского к Джекказганскому типам. Образование рудоносных депрессий Мансфельдского типа и особенно для Медного Пояса Замбии и Заира связано с выступами палеорельефа в береговых и мелководных шельфовых зонах. В Мансфельде меденосные депрессии контролируются выступами варисийских гранитов фундамента. Для месторождений Замбии характерна позиция меденосных осадков в депрессиях нижнепротерозойского рельефа.

В Игаркинском районе северо-западной окраины Сибирской платформы известны два месторождения меди с высокими прогнозными ресурсами (Сухарихинское и Гравийское) в осадочных породах докембрия. Промышленные концентрации меди (0.1–4.0%) и серебра (до 42 г/т) связаны с герцинскими тектоническими перестройками этого района, выражающими современный структурный план района [1]. Складчатые структуры развивались унаследованно. Положение антиклиналей определяют приподнятые блоки рифейского складчатого основания. Синклинали развиты на месте межгорных впадин, депрессий. В итоге сформировался Игарский выступ, выведший рифей-вендские меденосные отложения на дневную поверхность [2]. С восточной стороны Игарского выступа образовался Сухаринско-Плахинский прогиб, к зоне сочленения с которым приурочены названные месторождения. С запада прогиб ограничен системой активных разломов меридионального и северо-западного направлений, с востока – Имангдинско-Летнинским глубинным разломом. Основание прогиба, погружающееся на север, разбито на блоки разло-

мами довендского заложения. Опущенные блоки, вдающиеся в Игарский выступ, образуют Усть-Гравийскую, Южно-Сухарихинскую и Сазоновскую синклинали. Структура рудного района определяется южным периклинальным окончанием пологой субмеридиональной желобообразной Сазоновской синклинали. Синклиналь располагается между Игарским выступом и ответвляющимся от него гребневидным поднятием рифейского складчатого основания – Чернореченской антиклиналью. Западное крыло синклинали осложнено флексурой и перекрыто надвинутыми по

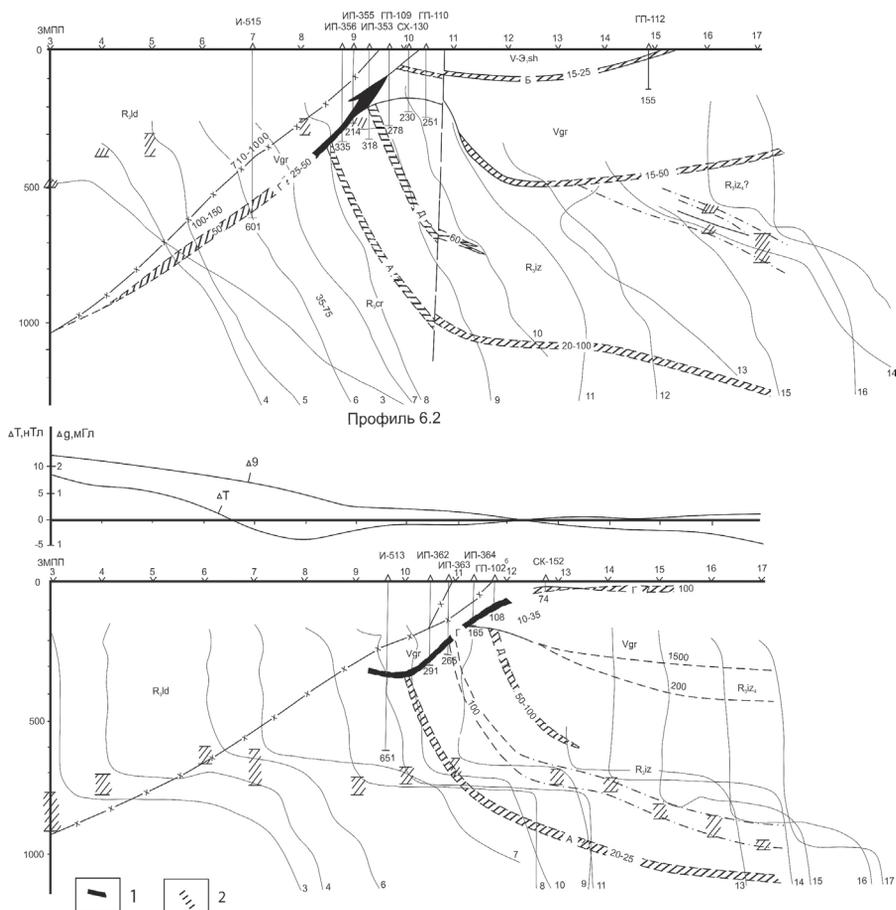


Рисунок. Геолого-геофизические разрезы рудных залежей эксфильтрационного генезиса в отложениях излучинской свиты по профилям ЗМПП (Бурмистров, 1998ф). Рудные тела и зоны минерализации: 1 – по геологической информации, 2 – по геофизическим данным

краевому шву платформы дислоцированными рифейскими породами Игарского выступа.

По рудоконтролирующей зоне сочленения (Плахинский разлом) происходит смена преимущественно красноцветных отложений, сформировавшихся в условиях приморской равнины, на резко возрастающую роль в северной части сероцветных лагунных фаций. В подошвенной части сероцветных отложений отмечается повышенное содержание меди, но залежи с промышленными концентрациями секут оба типа отложений вблизи тектонической зоны, связанной с Плахинским разломом (рисунок). Так выделяются несколько рудных горизонтов. Залежи меди горизонта Б приурочены к склонам длительно развивающихся пликативных структур первого порядка, отражающих структурный план рифейского основания Сухарихинско-Плахинского предгорного прогиба. Рудная зона Гравийского месторождения приурочена к западному борту Сазоновской синклинали. Причем, промышленные скопления меди приурочены к второстепенным палеоподнятиям, усложняющим строение Сазоновской синклинали. Залежи горизонта Г в пределах Сухарихинско-Плахинского прогиба приурочены к зоне латерального перехода красноцветных континентальных формаций к сероцветным морским и лагунным. Причем, наибольшие концентрации меди тяготеют к бортам впадин. Залежь меди горизонта А расположена на восточном склоне Чернореченской антиклинали, усложняющей строение Сухарихинско-Плахинского прогиба.

Итак, разломы северо-западного направления выражаются зонами фациальных переходов и флексурами в отложениях излучинской свиты. Излучинская свита мощностью до 1015 м разделяется на 8 ритмов. Они контролируют размещение рудных тел на известных месторождениях (Олешкевич и др., 1985ф). В эпоху герцинского тектогенеза в результате тангенциального давления с запада сформировались надвиговые чешуи с образованием мощных зон дробления и милонитизации пород, перекрывающих отложения излучинской и сухарихинской свит в западном борту Сазоновской синклинали. Герцинский тектогенез создал условия для образования водонапорных зон. Генерируемые во фреатической зоне элизионные минерализованные растворы разгружались в проницаемых алевро-песчаных фациях. Эксфильтрационные процессы позволяли выносить из меденосных отложений подвижные компоненты и осаждать их на структурных и геохимических барьерах. Здесь механические барьеры внутрiformационных складок были структурными ловушками накопления рудных залежей меди в зоне проявления тектогенеза. Таким образом, поисковым признаком можно считать резкое сокращение меди в отложениях излучинской свиты по латерали и смену тонкодисперсных отложений на песчанистые, что отражается на их окраске.

Литература

1. Никулин И.И. Докембрийский магматизм активной палеоокраины Сибирской платформы – Игарский выступ // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2022. С. 75–77.
2. Никулин И.И. Рифейская красноцветная формация северо-западного обрамления Сибирской платформы // Экзолит – 2021. Актуальные проблемы литологии: задачи и решения. Годичное собрание (научные чтения). М.: МАКС Пресс, 2021. С. 141–143.
3. Скрипченко Н.С. Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. М.: Недра, 1989. 208 с.

Н.Н. Носкова¹, Д.Ю. Шулаков², И.В. Попов³

Землетрясение 20 августа 2022 г. на Северном Урале

20 августа 2022 года на Северном Урале произошло слабое сейсмическое событие, которое зарегистрировали сейсмические станции (рис. 1) ГИ УрО РАН» (Пермь), Института геологии имени академика Н.П.Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН) и Архангельской сейсмической сети. Территория северной части Урала, от Полярного до Северного Урала, характеризуются слабыми и редко возникающими землетрясениями. Подавляющее большинство землетрясений происходят на Среднем и Южном Урале. Это распределение объясняется различиями в геологическом строении, разной техногенной нагрузкой, а также плотностью (чувствительностью) сейсмических сетей.

В обработке сейсмического события 6 августа задействованы данные 10 сейсмических станций (рис. 2): «Пожег» (PZG), «Инта» (IN0) ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН; «Лешуконское» (LSH); «Среднее Шипицыно» (SHIP) Архангельской сейсмической сети FCIAR (код сети АН, <https://doi.org/10.7914/SN/АН>); «Верхнечусовские городки» (PR0R), «Добрянка» (PR2R), «Екимята» (PR6R), «Сараны» (PR7R) сети MIRAS «ГИ УрО РАН»

¹ ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² ГИ УрО РАН, Пермь, Россия

³ ООО «Полярноуралгеология», Сыктывкар, Россия

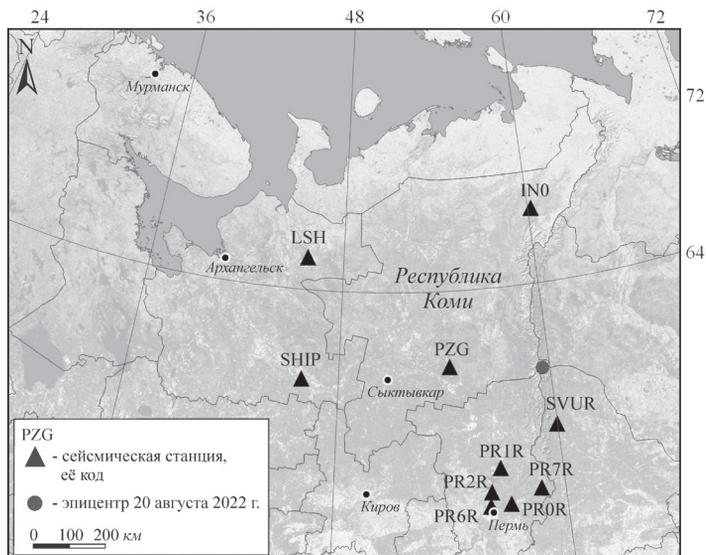


Рис. 1. Положение эпицентра 20 августа 2022 г. и зарегистрировавших его сейсмических станций

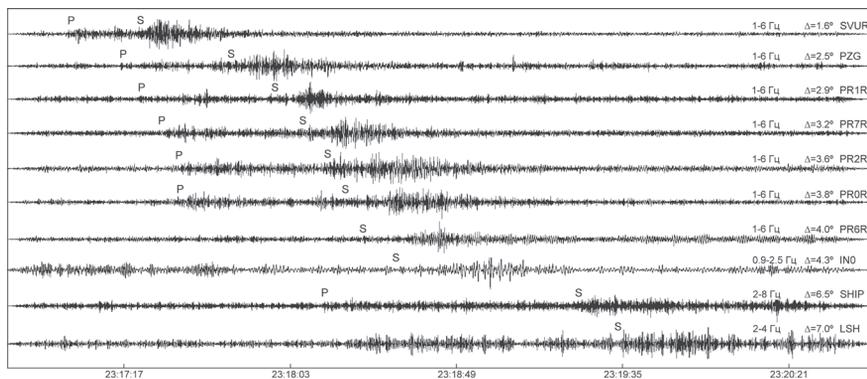


Рис. 2. Сейсмограммы землетрясения 20 августа 2022 г., z-компоненты

[3]; «Североуральск» (SVUR), «Романово» (PR1R), сети ОБГСР Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» (ФИЦ ЕГС РАН) (Обнинск). Эпицентральные расстояния составили от 175 (SVUR) до 772 км (LSH), азимутальное окружение – 3.5–302.9°, неравномерное, максимальная азимутальная брешь GAP = 167.8°. Расположение сейсмостанций и эпицентра сейсмического события показано на рис. 1.

Определение параметров гипоцентра на сейсмических записях выполнялось в программе *WSG* [2] методом минимизации невязок с использованием скоростной модели для ВЕП [6], дополненной глубокими слоями модели *AK-135* [5]. Для определения значений локальной магнитуды M_L (*MWA*) использовался заложенный в *WSG* способ расчета, основанный на усредненной по Северной Евразии калибровочной функции [1].

В результате инструментальной обработки получены следующие параметры: координаты 61.732N, 59.585E, время в очаге $t_0 = 23:16:30$ (UTC), глубина $h = 5$ км, энергетический класс по Т.Г. Раутиан $K_p = 8.0$, локальная магнитуда $M_L = 2.5/5$, эллипс ошибок $Az_{Major} = 70^\circ$, $R_{minor} = 6.0$ км, $R_{major} = 12.6$ км. В таблице представлен сейсмический бюллетень землетрясение 20 августа 2022 г.

Таблица

**Станционный бюллетень сейсмического события
20 августа 2022 г.**

Код станции	Время вступления сейсмических фаз, ч мин с		$\Delta, ^\circ$	$AZM, ^\circ$	$A, \text{мкм}$	$T, \text{с}$	Магнитуда M_L
	P	S					
SVUR	23:17:01.44	23:17:21.55	1.6	172.7	0.02	0.26	1.8
PZG	23:17:15.75	23:17:46.41	2.5	277.9	0.02	0.4	2.6
PR1R	23:17:21.02	23:17:58.70	2.9	210.1	0.06	0.2	2.8
PR7R	23:17:26.42	23:18:06.29	3.2	187.7	0.04	0.2	2.7
PR2R	23:17:31.28	23:18:12.87	3.6	209.5	0.02	0.5	2.4
PR0R	23:17:31.82	23:18:18.31	3.8	200.2	0.03	0.25	2.6
PR6R		23:18:23.08	4.0	207.7			
IN0		23:18:32.00	4.3	3.5			
SHIP	23:18:11.61	23:19:22.91	6.5	275.0			
LSH		23:19:33.47	7.0	302.9			

По нашим расчетам сейсмическое событие 20 августа 2022 г. административно расположено в МО «Ивдельский ГО» Свердловской области, вблизи границы с Республикой Коми и Пермским краем. Данный район не является горнодобывающим. Вокруг эпицентральной области находятся Вишерский заповедник Пермского края, буферная зона Печоро-Ильчского государственного биосферного заповедника Республики Коми и родовые угодья Ханты-Мансийского автономного округа. Эпицентр события расположен в труднодоступном месте, в среднем течении р. Ауспия, между

г. Холатчахль (перевал Дятлова) и хр. Чарканур. Ближайший к эпицентру населённый пункт расположен лишь в 106 км. Отсюда делаем вывод, что сейсмическое событие 20 августа является тектоническим землетрясением.

Землетрясение произошло в зоне Главного уральского надвига. В целом территория северной части Урала характеризуется рассеянной сейсмичностью [4]. Сейсмическая активность здесь низкая, что, вероятно, объясняется малой скоростью деформации земной коры на современном этапе. Фиксируемые слабые сейсмические события на севере Урала могут быть обусловлены горизонтальными напряжениями в покровно-складчатых структурах уралид.

Авторы глубоко признательны коллегам из ФИЦ ЕГС РАН г. Архангельска за предоставленные записи сейсмических событий.

Работа выполнена в рамках гос. задания № 1021062211107-6-1.5.6

Литература

1. *Габсатарова И.П.* Внедрение в рутинную практику подразделений Геофизической службы РАН процедуры вычисления локальной магнитуды // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 49–53.

2. *Красилов С.А., Коломиец М.В., Акимов А.П.* Организация процесса обработки цифровых сейсмических данных с использованием программного комплекса WSG // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной сейсмологической школы, посвященной 100-летию открытия сейсмических станций «Пулково» и «Екатеринбург». Обнинск: ГС РАН, 2006. С. 77–83.

3. *Маловичко А.А., Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г., Верхоланцев Ф.Г.* Четырехуровневая система сейсмического мониторинга на территории Среднего Урала // Геофизика. 2011. № 5. С. 8–17.

4. *Носкова Н.Н.* Новые данные о сейсмичности северной части Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2016. № 3 (255). С. 3–12. DOI: 10.19110/2221-1381-2016-3-3-12

5. *Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times // Geophysical Journal International. 1995. N. 122. P. 108–124.

6. *Schuessler W., Morozov I.B., Smithson S.B.* Crustal and uppermost mantle velocity structure of northern Eurasia along the profile Quartz // Bulletin of the Seismological Society of America. 1997. N. 87. P. 414–426.

Использование ARCGIS-технологий для оценки пространственных взаимосвязей плотности разломов и сейсмичности (на примере Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий)

При изучении трещинной тектоники используются карты, отражающие распределение интенсивности тектонической трещиноватости по площади, которые позволяют получить численные характеристики раздробленности земной коры [10]. Анализ карт плотности разломов, полученных по территории Западного Тянь-Шаня свидетельствует, что почти все эпицентры землетрясений приурочены к зонам региональных разломов или их пересечениям [13–17]. Подобная оценка применена при установлении связи линеamentной и разломной тектоники с сейсмичностью [1, 10–12].

В последнее время для решения различных задач с прикладными аспектами разломной тектоники для выявления их особенностей и установления закономерностей с сейсмичностью и оруденением используется среда MapInfo и ArcGIS, позволяющая на новом концептуальном уровне создавать базы геоданных, и на их основе проводить геостатистический анализ и оценку. О.В. Луниной (2012) для территории Прибайкалья созданы электронная карта активных (плиоцен-четвертичное время) разломов, база данных по разрывной тектонике; разработан новый метод экспертной оценки степени активности разломов для прогноза опасных природных процессов, связанных с деструкцией земной коры [3]. Заслуживает внимания оригинальный подход В.Г. Трифонова и др. (2002), используемый при создании Карты активных разломов центральных сегментов коллизийного пояса, которая сопровождается Сводным каталогом активных разломов областей Индийско-Евразийской и Аравийско-Евразийской коллизии [6]. Обобщение и комплексный анализ данных позволили авторам выполнить оценку сейсмической опасности, а также рассмотреть геодинамические аспекты активных разломов (плейстоцен–голоцен). Б.С. Нуртаевым и О.Г. Цай (2021) выполнена оценка пространственных взаимосвязей плотности разломов и оруденения (на примере Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий) [5].

Целью данной работы является выявление пространственных закономерностей между сейсмичностью и характером распределения плотности разломов.

¹ Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Ташкент, Узбекистан

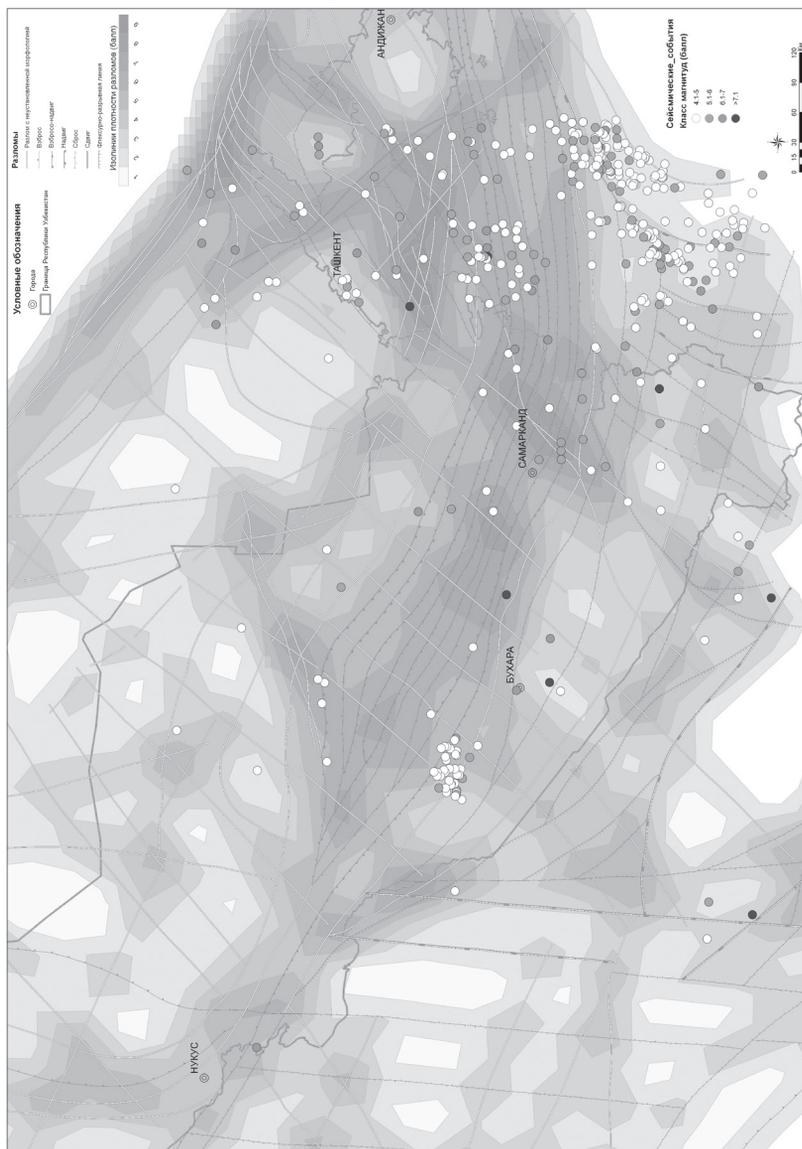


Рисунок. Карта плотности разломов Среднего, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий

Для предварительной оценки существующих связей проведен эксперимент на примере Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. В эксперименте использованы инструменты ArcGIS – Spatial Analysis Tools (Density, Reclass), позволившие перейти от качественной оценки данных к количественной – плотности разрывных нарушений.

В данной статье представлены результаты анализа пространственных взаимосвязей между сейсмичностью и характером распределения плотности разломов.

Для предварительной оценки существующих связей проведен эксперимент, на примере Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. В рамках данного эксперимента в качестве модели использована электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий 1:2 500 000 масштаба, подготовленная по материалам: карта региональных глубинных разломов Средней Азии (под ред. Борисова О.М., 1982), карта основных разломов Западного Узбекистана и карта разрывной тектоники Восточного Узбекистана и сопредельных территорий [2], карта расположения сутурных зон и трансформных разломов [4]. В целом электронная карта включает 182 разлома протяженностью более 100 км [8]. Данные по сейсмическим событиям заимствованы из Каталога землетрясений (Б.С. Нуртаев и Д.У. Курбанова, 2017).

В среде ArcGIS подготовлен аналитический проект, создана геобазы данных, в которую вошли слои [7]: (1) сейсмические события, включающий 433 землетрясений, зарегистрированных с 1175 по 2001 гг.; (2) изолинии плотности разрывных нарушений в баллах (методом плотности ядра [18]).

При построении карты плотности разломов и пространственного сопоставления данных использованы инструменты ArcGIS: Spatial Analysis Tools (Density, Reclass), Conversion Tool (From Raster) и Analysis Tool/ Overlay / Intersect [9] (рисунок). Для автоматизации рабочего процесса подготовлен алгоритм в Model Builder (ArcGIS). В SPSS выполнен статистический анализ объектов (сейсмических событий) для участков с различными значениями плотности разломов.

При сопоставлении данных сейсмических событий и плотности разломов были обнаружены следующие закономерности:

- сейсмические события, в основном сосредоточены на участках с плотностью разломов от 3 до 7 балл;
- в пределах участков с различной плотностью разломов отмечается следующее: сейсмические события слабых (с магнитудой < 5.0) соответствуют плотности 3–5, средних ($M = 5.1–6.0$) и сильных ($M = 6.1–7.0$) – 3–7, очень сильных землетрясений ($M > 7.1$) – 4–6.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о существовании связей между плотностью разломов и сейсмическими событиями.

Данные расчеты могут стать основой долгосрочного прогнозирования сейсмических событий при освоении территории для народнохозяйственных целей.

Литература

1. *Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф.* Основы линейментной тектоники. М.: Недра, 1986. 140 с.
2. *Ибрагимов Р.Н., Нурматов У.А., Ибрагимов О.Р.* Сейсмотектоника / Под ред. К.Н. Абдуллабекова. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений в Узбекистане. Т.: ГИДРОИНГЕО, 2002. С.43–58.
3. *Лунина О.В.* Разрывная тектоника Прибайкалья на позднекайнозойском этапе развития земной коры. Автореф. дис. ... докт. г.-м наук. М., 2012. 37 с.
4. *Нуртаев Б.С.* Палеозойские сутуры, их положение и роль в геологической истории Южного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2015. № 2. С. 3–9.
5. *Нуртаев Б.С., Цай О.Г.* Использование ArcGIS-технологий для оценки пространственных взаимосвязей плотности разломов с оруденением (на примере территории Республики Узбекистан). // Мат-лы Всероссийской конференции с международным участием «Динамика и взаимодействие геосфер Земли», посвященной 100-летию подготовки в Томском государственном университете специалистов в области наук о Земле. Т. I. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2021. С. 86–89.
6. *Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса / Гл. ред. Ю.Г. Леонов М.: ГЕОС, 2002. 225 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 541). https://elibrary.ru/download/elibrary_37037211_33274209.pdf.
7. *Цай О.Г.* База данных разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Мат-лы LI Тектонического Совещ. «Проблемы тектоники континентов и океанов», 2019 г. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 334–339.
8. *Цай О.Г.* Электронная карта разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Мат-лы LII Тектонического Совещ. «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики», 29 января – 2 февраля 2020 г. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 382–386.
9. *Цай О.Г.* Новая карта плотности разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий / Гл. ред. М.У. Исоков. Мат-лы Республиканской науч.-практич. конф. «Актуальные проблемы геологии, геофизики, петрологии и рудообразования», посвящ. 85-летию создания института Геологии и геофизики и 110-летию со дня рожд. акад. Х.М. Абдуллаева, 17–18 ноября 2022 г. Т., 2022. С. 60–63.
10. *Шерман С.И.* Динамика развития разломов Байкальской рифтовой зоны // Проблемы рифтогенеза. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1975. С. 36–37.

11. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / Отв. ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
12. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / Отв. ред. Н.А. Логачев. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 228 с.
13. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Срединного Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью / Отв. ред. О.М.Борисов. Т.: Фан, 1988. 164 с.
14. Ярмухамедов А.Р. Современная геодинамическая активность земной коры Средней Азии и ее связь с сейсмичностью. Т.: Изд-во Университет, 1995. 130 с.
15. Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С. Современная геодинамика Восточного Узбекистана. Т.: Фан, 1979. 111 с.
16. Якубов Д.Х., Ярмухамедов А.Р. Разломы и сейсмичность на примере Срединного Тянь-Шаня (Узбекистан) // Мат-лы Среднеаз. регион. тектон. Совещ. Соотношение геологических процессов в палеозойских складчатых сооружениях Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1981. С. 265–272.
17. Якубов Д.Х. Геотектонические условия возникновения сильных землетрясений Срединного и Южного Тянь-Шаня. Т.: Фан, 1991. 97 с.
18. Silverman B.W. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. New York: Chapman and Hall, 1986.

А.Н. Овсяченко¹, Ю.В. Буганаев², Н.Г. Кошевой¹

Сейсмотектонические проявления Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г. с $M_w = 6.7$ в Северной Монголии

В августе 2022 г. были проведены детальные исследования очаговой зоны Хубсугульского землетрясения, произошедшего 12 января 2021 года. Землетрясение является самым сильным событием во всём Прихубсугулье за период инструментальных сейсмологических наблюдений – $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$, глубина очага около 8 км, расчетная интенсивность сотрясений в эпицентре 9 баллов [3]. Решения фокального механизма по

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

² Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения РАН, Кызыл, Россия

данным различных сейсмологических агентств похожи и свидетельствуют о сбросовой подвижке со сдвиговой компонентой [3, 6–8]. Эпицентр землетрясения расположен в западном борту Хубсугульской впадины. Эта новейшая структура генетически связана с Байкальской рифтовой зоной, представляя собой самую крупную рифтовую впадину на её юго-западном фланге и развивается в условиях растяжения с правосторонней сдвиговой компонентой вдоль разломов СЗ простирания и левосторонней при СВ ориентировке [1, 4].

В результате первичного геологического обследования эпицентральной области через три дня после землетрясения были выявлены только вторичные нарушения, представленные сейсмовибрационными трещинами и выбросами обводненного песка на равнине у оз. Хубсугул [6]. Выявленные нами следы землетрясения четко делятся на две группы: вторичные, представляющие собой результат сейсмических сотрясений, и первичные, непосредственно отражающие выход очага землетрясения на поверхность в виде сейсмотектонического разрыва.

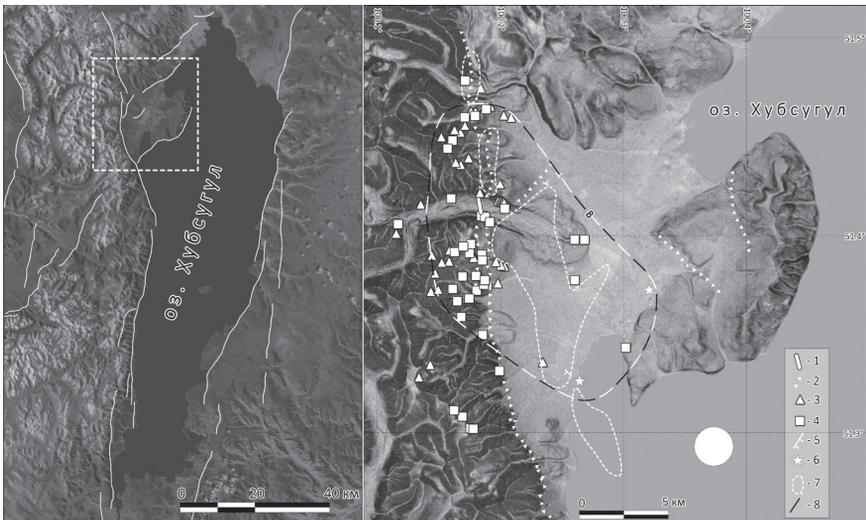


Рис. 1. Геологические эффекты Хубсугульского землетрясения. Кружком показан эпицентр землетрясения по данным [Еманов и др., 2021]. Слева – общая карта активных разломов района оз. Хубсугул по данным [2] с положением района детальных исследований.

1 – сейморазрыв; 2 – тектонические уступы; 3 – обвалы; 4 – камнепады; 5 – сейсмовибрационные трещины; 6 – выбросы песка (разжижения); 7 – максимальная плотность афтершоков (35–47 в пределах круга радиусом 0.02°) по данным [3]; 8 – изосейста 8 баллов (контур эпицентральной зоны)

Сейсмотектонический разрыв представлен правосторонним сбросо-сдвигом с амплитудой смещения до 20 см в вертикальной и горизонтальной плоскостях. Его тектоническая природа подчеркивается образованием закономерного структурного парагенеза, разрывами корней и стволов деревьев, камней, кустарниково-мохового покрова и всех форм рельефа на своем пути. Разрыв имеет ССЗ (340–350°) простирание и прослежен на расстояние около 250 м. В специально пройденной траншее, вкрест простирания уступа высотой около 1 м, обновленного при землетрясении 2021 г., выявлен сброс с падением под углом 25–30° в восточном направлении со смещением современной поверхности и почвы 15–20 см. В основании уступа вскрыты разрывы предыдущих землетрясений, которые последовательно захватывали в опускание все новые участки со стороны хребта. Таким образом, можно говорить об экспансии впадины в западном направлении с последовательным захватом и деструкцией прилегающего горного поднятия.

Вторичные нарушения представлены мелкими обвалами, осыпями, камнепадами, сейсмогравитационными трещинами на бровках склонов водоразделов и уступов террас, сейсмовибрационными трещинами и выбросами обводненного песка на поверхности заболоченной аккумулятивной равнины у оз. Хубсугул. Параметры вторичных нарушений были использованы для определения интенсивности сотрясений по шкале ESI-2007 (Environmental Seismic Intensity) [9] и оконтуривания эпицентральной зоны. По средним размерам сейсмовибрационных трещин (длина 25–40 м при ширине до 30 см), величине отброшенных со склонов глыб (до 2.5×3 м на 25–30 м), объему обвалов (20–30 тыс. м³) получена интенсивность 8 баллов, которой соответствуют и параметры сейсморазрыва. Полученная эпицентральная интенсивность показывает, что оценка глубины очага 8 км представляется заниженной.

Очаг землетрясения расположен в крутом, западном борту Хубсугульского полуграбена с пологим восточным бортом. Здесь, на поверхности морен и речных террас, трассируется фестончатая серия голоценовых тектонических уступов, а гребни водоразделов отсечены цепочкой классических тектонических фасет. По данным большинства сейсмологических агентств, эпицентр землетрясения зарегистрирован в акватории оз. Хубсугул, в 18–19 км к юго-востоку от выхода очага на поверхность. К юго-западу от сейсморазрыва расположена область максимальной концентрации афтершоков [3], и максимальных деформаций по данным спутниковой радарной интерферометрии [8]. Модель разрыва по данным интерферометрии представлена плоскостью с СЗ простиранием (341°) и углом падения 45–54° в восточном направлении, т.е. в сторону гипоцентра, достигая глубины 18–24 км [5–8]. Максимальная величина смещения (1.2 м) предполагается на глубине 7 км, а на поверхности зафиксировано

опускание до 20 см [6, 8]. Эти данные хорошо согласуются с результатами полевых исследований, что позволяет рассматривать выделенную область максимальных сотрясений в качестве проекции очага на поверхность, погружающегося в ЮВ направлении.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00049.

Литература

1. Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1202–1224.
2. Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
3. Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В. и др. Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г. $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89.
4. Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья. Новосибирск: Наука, 1993. 184 с.
5. Тимошкина Е.П., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Волкова М.С., Хайретдинов С.А. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89.
6. Battogtokh D., Bayasgalan A., Wang K., Ganzorig D., Bayaraa J. The 2021 $M_w = 6.7$ Khankh earthquake in the Khuvs gul rift, Mongolia. // Mongolian Geoscientist. 2021. 26(52). P. 46–61.
7. He Y., Wang T., Zhao L. The 2021 $M_w 6.7$ Lake Hovsgol (Mongolia) Earthquake: irregular normal faulting with slip partitioning controlled by an adjacent strike-slip fault // Remote Sens. 2022. 14. 4553.
8. Liu X., Xu W., Radziminovich N.A., Fang N., Xie L. Transtensional coseismic fault slip of the 2021 $M_w 6.7$ Turt Earthquake and heterogeneous tectonic stress surrounding the Hovsgol Basin, Northwest Mongolia // Tectonophysics. 2022. Vol. 836. 229407.
9. Michetti A.M., Esposito E., Guerrieri L., Porfido S., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Azuma T., Clague J., Comerci V., Gürpınar A., McCalpin J., Mohammadioun B., Morner N.A., Ota Y., Rogozhin E. Intensity scale ESI 2007 // Special paper APAT, Memorie descrittive della carta geologica d'Italia. 2007. V. 74. P. 41.

Тектоническое районирование осадочного чехла шельфа моря Лаптевых и сопредельных районов

Низкая степень изученности и отсутствие бурения на шельфе моря Лаптевых ставят обсуждение вопросов, связанных со стратификацией отражающих горизонтов, к ряду остро дискуссионных. На сегодняшний день существует четыре точки зрения на стратиграфический диапазон осадочного чехла лаптевоморского региона:

1) Кайнозойский, по мнению немецких исследователей (Cruise Report, Franke D. и др).

2) Апт-кайнозойские толщи осадочного чехла перекрывают поздне-кimmerийский фундамент. Такое представление отражено в публикациях Т.А. Андиевой, В.А. Виноградова, С.С. Драчева, Г.А. Заварзиной, С.И. Шкарубо, Дараган-Сушовой и др.

3) Позднепалеозойско-кайнозойский чехол на герцинском фундаменте в западной и центральной частях шельфа, апт-кайнозойский – на востоке. Эта точка зрения развивается Н.А. Малышевым, Н.М. Никишиным и их коллегами из НК «Роснефть».

4) В крайней западной части шельфа развит юрско-кайнозойский чехол на раннекимерийском фундаменте, в западной и центральной частях – рифейско-кайнозойский с докембрийским фундаментом, а в восточной части – апт-кайнозойский на позднекимерийском фундаменте. Границей раздела западной и восточной областей с разным возрастом фундамента служит разлом Лазарева. Эта концепция развивается в трудах И.С. Грамберга, Н.К. Евдокимовой, Н.М. Ивановой, В.И. Кима, А.Э. Конторовича, Д.В. Лазуркина, К.Б. Мокшанцева, Ю.Е. Погребницкого, А.Ф. Сафронова, С.Б. Секретова, Н.В. Черского и др.

Данная работа, выполненная на базе комплексной интерпретации геолого-геофизических материалов, посвящена построению тектонического районирования осадочного чехла шельфа моря Лаптевых. В ситуации неоднозначности стратификации сейсмических комплексов на континенте и в шельфовой части геологические данные по обрамляющей суше и данные бурения на северо-востоке Сибирской платформы могут позволить с определенной долей условности на основе сейсмостратиграфического анализа прогнозировать литологический состав и возраст отложений, формирующих комплексов.

¹ Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия

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

На континентальной части в осадочном чехле Хатангско-Ленского региона выделено пять сейсмогеологических мегакомплексов: рифейский, вендский, ниже-среднепалеозойский, верхнепалеозойский (пермский) и мезозойский, которые в кровле и подошве контролируются сейсмическими реперами [6]. По данным МОГТ- 2D фрагмент древней платформы с осадочным чехлом от рифея до кайнозоя сохранился на юго-западе моря Лаптевых. На остальных частях шельфа в составе осадочного чехла выделяются промежуточный (параплатформенный) и плитный (бассейновый) структурный этажи. Первый охватывает интервал от верхнего рифея до нижнего мела и развит, в основном, западной части акватории, а второй, включающий верхний мел-кайнозойские отложения – на всей территории лаптевоморского шельфа.

На сейсмических материалах, полученных Морской арктической геофизической экспедиции (ОАО «МАГЭ») и Лабораторией региональной геодинамики (ЛАРГЕ), подошва нерасчлененной толщи протерозой-нижнемеловых образований (промежуточный этаж) контролирует поверхность кристаллического фундамента архейско-раннепротерозойской консолидации – ОГ F, а кровля – подошву апт-альбских отложений, представляющую акустический фундамент (ОГ А).

Древняя Сибирская палеоплатформа в фанерозое подверглась различным преобразованиям, проявившимся в эпохи глобальной тектонической активности. На рубеже карбона–перми крупномасштабные перемещения по сдвигам привели к столкновению Сибирского и Карского континентов, в результате чего был деформирован расположенный между ними поздне-неопротерозойский Центрально-Таймырский аккреционный пояс [1]. А в мезозое деструкция континентальной земной коры, начавшаяся на месте будущего Северного Ледовитого океана, охватывает почти весь (кроме юго-запада) будущий Лаптевский шельф с образованием на нем контрастного рельефа [2]. В волновом поле сейсмических разрезов, полученных в море Лаптевых, зафиксирован размыв (до 7000 м) палеозой-мезозойских отложений [4].

Следы различных преобразований, проявившиеся в эпохи глобальной тектоно-магматической активности определяют особенности тектонического развития Лаптевоморского региона и служат границами тектонических структур: Сибирской платформы, Западного и Восточного бассейнов, Таймыро-Североземельской и Верхоянской складчатых областей. Современный структурный план определяют структуры меньшего порядка – прогибы, впадины, поднятия, грабены, горсты, складчатые зоны, моноклинали, ступени, седловины и т.д.

В тектоническом отношении Хатангско-Лаптевский регион, по существу, образует открытую на шельф моря Лаптевых гемисинеклизу, подобную Вилюйской [3, 6–8]. На континентальной части Оленекская

синеклиза представлена Лено-Анабарским прогибом, а в экваториальной части – Лено-Таймырской зоной поднятий и Южно-Лаптевским прогибом (рисунок).

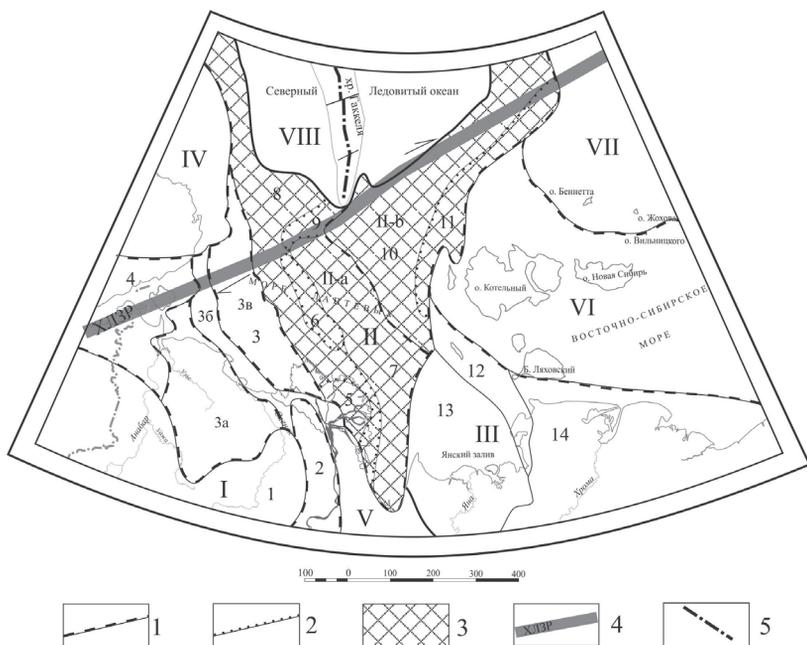


Рисунок. Схема структурно-тектонического районирования шельфа моря Лаптевых и сопредельных районов с использованием данных [3, 4]
 1, 2 – границы тектонических структур: 1 – I порядка, 2 – II порядка; 3 – Лаптевская/Лаптевоморская плита; 4 – Хатангско-Ломоносовская зона разломов, 5 – активная ось спрединга.

I – Сибирская платформа: 1 – Анабарская антеклиза, 2 – Предверхоанский прогиб, 3 – Оленекская синеклиза: а – Лено-Анабарский прогиб, б – Лено-Таймырская зона пограничных поднятий, в – Южно-Лаптевский прогиб; 4 – Анабаро-Хатангская седловина; II – Лаптевская подвижная платформа: Па – Лаптевская/Лаптевоморская плита: 5 – Усть-Ленская сводово-блоковая область, 6 – Усть-Ленский рифт, 7 – Омолойская зона прогибов/грабен, 8 – Северо-Западное поднятие, 9 – Северный прогиб; Пб – Восточно-Лаптевская ступень: 10 – Восточно-Лаптевское поднятие, 11 – Анисинский прогиб; III – Нижнеколымская подвижная платформа: 12 – Столбовской система грабен и горстов, 13 – Северо-Шелонская терраса, 14 – Хромско-Индигорская седловина; IV – Таймыро-Североземельская складчатая область; V – Верхояно-Колымская складчатая система; VI – Новосибирско-Чукотская складчатая система; VII – Восточно-Арктическая окраинно-континентальная подвижная платформа (реликт Гиперборейской палеоплатформы); VIII – Евразийский бассейн

Таким образом, юго-западная часть лаптевоморского шельфа в тектоническом плане представляет собой северное продолжение древней платформы. В такой трактовке Оленекская зона позднемезозойских складок считается внутриплатформенной, связанной с проявлением субширотных разломов со сдвиговой составляющей. А Лено-Анабарский прогиб интерпретируется как крупная внутриплатформенная депрессионная зона, осложняющая южную краевую часть Оленекской (Лаптевоморской) синеклизы.

В западной части шельфа в пределах Лаптевской/Лаптевоморской плиты по особенностям рельефа консолидированной коры выделены Усть-Ленская и Омолойская грабен-горстовая системы. Материалы, полученные ОАО «МАГЭ» показывают, что процессы растяжения и деструкции континентальной коры не ограничивались современной глубоководной областью Северного Ледовитого океана, а распространялись на прилегающий шельф, затухая лишь у побережья. Так, периокеанический прогиб Северный-1 «переходит» в Усть-Ленский грабен [4].

Север восточной части шельфа моря Лаптевых по акустическому фундаменту представлена Восточно-Лаптевской системой горстов и грабенов, а юг – Нижнеколымской раннеальпийской (пострифтовой) плитой, залегающая на промежуточном комплексе. Осадочный чехол состоит из отложений апт-кайнозойского возраста.

Выводы

Проведен комплексный анализ геолого-геофизических данных по континентальной окраине Сибирской платформы и акватории моря Лаптевых, на основании которого сделаны следующие выводы: построена схема структурно-тектонического районирования осадочного чехла шельфа моря Лаптевых и сопредельных районов по поверхности консолидированной коры; выделены и/или уточнены границы главных тектонических структур шельфа моря Лаптевых: Оленекской синеклизы, западной и восточной частей акватории.

Работа выполнена в рамках Проекта АААА-А21-121011290039-9.

Литература

1. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
2. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под. ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого. Л.: Недра, 1984. С. 50–60.

3. Керимов В.Ю., Лавренова Е.А., Щербина Ю.В., Мамедов Р.А. Структурно-тектоническая модель фундамента и осадочного чехла Восточно-Арктических акваторий // Изв. высших учебных заведений. 2020. Т. 63. № 1. С. 19–29.

4. Кириллова-Покровская Т.А. Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточненной оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017.

5. Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин И.А. и др. Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1253–1274.

6. Конторович В.А., Конторович А.Э., Калинин А.Ю. и др. Сейсмогеологическая и структурно-тектоническая характеристика континентальной окраины Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 8. С. 1153–1171.

7. Сафронов А.Ф., Сивцев А.И., Чалая О.Н. и др. Начальные геологические ресурсы шельфа моря Лаптевых // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1275–1279.

8. Старосельцев В.С. Тектоническое и нефтегазогеологическое районирование южного побережья и прилегающего шельфа моря Лаптевых // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2012. № 3(11). С. 32–37.

А.А. Пазухина¹, С.В. Малышев¹, А.К. Худолей¹

Термокинематическое моделирование участков Кыллахской тектонической зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса

Южно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса сложен осадками пассивной окраины Сибирской платформы, деформированными в результате позднемезозойских тектонических событий [4]. Ранее соавторами производилась оценка возраста деформаций и этапов надвигообразования в пределах Кыллахской тектонической зоны Южно-Верхоянского сектора с помощью методов низкотемпературной термохронологии – трекового анализа циркона и апатита [2]. Однако, в ходе тектонических процессов во фронтальных частях складчато-надвиговых поясов геотермический градиент мог существенно изменяться, что может

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

привести к появлению расхождения между возрастом остывания и возрастом деформаций [3]. Для уточнения вероятного возраста деформаций в регионе необходимо дать количественную оценку теплового режима. Данный вопрос решается методом термокинематического моделирования, основанного на решении уравнения теплопереноса в блоке земной коры методом конечных элементов [1]. Моделирование включает в себя совместное использование методов структурной геологии и низкотемпературной термохронологии.

В настоящем исследовании используются термохронологические возрасты, полученные ранее для Кыллахской гряды и хребта Эбейке-Хаята, относящихся к Кыллахской тектонической зоне Южно-Верхоянского сектора [2]. Установлено, что протерозойские осадочные комплексы не прогревались более чем до 240 ± 30 °С, и соответственно, глубина их залегания не превосходила ~ 7 км. Судя по геологическим данным, близкая оценка амплитуды эрозии (~ 6 км) получается для центральной части хребта Эбейке-Хаята, тогда как для Кыллахской гряды она не превышала ~ 4 км. Трековые данные фиксируют 2 интенсивных события, первое около 115–130 млн лет, второе около 70–90 млн лет. Третье и самое молодое событие произошло в период ~ 20 –30 млн лет. Эти события сопоставляются с этапами надвигообразования, и в результате последнего из них Кыллахская надвиговая пластина была выведена в приповерхностную зону, тем самым сформировав рельеф региона [2].

Для термокинематического моделирования авторами были составлены структурно-кинематические модели через Кыллахскую гряду и хребет Эбейке-Хаята. Выбор объектов для моделирования обусловлен значительным рельефом, поскольку оба хребта сформированы во фронтальной зоне Кыллахского надвига, по которому фиксируются наиболее значительные перемещения. С помощью программы MOVE была произведена балансировка разрезов и последующая компенсация перемещений пород по разломам инструментом Move-on-fault методом Fault-parallel-flow и приведение слоев в недеформированное состояние инструментом 2D Unfolding методом Flexural slip. Величина горизонтального смещения в районе хребтов составила ~ 16 км.

Структурные модели использовались для получения векторов перемещений пород в программе FETKin. Дальнейшее моделирование возрастов охлаждения пород в программе FETKin производилось на основе полученных векторов и физических параметров толщ, в результате чего были получены структурно-временные модели для Кыллахской гряды и хребта Эбейке-Хаята. Предварительные результаты моделирования показывают, что во фронтальных частях структуры степень охлаждения пород является наиболее высокой, что связано с вертикальным перемещением комплексов по базальному срыву и ответвляющимся от него надвигам и

последующим размывом отложений. В этом случае возраст деформаций оказывается примерно на 10 млн лет древнее, чем зафиксированный по данным трекового анализа.

Литература

1. *Almendral A., Robles W., Parra M., Mora A., Ketcham R.A., Raghib M.* FetKin: Coupling kinematic restorations and temperature to predict thrusting, exhumation histories, and thermochronometric ages // *AAPG Bull.* 2015. V. 99. P. 1557–1573, doi:10.1306/07071411112
2. *Malyshev S., Khudoley A., Glasmacher U., Kazakova G., Kalinin M.* Constraining age of deformation stages in the south-western part of Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt by apatite and zircon fission-track analysis // *Geotectonics.* 2018. V. 52. P. 634–646. 10.1134/S0016852118060055
3. *Husson L., Moretti I.* Thermal regime of fold and thrust belts – an application to the Bolivian sub Andean zone // *Tectonophysics.* 2002. V. 345. N 1–4. P. 253–280.
4. *Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В.* Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 156–198.

Н.А. Пальшин¹, А.Н. Иваненко¹, Д.А. Алексеев^{1,2,3}

Особенности глубинного строения Курильской островной дуги по геофизическим данным

Важным фактором, определяющим сейсмичность островных дуг, являются особенности их флюидного режима, которые находят своё отражения в геофизических полях [1]. Геомагнитные исследования являются одним из наиболее эффективных «классических» методов исследований геологического строения и тектоники морского дна. Аномальное магнитное поле акваторий является одним из основных геофизических ис-

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Московский физико-технический институт (Национальный исследовательский университет), Долгопрудный, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

точников информации об их геологическом строении и тектонической эволюции земной коры. Важно отметить, что получаемые модели независимы от традиционно используемых сейсмологических, плотностных и геоэлектрических моделей, поскольку магнитные свойства горных пород определяются другими физическими принципами.

Исследования аномального магнитного поля в океане обнаружили сложность его структуры, которую нельзя объяснить только базальтовыми источниками, без привлечения более глубоких слоёв океанской коры и верхней мантии. Серпентиниты обладают высокими значениями естественной остаточной намагниченности, именно они вносят существенный вклад в аномальное магнитное поле. Интенсивные вытянутые положительные магнитные аномалии, выявленные во фронтальных зонах некоторых зон субдукции, вызываются серпентинитовыми валами, образующимися в результате гидратации ультрабазитов верхней мантии океанской водой, проникающей по системе трещин в поддвигаемой плите на её изломе на критической глубине в процессе поддвига [2]. Изучение этих аномалий позволяет получать информацию о процессах гидратации пород океанской коры в зонах субдукции [3–5].

Строение Курильской островной дуги неоднородно [6, 7]: в первом приближении можно выделить три области: южную, центральную и северную (рис. 1).

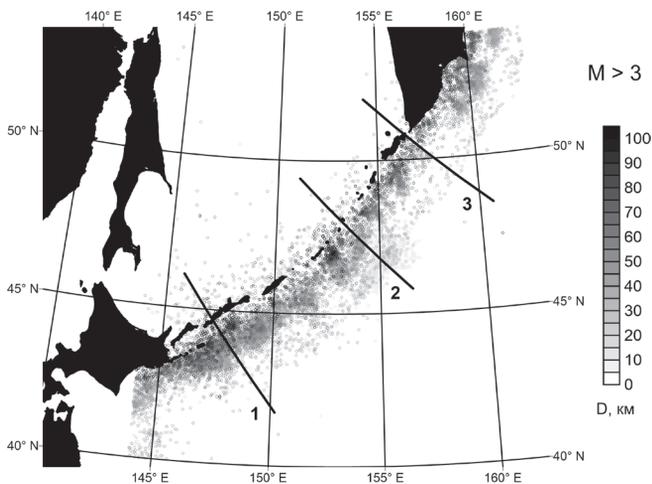


Рис. 1. Сейсмичность Курильской островной дуги.

Показано расположение эпицентров землетрясений с $M > 3$ за интервал времени с 1964 по 2019 г. Градации серого соответствуют глубине D до гипоцентров. 1 – южная часть, 2 – северная часть, 3 – центральная часть Курильской островной дуги. Положение расчетных профилей показано черными линиями

Для понимания особенностей аномального магнитного поля и строения магнитоактивного слоя для трех выбранных профилей с помощью усреднения значений аномального магнитного поля и батиметрии были вычислены средние значения глубины D и аномального магнитного поля ΔT_a . Усреднение выполнялось для каждой точки профиля с радиусом 50 км. Для этих профилей была решена обратная задачи и построены модели эффективной намагниченности.

Построенные для трех профилей модели магнитоактивного слоя приведены на рис. 2.

На всех профилях, в особенности на северном и южном, выделены обширные глубинные (15–50 км) области аномальной положительной эффективной намагниченности: так называемый «серпентинитовый вал» хорошо выделяется в северной и южных частях дуги, тогда как в центральной ее части он выражен слабее. Характерной особенностью полученных нами моделей является то, что серпентинитовый вал располагается как выше, так ниже границы раздела плит, то есть как в континентальном клине, так и в субдуцирующей океанской плите.

Обращает на себя внимание характерное расположение гипоцентров землетрясений во фронтальной области дуги относительно серпентинитового вала: большая часть гипоцентров расположена в нижней части серпентинитового вала или, главным образом, глубже его. Существенно различаются глубины до нижней кромки магнитоактивного слоя, причем они различаются как вдоль профилей, так и между профилями. Можно предположить, что в нашем случае глубина до нижней кромки магнитоактивного слоя, если и не эквивалентна глубине до изотермы Кюри, то хотя бы качественно отражает различия в температурном режиме.

Особый интерес представляет погружение нижней границы магнитоактивного слоя на южном и северном профилях до глубины 55 км вдоль границы плит (рис. 2), что подтверждает предполагаемое по комплексу геофизических данных погружение изотерм в зоне субдукции, а также существование «холодного» континентального мантийного клина во фронтальных областях зон субдукции [8]. Глубина в 55 км может соответствовать как изотерме Кюри для магнетита (примерно 580 °С), так и глубине на который заканчивается зона, в которой могут протекать процессы метаморфизма ультраосновных пород. Тем не менее, можно с уверенностью предположить, что глубинные температуры в зоне субдукции существенно ниже, чем в коре задугового Охотского моря, а также чем в океанской плите в области передового вала.

Латеральные неоднородности строения магнитоактивного слоя Курильской островной дуги обусловлены особенностями геологического строения и эволюции континентальной окраины (окраинной части Амурской плиты) и погружающейся под нее Тихоокеанской плиты.

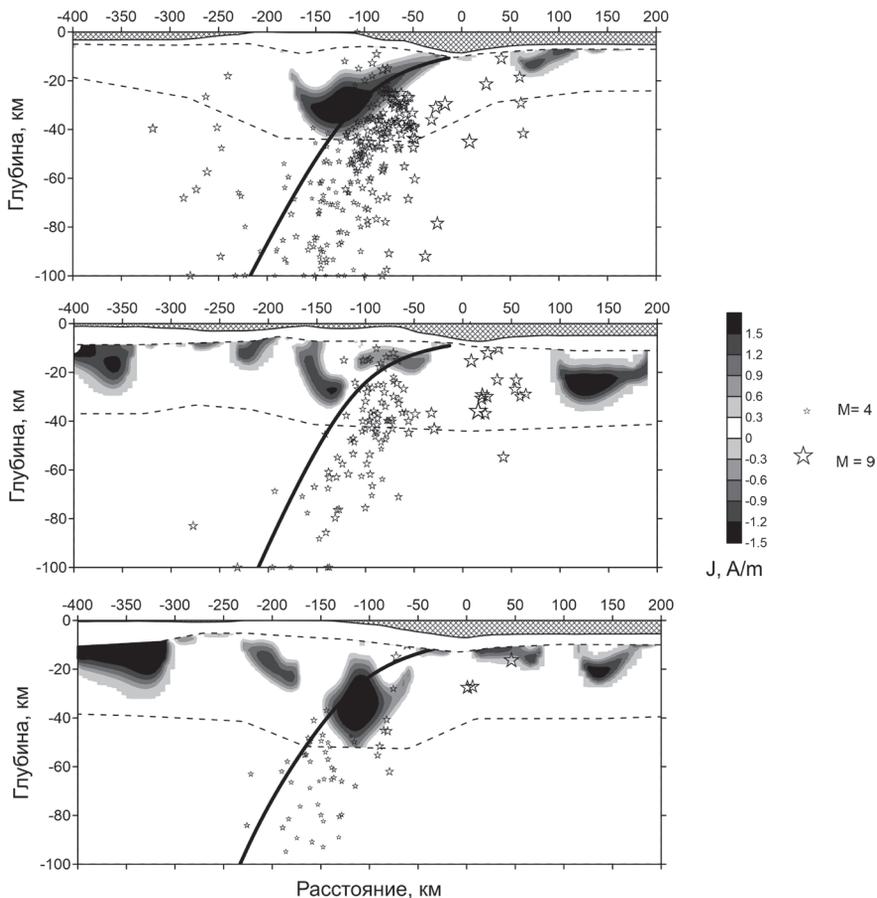


Рис. 2. Модели магнитоактивного слоя J для профилей 1, 2 и 1. Градации серого соответствуют значениям эффективной намагниченности. Пунктирные линии – верхняя и нижняя кромки магнитоактивного слоя, ограничивающие область поиска решения. Толстой линией показано положения кровли Тихоокеанской плиты. Гипоцентры землетрясений (смещены на профиль из полосы шириной в 50 км) показаны звездочками, размер которых характеризует магнитуде

Литература

1. Пальшин Н.А., Алексеев Д.А. Особенности глубинной электропроводности в зоне перехода от Тихого океана к Евразии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 107–123. DOI: 10.7868/S0002333717020107

2. *Hyndman R.D., Peacock S.M.* Serpentinization of the forearc mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 212, P. 417–432. DOI: 10.1016/S0012-821X(03)00263-2
3. *Blakely R., Brocher T., Wells R.* Subduction-zone magnetic anomalies and implications for hydrated forearc mantle // *Geology*. 2005. V. 33. N 6. P. 445–448. <https://doi.org/10.1130/G21447.1>
4. *Purucker M., Clark, D.* Mapping and interpretation of the lithospheric magnetic field // *Geomagnetic Observations and Models*. Springer, 2011. P. 311–337. DOI: 10.1007/978-90-481-9858-0_13
5. *Городницкий А.М., Брусиловский Ю.В., Иваненко Ю.В., Попов К.В., Шишкина Н.А.* Природа магнитных аномалий в зонах субдукции // *Физика Земли*. 2017. №5. С. 1–8. DOI: 10.7868/S0002333717050052
6. *Taira A.* Tectonic evolution of the Japanese Island arc system // *Annual Review of Earth Planetary Science*. 2001. V. 29. P. 109–34.
7. *Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н.* Геофизические поля, блоковая структура и сейсмическая активность Центральных Курил // *Тихоокеанская геология*. 2012. Т. 31. № 6. С. 35–43.
8. *Aber G.A., Van Keken P.E., Hacker B.R.* The cold and relatively dry nature of mantle forearcs in subduction zones // *Nature geoscience*. 2018. V. 10. P. 333–337. DOI:10.1038/NGEO2922
9. *Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А.* Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11. № 3. С. 583–594. DOI:10.5800/GT-2020-11-3-0492

И.С. Пагина¹, С.В. Попов²

Сейсмостратиграфия регрессивных фаз майкопского и тарханского комплексов северного шельфа Восточного Паратетиса

Уникальность Паратетиса, представлявшего собой обширное внутриконтинентальное море, заключается в периодических прекращениях его связи с Мировым океаном. Эта особенность выражалась в регрессивных событиях, широко проявленных в структуре осадочных комплексов. Регрессии сопровождалась осушением шельфовых территорий в результате резких колебаний относительного уровня моря и были связаны как с

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия

эвстатическими колебаниями, провоцирующими редукцию водообмена между Паратетисом и открытыми бассейнами Средиземного моря, так и собственным режимом баланса притока и испарения воды в Паратетисе. В настоящее время известны как минимум 7 регрессивных событий, произошедших за время существования Паратетиса: конец приабона – начало рюпеля, соленовское время в раннем олигоцене, коцахур-тарханское, серия регрессий сармата–мэотиса, мессинский кризис позднего миоцена (понт) и регрессия балаханского (предакчагыльского) времени в плиоцене [1, 2].

Крупные регрессии приводили к осушению обширных территорий мелководного шельфа и формированию поверхностей несогласий, прослеживаемых на сейсмопрофилях в виде эрозионных границ нескольких порядков (рисунок). По результатам дешифрирования таких поверхностей, и оценке глубины врезов палеодолин рек, впадавших в бассейн, нам удалось количественно оценить величины падения уровня воды в Восточном Паратетисе во время наиболее крупных регрессий олигоцена – конца раннего миоцена.

Наиболее отчетливо данные события проявлены в Предкавказье, территория которого относилась к северному шельфу Восточного Паратетиса. В Закаспии на Туранской плите олигоценые и, в особенности, миоценовые комплексы имеют малую мощность и подверглись значительному постседиментационному размыву в результате более молодых

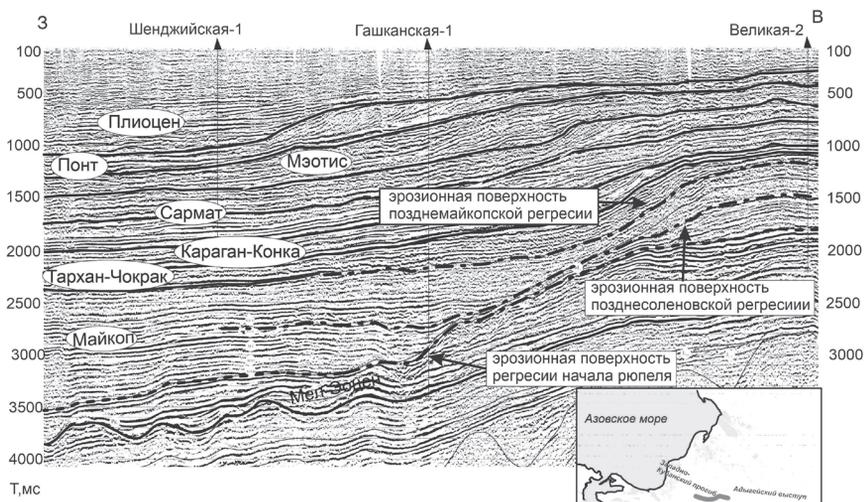


Рисунок. Временной сейсмостратиграфический профиль через северо-восточный склон Западно-Кубанского прогиба, демонстрирующий проявление регрессивных событий олигоцена – раннего миоцена в волновой картине

эрозионных событий плиоценовой и четвертичной эпох, поэтому менее информативны при расшифровке таких событий. Акватории Черного моря и Южно-Каспийской впадины на протяжении всей истории существования Восточного Паратетиса представляли собой наиболее глубоководные области бассейна, где процессы осадконакопления не прерывались в результате колебаний уровня воды.

Одним из наиболее значительных, но пока еще слабо изученных, регрессивных эпизодов является падение относительного уровня моря позднесоленовского времени во второй половине рюпеля, произошедшее при формировании майкопского комплекса олигоцена.

Региональная структура майкопских отложений северной окраины Восточного Паратетиса определяется крупными клиноформными осадочными телами, которые последовательно заполняли бассейн со стороны платформы в направлении открытого моря. В Среднем Каспии и Восточном Предкавказье закартированы несколько систем клиноформ майкопского комплекса. Аналогичная картина наблюдается в Западном Предкавказье и в Северо-Устюртском прогибе Казахстана. Мощности комплекса колеблются в пределах от десятков метров до 2500 м, а протяженность выделенных клиноформ исчисляется сотнями километров. Проявления соленовского регрессивного события выражены вдоль всей северной окраины Восточного Паратетиса и трассируются по сейсмическим и геологическим данным на территории Предкавказья, на побережье Черного и в акватории Каспийского морей. На сейсмических профилях данное событие регистрируется в виде эрозионного уступа, протягивающегося вдоль серверных бортов Западно-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. Амплитуда уступа составляет порядка 500 м, что отвечает амплитуде падения относительного уровня моря во время регрессии. Наиболее отчетливо это проявлено в Дагестане и восточной части Каспийского моря, где эрозии подверглись не только майкопские, но и нижележащие палеогеновые и меловые отложения. Также в разрезе нижнего майкопа, накопление которого предшествовало соленовской регрессии, присутствуют обвальные фации и системы листрических сбросов. Их формирование обусловлено высокой обводненностью майкопских глин, которые в результате падения уровня моря ниже бровки склона отделялись от него и перемещались в более глубокую часть бассейна.

Следующая задокументированная масштабная регрессия произошла в конце майкопского – начале тарханского времени. Тарханские отложения характеризуются преимущественно глинистым составом с прослоями мергелей и песчаников. По сейсмическим данным отложения тарханского и чокракского возраста объединены в единый тархан-чокракский сейсмокомплекс, что вполне оправдано в силу малой мощности тарханского яруса и литологической однородности разрезов. В Западном Предкавказье

сейсмокомплекс перекрывает кровлю майкопа с эрозионным размывом, зафиксированным практически на всей территории, включая Керченско-Таманский шельф [3]. Исключением являются осевые погруженные части кубанских прогибов. Размыв имеет азральный характер, об этом свидетельствует большая площадь распространения плоскостного среза, что нехарактерно для подводной эрозии.

На территории Восточного Предкавказья практически отсутствует несогласие между кровлей майкопа и тархан-чокракскими слоями. Условная смена сейсмокомплексов проявляется в изменении характера акустической жесткости и в более светлых и прерывистых отражениях в пределах тархан-чокракской части разреза, что обусловлено различным литологическим составом и повышением карбонатности пород. Локальные неглубокие размывы, отмеченные в кровле майкопа, могут быть также связаны с регрессией коцахура–тархана. Другой характерной чертой данного регрессивного эпизода является наличие оползневых нарушений, закартированных на северном борту Западно-Кубанского прогиба и в акватории Каспийского моря вблизи южного побережья Дагестана [4, 5]. Их генезис аналогичен генезису обвальных фаций майкопского комплекса.

В целом майкопский и тархан-чокракский сейсмокомплексы представляют собой общую систему проградационного наращивания шельфа с севера на юг. Миоценовая часть данного разреза является покровной и наиболее мелководной, о чем свидетельствует параллельный характер верхних отражающих горизонтов сейсмокомплексов. Здесь отчетливо проявлены следы регрессивных эпизодов, в время которых территория осушалась и базис эрозии смешался в сторону открытого моря. Более мелководная клиноформенная часть тархан-чокракского разреза закратирована в Азовском и Западно-Кубанском прогибах, а также в Восточно-Кубанской впадине. Судя по характеру клиноформ и высотам эрозионного уступа, амплитуду падения уровня моря здесь можно оценить в интервале 200–300 м. В Восточном Предкавказье клиноформенные фации повидимому формировалась в области Терско-Каспийского прогиба и Большого Кавказа, однако их структура здесь была нарушена в процессе роста горного сооружения в последующие геологические эпохи.

Источник финансирования. Тема исследования соответствует госзаданию ГИН РАН, анализ олигоценовой части разреза выполнен в рамках гранта РФФ 22-27-0082, миоценовой – гранта РФФ 22-17-00047.

Литература

1. *Столяров А.С.* Соленовские отложения нижнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Южного Мангышлака // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 4. С. 420–431.

2. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене–неогене // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 2. С. 3–26.

3. Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Туголесов Д.А., Хахалев Е.М. Геология и тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985, 215 с.

4. Базлов Б.М., Крипиневиц В.Л., Чохмахидзе З.М. Геофизические работы на нефть и газ. Отчет сейсморазведочной партии № 1/90. Поисквые сейсмические исследования ОГТ масштаба 1:50 000 на Новониколаевской площади. Краснодар, 1991 г.

5. Исмагилов Д.Ф., Козлов В.Н., Мартиросян В.Н., Терехов А.А. Строение и особенности формирования плитного чехла в пределах Среднего Каспия (по материалам сейсмических исследований) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 51–60.

**А.А. Пейве¹, С.Ю. Соколов¹, А.А. Разумовский¹,
А.Н. Иваненко²**

Особенности формирования океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика)

В 2022 г., в рамках программы комплексных геолого-геофизических исследований внутриплитных тектонических, магматических и гидротермально-метаморфических процессов в осевой части и на флангах Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике, был проведен 53-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» в сегменте САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (район Фарпадей) (рис. 1). Экспедиционные исследования включали высокочастотное акустическое профилирование, магнитную съемку и многолучевое эхолотирование, а также станционные работы, в ходе которых производилось опробование дна драгированием. Район исследования включает самые разнообразные по морфологии и составу структуры и по совокупности признаков может быть разделен на 5 тектоно-магматических сегментов: ТМС-1 – между разломом Чарли

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

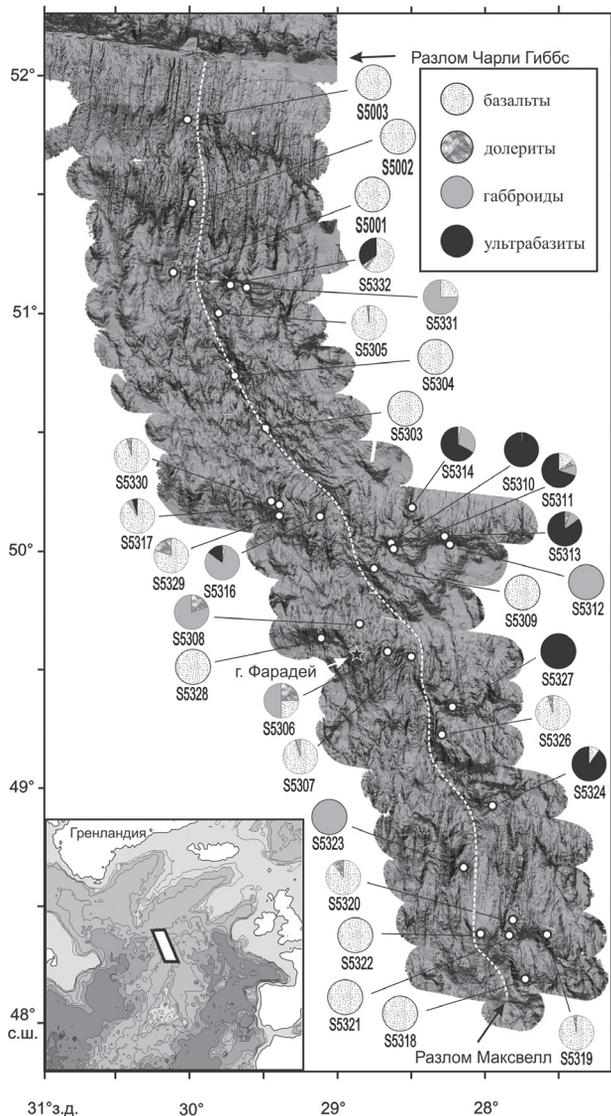


Рис. 1. Рельеф дна района между разломами Чарли Гиббс и Максвелл.
Белым пунктиром показана ось рифтовой долины

Гиббс и 51.2° с.ш.; ТМС-2 – между 51.2° с.ш. и 50.3° с.ш.; ТМС-3 – между 50.3° с.ш. и 49.7° с.ш.; ТМС-4 – между 49.7° с.ш. и 48.9° с.ш. и ТМС-5 – между 48.9° с.ш. и разломом Максвелл.

Самый северный тектоно-магматический сегмент (ТМС-1) имеет более простое строение. Здесь имеет место ортогональный спрединг в двух одинаково построенных спрединговых ячейках, разделенных не-трансформным смещением (НС). По всем имеющимся данным в этом районе формируется стандартный разрез океанической коры с мощным базальтовым слоем. Как на западном, так и на восточном флангах, имеется устойчивая система близких по морфологии крупных рифтовых гряд, что говорит о стационарности процессов апвеллинга, по крайней мере, в течение последних 4 млн лет.

Другой сегмент с активным проявлением вулканических процессов и аномальной морфологией обнаружен на самом юге района (ТМС-5). Фактически крупное куполовидное поднятие, сложенное по данным драгировок, базальтами, полностью перекрывает рифтовую долину. То, что это единая, но локальная структура говорит об однократном мощном этапе всплеска вулканизма, который в настоящее время не продолжается, так как обсуждаемый купол отделен от более древних рифтовых гор линейными впадинами, образованными в ходе растяжения в рифтовой долине. Причем в настоящее время ось растяжения и вулканизма проходит западнее купола. По магнитным данным ранее ось растяжения проходила восточнее рассматриваемого поднятия. На восточном фланге на расстоянии около 30 км от оси рифтовой долины имеется похожее поднятие вулканической природы с возрастом по магнитным аномалиям 1–2 млн лет. Таким образом, можно отметить цикличность всплесков вулканизма с большими перерывами. Нам представляется маловероятным существование под САХ долгоживущих крупных магматических камер, поэтому возможно вспышки вулканизма связаны с циклическим поступлением из глубинных горизонтов Земли более разогретого мантийного вещества в виде «капель», которые ускоряют процессы частичного плавления и приводят к излиянию больших объемов базальтов. В период, когда дополнительная тепловая энергия не поступает, спрединг приходит в состояние, характерное для медленно-спрединговых хребтов.

Между 51.2° с.ш. и 50.2° с.ш. рифтовая долина разворачивается от меридионального к юго-восточному направлению. В то же время, внутренние структуры рифтовой долины по-прежнему ориентированы меридионально, образуя систему впадин и невулканических поднятий, что характерно для кинематической системы косого спрединга. Косой спрединг сопровождается формированием сбросов и сдвигов в пределах рифтовой долины и ее бортов, протяженность и простирания которых зависят от угла между направлением спрединга и простиранием оси рифтовой долины. В северной Атлантике структуры косого спрединга характерны для расположенных севернее хребтов Мона и Книповича. Надо отметить, что весь этот дугообразный сегмент характеризуется мелкогрядовым ре-

льефом, что нетипично для вулканизма нормально функционирующих спрединговых ячеек. Судя по магнитным аномалиям средней интенсивности и аномалиям Буге, мощность базальтового слоя здесь невелика. Перепад высот между дном рифтовой долины и грядками на флангах не превышает 1000 м. Можно предположить, что такой рельеф образуется многочисленными малоамплитудными сбросовыми дислокациями без формирования собственно рифтовых гряд, в обстановке широтного растяжения с дополнительной компонентой сдвига.

В районе Фарадей чередуются участки, где рифтовая долина имеет меридиональное простирание с участками, где простирание рифтовой долины сменяется на СЗ. Переход от одного простирания к другому происходит без разрыва сплошности рифтовой долины, что характерно для НС. Последние являются зонами, в которых происходит разрядка горизонтальных сдвиговых напряжений с формированием небольших сбросов и сбросо-раздвигов. Каких-либо признаков протяженных линейных субширотных сдвигов с разрывами сплошности рифтовой долины, характерных для активных частей трансформных разломов не наблюдается.

Особенность района Фарадей состоит в том, что здесь повсеместно (за исключением ТСМ-1) как непосредственно у бортов рифтовой долины, так и на флангах, на значительном удалении, встречаются массивы (как правило изометричной формы), в которых на поверхность выведены глубинные породы, представляющие низы коры (так называемые породы полосчатого комплекса, включая различные габброиды) и более глубинные породы (серпентинизированные дуниты и перидотиты), изначально находившиеся в верхах верхней мантии, в тех или иных процентных соотношениях с базальтами и долеритами. Практически все глубинные породы несут следы интенсивных тектонических деформаций, связанных с выведением в верхние горизонты коры, вплоть до появления их на поверхности дна. Такие структуры характерны для сегментов САХ с низкой скоростью спрединга специфического строения (районы разломов Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса и др.), где их образование связывается с существованием аномальных областей с очень малыми объемами базальтовых расплавов, поступавших на поверхность в ходе сухого спрединга. В Северной Атлантике такие структуры ранее не были известны.

Массивы имеют различную морфологию, но наиболее часто встречаются структуры с пологим склоном, обращенным к рифтовой долине и более крутым противоположным склоном. Поверхности склонов, обращенных к рифтовой долине, иногда имеют гофрированные поверхности (как, например, в районе 51.1° с.ш. и 29.5° з.д.). Считается, что такие массивы, называемые внутренними океаническими комплексами (ВОК), образованы при выведении глубинных пород по пологим сбросо-

сам в пределах бортов рифтовых долин. В то же время, драгирование структур района Фарадей показало, что морфология поднятий, сложенных глубинными породами может быть самая разнообразная: сглаженные поднятия округлой формы, изометричные массивы любого простирания, узкие линейные гряды с незакономерной крутизной склонов (склоны, обращенные к рифтовой долине, могут быть гораздо круче, чем противоположные). Незакономерная крутизна склонов может сформироваться за счет частой смены полярности сбросов, ограничивающих рифтовую долину, что приводит к консервации сбросовых поверхностей с близкими углами склонов по обе стороны от поднятий. Округлые поднятия, как правило, сложены глубинными породами и связаны с субвертикальным подъемом массивов ультраосновных пород. Основной движущей силой, как нам представляется, является серпентинизация – низкотемпературный изотермический процесс, который приводит к существенному разуплотнению исходных пород и их всплытию/выдавливанию к поверхности дна. Как известно серпентиниты – это очень пластические породы, которые при небольшой нагрузке начинают течь, проникая по ослабленным зонам и трещинам в вышележащие и соседние породы, расчленяя их на блоки, которые в дальнейшем хаотически перемещаются как латерально, так и вертикально по серпентинитовой «смазке», образуя при разрушении (по крайней мере, на суше) специфический мелкоблоковый хаотичный рельеф серпентинитовых меланжей. Можно допустить, что аналогичные механизмы действуют и в верхних горизонтах океанической коры района Фарадей, приводя к развороту и наклону в любых направлениях коровых блоков и формированию хаотичного тектонического рельефа.

Статистически, структуры, сложенные в основном серпентинизированными ультрабазитами, расположены на восточном фланге рифтовой долины, а вот габброиды и долериты – на западном. Такая асимметрия может быть связана с асимметричным строением рифтовой долины.

На широтах 50° , 49.5° и 48.5° с.ш. рифтовая долина «пережата». Ее дно поднимается с глубин 4300–4200 м до 3300–3200 м. Анализ рельефа показывает, что пережимы соответствуют крупным и протяженным линейным субширотным хребтам, состоящим из близко расположенных крупных изометричных массивов, некоторые из которых протягиваются симметрично по обе стороны рифтовой долины. Судя по их протяженности (до 200 км), они существуют длительное время в системе формирования новообразованной коры в осевой части САХ.

Реконструкция возраста и состава магматических дуг по данным изучения граувакковых песчаников из аккреционных комплексов Центрального и Восточного Казахстана

В пределах Казахстана принято выделять структуры палеозоид, представленных вулcano-плутоническими поясами, включающими островодужные и окраинно-континентальные комплексы, офиолиты и террейны иного генезиса [1, 2]. Главные тектонические единицы палеозоид Казахстана были сформированы в позднем палеозое в процессе закрытия Палеоазиатского океана (ПАО) в результате взаимодействия Восточно-Европейского и Сибирского кратонов и молодого Казахстанского континента [3–5]. Джунгаро-Балхашская складчатая система (ДБСС), в состав которой входят структуры Центрального Казахстана, была образована в ходе эволюции Джунгарской ветви ПАО и включает в себя Тектурмасскую и Итмурундинскую зоны [2]. В Восточном Казахстане находится герцинская Иртыш-Зайсанская складчатая система (ИЗСС), образованная в ходе эволюции Обь-Зайсанской ветви ПАО и включающая аккреционные и надсубдукционные комплексы Жарминской и Чарской зон [6].

Нами были изучены терригенные породы, отобранные из ордовик-раннесилурийских свит и толщ Итмурундинской и Тектурмасской зон Центрального Казахстана и девон-карбоновых стратиграфических подразделений Жарминской и Чарской зон Восточного Казахстана (рисунок).

Эти породы представляют собой плохо сортированные, мелко-среднезернистые, серые и зеленовато-серые песчаники, находящиеся в ассоциации с кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, реже с вулканическими породами. Песчаники состоят преимущественно из обломков вулканических и осадочных пород (25–50%) и полевых шпатов (20–40%), соответствуя грауваккам, полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам по классификации [7].

По результатам U-Pb датирования более 750 зерен детритовых цирконов с конкордантностью в пределах $\pm 10\%$ для всех четырех регионов

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

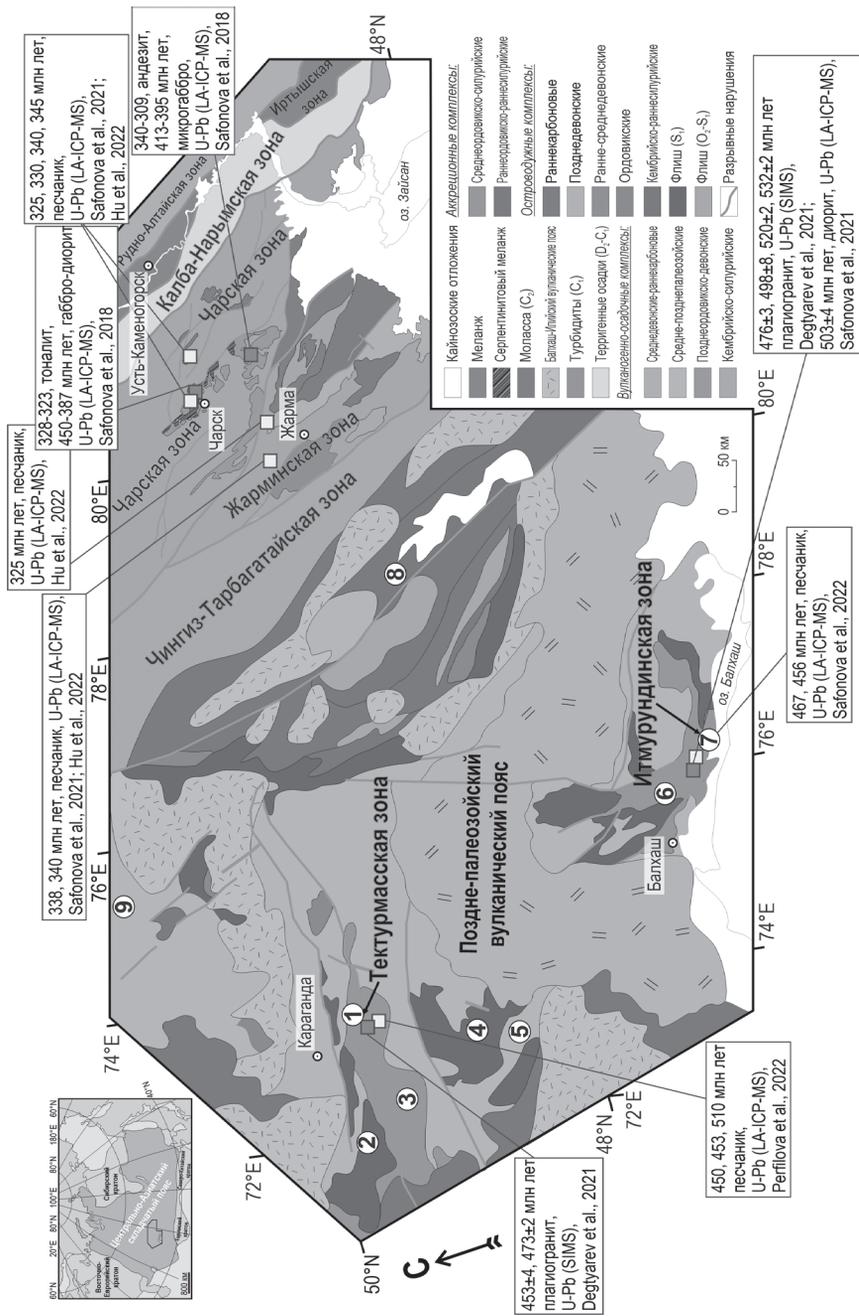


Рис. 1. Тектоническая схема расположения структур Центрального и Восточного Казахстана по [2, 8] с изменениями.

Цифры в кружках: 1 – Тектурмасская зона, 2 – Нуринская зона, 3 – Успенская зона, 4 – Жаман-Сарысуыйский синклиорий, 5 – Агадырская зона, 6 – Балхашская зона, 7 – Итмурундинская зона, 8 – Чингизская палеостроводужная система, 9 – Бошекульская палеостроводужная система

исследования были определены основные периоды магматизма и нижние границы осадконакопления. Унимодальный характер распределения U-Pb возрастов цирконов получен для песчаников Итмурундинской зоны с главными пиками на 467 и 456 млн лет (средний–поздний ордовик), Тектурмасской зоны – 450 и 510 млн лет (средний кембрий и средний ордовик), Жарминской зоны – 340 и 327 млн лет (карбон), Чарской зоны – 340 и 345 млн лет (карбон). Полимодальное распределение U-Pb возрастов получено для части образцов Итмурундинской зоны с главными пиками на 461 и 462 млн лет и более древними возрастными пиками в интервале от кембрия до архея. Нижние границы осадконакопления определены на уровне 427 ± 4 , 433 ± 6 , 439 ± 6 и 459 ± 2 млн лет для Итмурундинской зоны, что соответствует раннему и позднему силуру, а также позднему ордовику. Для Тектурмасской зоны нижние границы соответствуют 437 ± 3 и 440 ± 3 млн лет (ранний силур), для Жарминской зоны – 312 ± 3 и 319 ± 3 млн лет (поздний карбон), для Чарской зоны – 310 ± 1 , 321 ± 5 , 322 ± 2 и 333 ± 5 млн лет (карбон).

Граувакковые песчаники из всех четырех регионов исследования имеют схожие геохимические характеристики. Содержание породообразующих оксидов варьирует в широких диапазонах: $\text{SiO}_2 = 50.1\text{--}69.8$, $\text{TiO}_2 = 0.5\text{--}1.3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.8\text{--}20.7$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 3.0\text{--}13.4$, $\text{MgO} = 1.0\text{--}6.5$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.5\text{--}7.5$, $\text{K}_2\text{O} = 0.1\text{--}3.9$ мас.%. На классификационной диаграмме [9] точки составов исследуемых пород расположены в поле граувакк. Индекс CIA находится в интервале от 41 до 58, что предполагает низкую степень выветривания пород в источнике сноса. Индекс ICV варьирует от 1.9 до 3.1 и указывает на незрелый характер осадков. Для песчаников наблюдаются отрицательные тренды на бинарных диаграммах по TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 относительно SiO_2 , что характерно для надсубдукционных магматических пород. Повышенные содержания некоторых петрохимических модулей, а именно железистого (ЖМ) = $0.58\text{--}1.62$, титанового (ТМ) = $0.03\text{--}0.09$, фемического (ФМ) = $0.11\text{--}1.87$, предполагают наличие в области сноса вулканических пород основного–среднего состава. Песчаники характеризуются обогащением легкими лантаноидами ($\text{La}/\text{Yb}_N = 2.4\text{--}11.8$) и фракционированным распределением тяжелых РЗЭ ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 1.1\text{--}2.1$). Распределение редких элементов фиксирует минимумы по Ta и Nb ($\text{Nb}/\text{La}_{pm} = 0.22\text{--}0.56$, $\text{Nb}/\text{Th}_{pm} = 0.12\text{--}0.28$). Все изученные песча-

ники отличаются более низкими содержаниями редких элементов относительно PAAS, но характеризуются схожим характером их распределения.

Исходные изотопные отношения были рассчитаны для средне-ордовикского и карбонового возраста на основе биостратиграфических данных по микрофауне и U-Pb возрастов. Для изученных песчаников характерны преимущественно положительные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ в интервале от +0.4 до +6.9 с модельными возрастами T_{DM2} от 1135 до 527 млн лет. Для ряда образцов Итмурундинской и Тектурмасской зоны получены отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ от -7.5 до -2.2 с модельными возрастами T_{DM2} от 1835 до 1388 млн лет. Изотопный анализ Lu-Hf в цирконах Итмурундинской зоны имеет широкий разброс значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ от -24.5 до +17.5 с модельными возрастами T_{HfDM}^c от 3055 до 511 млн лет. Для образцов Жарминской и Чарской зон получены исключительно положительные величины $\epsilon\text{Hf}(t)$ в интервале от +0.2 до +18.5 с модельными возрастами T_{HfDM}^c от 1350 до 457 млн лет.

На дискриминантной диаграмме Zr/Sc–Th/Sc [10], отражающей состав пород в питающей провинции, точки составов песчаников всех рассматриваемых зон расположены преимущественно в поле базальтов и андезитов, с небольшим трендом в сторону более кислых разностей. На треугольной диаграмме La–Th–Sc [10] большинство точек составов песчаников попадают в область внутриокеанической островной дуги. Часть точек относится к континентальной дуге.

Изученные песчаники Итмурундинской, Тектурмасской, Жарминской и Чарской зон по петрографическому и геохимическому составу относятся к грауваккам. Концентрации породообразующих оксидов и редких элементов указывают на присутствие в области сноса магматических пород надсубдукционного происхождения основного–среднего состава. Уни-модальный характер распределения U-Pb возрастов детритовых предполагает образование песчаников за счет разрушения внутриокеанических островных дуг.

Песчаники Итмурундинской и Тектурмасской зон образовались в результате разрушения магматических дуг кембро-ордовикского возраста, а их накопление происходило не ранее, чем в позднем ордовике и раннем силуре. Песчаники Жарминской и Чарской зон образованы при эрозии магматических дуг девон-карбонового возраста, при этом их осадконакопление началось не раньше, чем в раннем и позднем карбоне соответственно. Накопление песчаников происходило в обстановках преддугового бассейна и/или глубоководного желоба и, в меньшей степени, в условиях задугового бассейна.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-20022).

Литература

1. Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылгасской зоны. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 16 с.
2. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит СССР. Т. I. М.: Недра, 1990. 328 с.
4. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
5. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
6. Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., Itaya T. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geoscience J. 2001. № 5. P. 203–224.
7. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
8. Хромых С.В., Семенова Д.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Михеев Е.В., Перфилова А.А. Орогенный вулканизм Восточного Казахстана: состав пород, возраст и геодинамическая эволюция региона // Геотектоника. 2020. № 4. С. 63–83.
9. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin, 1972. 628 p.
10. McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics / Johnsson M.J., Basu A. (eds.). Processes controlling the composition of clastic sediments // Geol. Soc. Am. Spec. 1993. P. 21–40.

Реологическое расслоение тектоносферы – фундаментальная основа тектонических процессов

В последние годы накопилось большое количество данных, свидетельствующих о том, что литосфера не является однородным (сплошным) геологическим телом, а представляет собой расслоенную среду, в которой слои различаются по геофизическим характеристикам и степени вязкости [1–4, 11]. Главными слоями в тектоносфере являются: вулканогенно-осадочный, кристаллический коровый, подкоровый вязкий, нижний жесткий слой литосферы и астеносфера [3, 4]. В связи с этим в зонах конвергенции литосферных сегментов обнаруживаются новые, разнообразные, черты коллизии и субдукции, сопряженные с процессами сжатия и растяжения.

На северо-восточной окраине Азии (рис. 1) ясно проявлено расслоение литосферных плит на коровую и нижнюю литосферную пластины, разделяемые подкоровым, либо астеносферным, вязкими слоями. Коровые жесткие пластины надвигаются на континентальную окраину, а нижние литосферные – субдуцируют под нее (разрезы 4-4, 5-5 и 6-6 на рис. 1). Пространство между жесткими пластинами часто заполняется астеносферой. Особый случай имеет место в Охотоморском регионе (разрез 2-2 на рис. 1), где тонкая охотоморская литосфера (мощностью 60 км) субдуцирует не под толстую континентальную литосферу (мощностью 100–120 км), а под ее земную кору, что способствует выдавливанию магм из подкорового слоя верхней мантии на земную поверхность в Охотско-Чукотском вулканическом поясе. Похожая ситуация имеет место под Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом (разрез 5-5 на рис. 1).

В разрезе тектоносферы Японского моря запечатлены два этапа субдукции Тихоокеанской плиты: позднемеловой на западе и современный – на востоке (разрез 6-6 на рис. 1). Субдуцирующие слэбы в разрезе 6-6 (рис. 1) продавливают астеносферу вверх, что обуславливает сокращение мощности литосферы в Охотоморской и Амурской (Цзямусы-Бурей-Ханкайском блоке) плитах.

В юго-восточной Азии (рис. 2) такое же расслоение наблюдается в сегментах кратонного типа: плите Янцзы и Северо-Китайском кратоне. Проявлены признаки субдукции плиты Янцзы под Северо-Китайский

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Владивосток, Россия

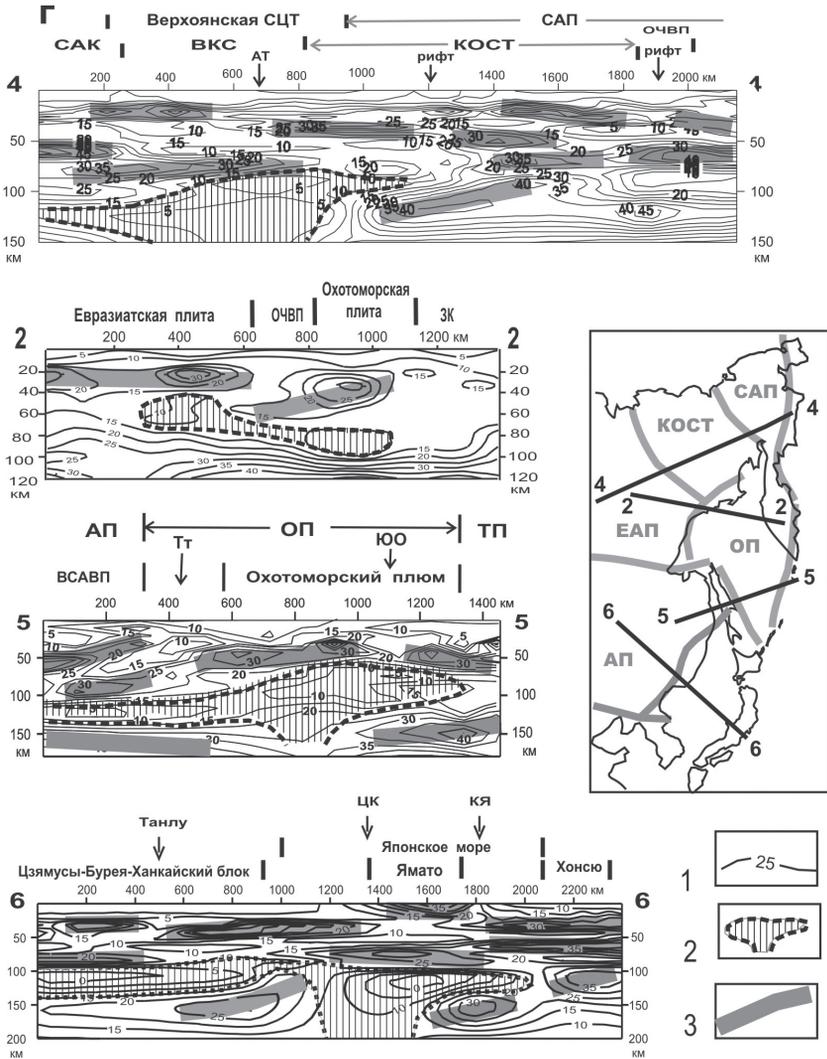


Рис. 1. Реологические разрезы тектоносферы Северо-Восточной Азии: 1 – зоны реологического разуплотнения; 2 – изолинии плотностной контрастности; 3 – жесткие пластины.

Обозначения структур над разрезами: плиты: САП – Северо-Американская, АП – Амурская, ОП – Охотоморская; рифты: АТ – Адыча-Тенькинский, Тт – Татарский, ЮО – Южно-Охотский, ЦК – Центральный и Я – Ямато в Японском море; вулканические пояса: ОЧВП – Охотско-Чукотский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский; САК – Северо-Азиатский кратон, ВКС – Верхоянская складчато-надвиговая система, КОСТ – Колымо-Омолонский супертеррейн

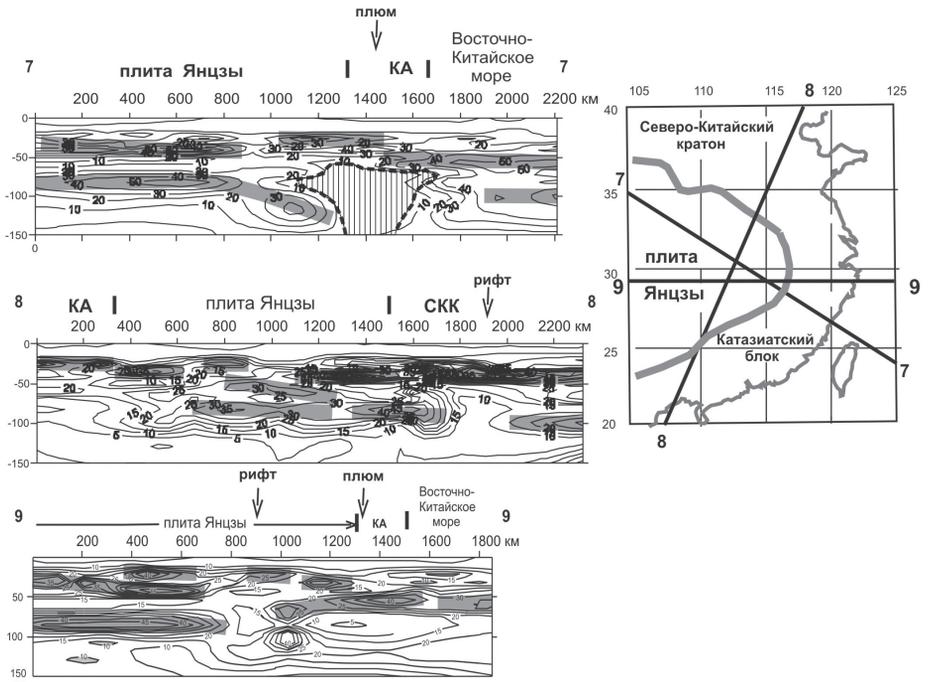


Рис. 2. Реологические разрезы тектоносферы Юго-Восточного Китая. Обозначения структур над разрезами: КА – Катазиатский блок, СКК – Северо-Китайский кратон. Другие обозначения на рис. 1

кратон (разрез 3-3 на рис. 2), предполагаемой большинством исследователей этого региона. Литосфера Восточно-Китайского моря, так же как Тихоокеанская плита, расчленена на коровую и ниже-литосферную составляющие (разрезы 7-7 и 9-9 на рис. 2). В разрезе 7-7 (рис. 2) проявлено надвигание Катазиатского блока на плиту Янцзы, амплитуда которого составляет 400 км, что точно соответствует геологическим оценкам [5]. В разрезе 9-9 (рис. 2) литосфера Восточно-Китайского моря субдуцирует под плиту Янцзы, а на восточной окраине плиты происходит расщепление окраинноморской литосферы, похожее на расщепление Северо-Американской и Тихоокеанской плит (разрезы 4-4 и 6-6 на рис. 1).

Помимо выявления и параметризации форм сочленения литосферных и коровых пластин на конвергентных границах литосферных плит разного порядка реологические гравитационные модели позволяют диагностировать структуры центрального типа плюмовой природы и структуры растяжения. Первые характеризуются грибовидными зонами минимумов плотностной контрастности (разрезы 4-4, 5-5 и 6-6 на рис. 1; разрез

7-7 на рис. 2), а вторые – разрывами жестких пластин в земной коре и нижнем литосферном слое (разрезы 4-4, 5-5 и 6-6 на рис. 1; разрез 9-9 на рис. 2).

Рассмотренные модели проясняют механизмы формирования аккреционно-складчатых, и вулканических поясов на конвергентных границах литосферных сегментов. При надвигании (обдукции) коровых сегментов «активных» плит на автохтонные окраины континентов формируются складчатые системы (пояса): Верхояно-Колымская и Сихотэ-Алинская на Востоке России, Кунлинь-Даби и Яннань в Юго-Восточном Китае. Субдуцирующие со стороны Тихого океана океанические жесткие пластины в нижней литосфере выдавливают магматические массы к поверхности Земли, формируя вулканические пояса: Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский.

Гравитационные вероятностно-детерминистские модели, отражающие реологические свойства геологических сред, повсеместно подтверждаются сейсмотомографическими [5, 6, 8], электромагнитными [3–5, 7], теплофизическими [7], петрологическими [9] и тектоническими [3–11] моделями. Последние, впрочем, нередко корректируются при тектонической интерпретации гравитационных реологических моделей с использованием всей геолого-геофизической информации.

Литература

1. *Белявский В.В., Егоркин А.Н., Золотов Е.Е. и др.* Сейсмоэлектрические параметры тектоносферы Евразийского складчатого пояса // *Фундаментальные проблемы тектоники. Материалы XL Тектонического совещания.* Т. I. М.: ГЕОС, 2007. С. 79–81.
2. *Лобковский Л.И.* Геодинамика спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 256 с.
3. *Петрицевский А.М.* Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
4. *Петрицевский А.М.* Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // *Геотектоника.* 2008. № 5. С. 37–48.
5. *Петрицевский А.М.* Общие черты глубинного строения тектоносферы западно-тихоокеанских окраин (Северо-Восточная Азия и Австралия) // *Геотектоника.* 2016. № 6. С. 87–104.
6. *Петрицевский А.М.* Новые данные о строении земной коры и верхней мантии Юго-Восточного Китая, полученные в результате статистической обработки гравитационных аномалий // *Тихоокеанская геология.* 2020. Т. 39. № 2. С. 29–45.

7. *Петрищевский А.М.* Земная кора и верхняя мантия в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 5. С. 16–32.

8. *Петрищевский А.М.* Земная кора и верхняя мантия Восточно-Китайского моря // Тихоокеанская геология. 2022. Т. 41. № 5. С. 43–54.

9. *Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Изосов Л.А.* Возрастные взаимоотношения рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов на восточной окраине Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. 52. С. 22–45.

10. *Wang Y., Fan W., Guo F, et al.* Geochemistry of Mesozoic Mafic Rocks Adjacent to the Chenzhou-Linwu fault, South China: Implications for the Lithospheric Boundary between the Yangtze and Cathaysia Blocks // International Geology Review. 2003. V. 45. P. 263–286.

11. *Zhang S.X., Wei R.Q., Liu Y. G.* Three-dimensional rheological structure of the lithosphere in the Ordos block and its adjacent area // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 339–356.

А.М. Петрищевский¹

Охотско-Чукотский вулканический рифт: глубинное строение, реология, механизм происхождения

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) представляет собой гигантскую (3000×300 км) вулканическую структуру, расположенную на восточной окраине Азиатского континента (рис. 1, а). По простиранию пояса выделяют шесть секторов, различающихся по составу вулканических формаций. Считается, что продольная зональность ОЧВП обусловлена гетерогенностью структур его основания [1, 7], что находит отражение в гравитационных аномалиях и соответствующих распределениях региональных плотностных неоднородностей (рис. 1, б, в). В поясе преобладает субаэральный тип вулканизма [2] и вулканические комплексы подразделяются на нижнюю андезитовую, среднюю кремнекислую (липарит-дацитовую по В.Ф. Белому) с подчиненными объемами андезитов и базальтов, и верхнюю – базальтовую [7]. Средняя толща составляет

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Владивосток, Россия

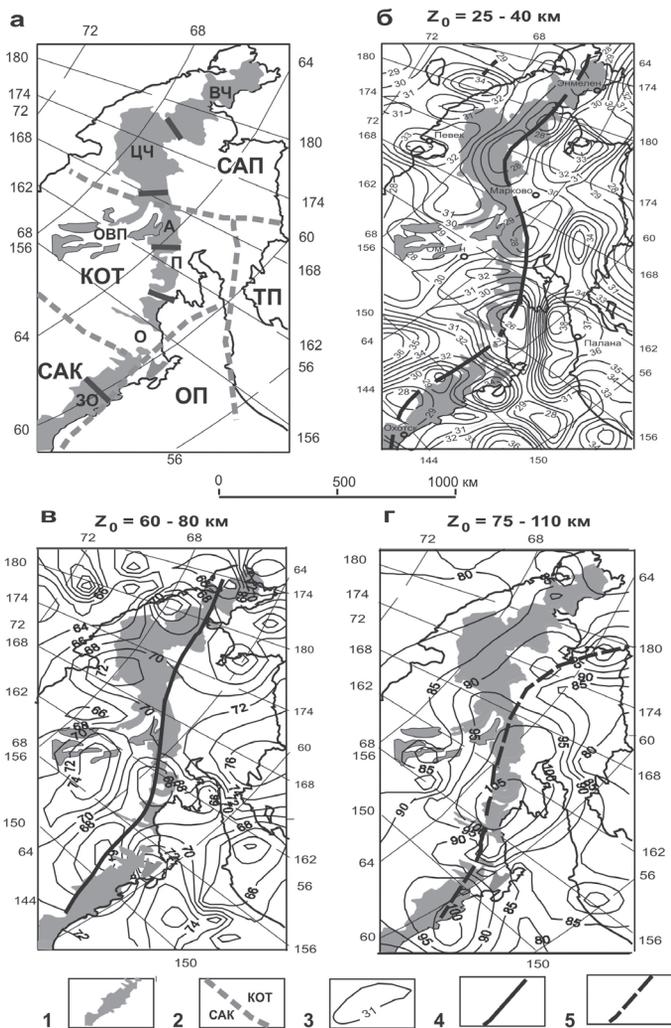


Рис. 1. Тектоническая схема (а) и распределения центров плотностных неоднородностей в переходном слое кора-мантия (б), нижней литосфере (в) и астеносфере (г).

1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс и его продольные секторы: ЗО – Западно-Охотский, О – Охотский, П – Пенжинский, А – Анадырский, ЦЧ – Центрально-Чукотский, ВЧ – Восточно-Чукотский; *2* – границы литосферных сегментов; *3* – изолинии плотностной контрастности; *4, 5* – оси поднятий (*4*) и прогибов (*5*). Обозначения структур: литосферные плиты: САП – Северо-Американская, ТП – Тихоокеанская, ОП – Охотоморская; САК – Северо-Азиатский кратон; КОТ – Колымо-Омолонский супертеррейн. ОВП – Олойский вулканический пояс второго порядка

60% объема вулканических масс [7]. Мощность вулканического чехла колеблется в интервале 1.5–4 км.

Пространственные распределения плотностных неоднородностей в основании ОЧВП характеризуют пояс как структуру прогибания в верхнем (интервал глубин 6–12 км) и среднем (интервал глубин 9–21 км) слоях земной коры с амплитудами порядка 1.5–3 км. У подошвы земной коры (рис. 1, б) плотностные неоднородности, наоборот, воздымаются под вулканическим поясом, что типично для рифтогенных структур. Нижний слой литосферы (рис. 1, в) тоже выгибается по направлению к поверхности под ОЧВП, а подастеносферная мантия (рис. 1, г) прогибается.

Плотностная контрастность подкорового слоя верхней мантии (рис. 2, а) и астеносферы (рис. 2 б) в зоне ОЧВП характеризуется глубокими минимумами (5–10 ед.), что является признаком существования вязких сред: частично, или полностью, расплавленных магм [3–5], являющихся источником вулканических масс в ОЧВП. Из сравнения рис. 1, г и рис. 2, б следует, что астеносфера под вулканическим поясом утолщена.

В разрезах $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели (рис. 2, в) ясно проявлено 5-слойное строение тектоносферы: земная кора – подкоровый вязкий слой – нижняя литосфера – астеносфера – подастеносферная мантия. Во всех разрезах Охотско-Чукотский вулканический пояс и Олойский пояс 2-го порядка приурочены к реологическим разуплотнениям в подкоровом слое и астеносфере. Этим разуплотнениям, по-видимому, соответствуют сохранившиеся до настоящего времени вязкие, либо частично расплавленные, магмы, являвшиеся источниками вулканических извержений в позднем мезозое и кайнозое.

На западных границах Тихоокеанской (разрезы 15-15 и 12-12 на рис. 2, в) и Охотоморской (разрез 16-16) плит наблюдается их расщепление на коровую и нижнюю литосферные пластины, что является характерной особенностью конвергентных структур в переходной зоне континент-океан [3]. При этом коровые жесткие пластины надвинуты на континентальную окраину, а нижние литосферные – пододвинуты под нее (разрезы 15-15 и 16-16). ОЧВП располагается во фронтальной зоне коровых пластин, что рассматривается как признак выдавливания вулканических магм из подкорового слоя. Распределения плотностной контрастности в разрезах 12-12 и 16-16 дают основание предполагать, что выдавливание магматических масс может происходить и при участии инъектирующих слэбов в нижней литосфере океанических плит.

Происхождение ОЧВП большинство исследователей связывает с субдукцией Тихоокеанской и Охотоморской океанических плит, на что указывают Ta-Nb-минимумы на спайдер-диаграммах редких элементов,

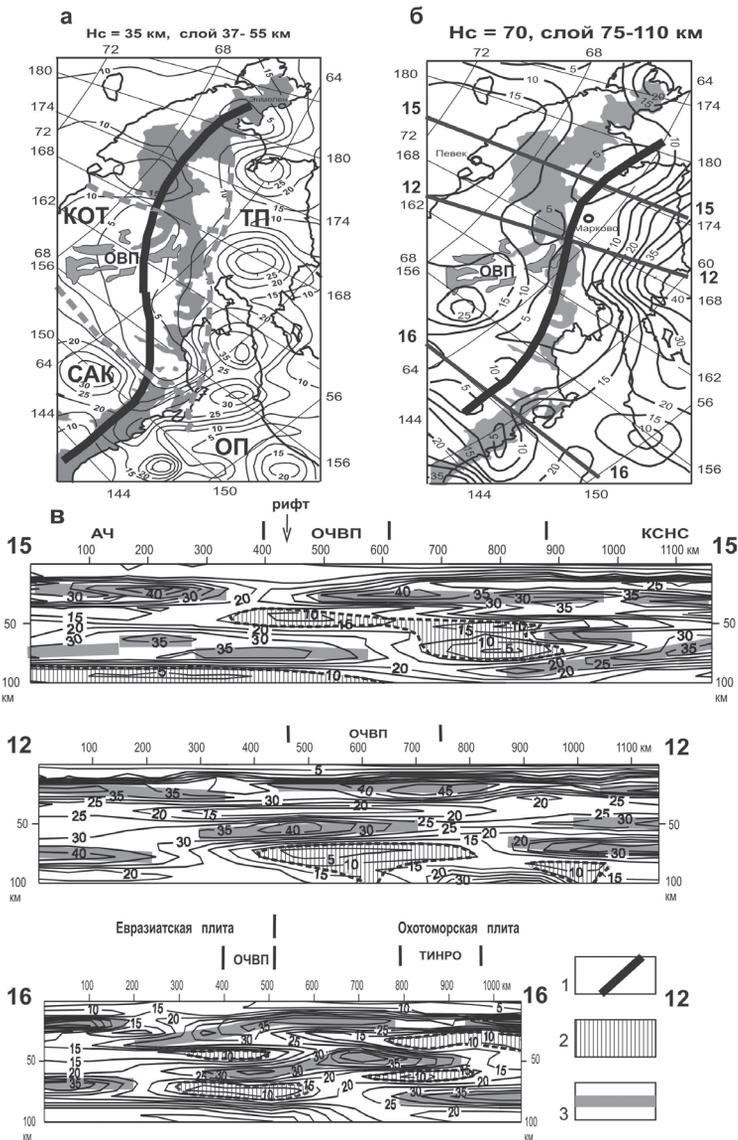


Рис. 2. Схемы-срезы распределений плотностной контрастности в переходном слое кора-мантия (а) и астеносфере (б) с разрезами (в). 1 – оси зон реологического разуплотнения на схемах; 2 – среды пониженной вязкости в разрезах; 3 – оси жестких плит. Складчатые системы: АЧ – Аннойско-Чукотская, КСНС – Корьякская. ТИНО – впадина в Охотском море. Другие обозначения см. на рис. 1

содержащихся в вулканитах [7]. Однако разрывы коровых и мантийных жестких пластин в зоне ОЧВП (рис. 2, в) не отличаются от подобных разрывов в рифтогенных структурах [5] и по этому признаку этот пояс можно отнести к вулканическим рифтам. Вторым типичным признаком рифта является инверсия рельефа подошвы вулканических масс и подошвы земной коры (рис. 1, б). Наши исследования связи субдукционных и рифтогенных процессов на восточной окраине Азии [5] обнаружили признаки колебательного тектогенеза в зонах субдукции, где пододвижение субдуцирующих океанических слэбов периодически прерывалось их откатом или разрывами, сопровождающимися признаками растяжения литосферы.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
2. *Белый В.Ф.* Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Масштаб 1:1 500 000. Объяснительная записка. Магадан, 1981. 57 с.
3. *Петрищевский А.М.* Гравитационные модели двухъярусной коллизии литосферных плит на Северо-Востоке Азии // Геотектоника. 2013. № 6. С. 60–83.
4. *Петрищевский А.М.* Рифтогенные структуры и нефтегазоносность в реологических гравитационных моделях земной коры // Геофизика. 2019. № 4. С. 42–51.
5. *Петрищевский А.М., Емельянова Т.А., Изосов Л.А.* Возрастные взаимоотношения рифтогенеза, субдукции и плюмовых процессов на восточной окраине Азии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 4. Вып. 52. С. 22–45. 2013.
6. *Сидоров А.А., Белый В.Ф., Волков А.В.* и др. Золото-сереброносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 512–527.
7. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный манматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма // Дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2018. 43 с.

Латеральная изменчивость девонских толщ в северной части Тагильской мегазоны

В геологической истории Тагильской мегазоны, протянувшейся вдоль восточного склона Урала более чем на 800 км, выделяются три этапа – позднеордовикско-лохковский, пражско-франский и фаменско-раннекаменноугольный [5 и др.]. Первые два этапа отвечают островодужному режиму, а фаменско-раннекаменноугольные образования формировались в условиях активной континентальной окраины. Многолетние исследования Тагильской структуры на Среднем и Северном Урале, а также анализ опубликованных и фондовых материалов, позволили автору сделать некоторые выводы о характере изменчивости состава и строения девонских толщ вдоль простираения Уральского подвижного пояса (в меридиональном направлении). В строении Тагильской мегазоны прослеживается определенная закономерность: геологические образования первого (позднеордовикско-лохковского) этапа прослеживаются на всей ее территории, подстилаемая более молодые толщ; девонские (пражско-франские) стратоны достаточно широко распространены только на Северном Урале, начиная с широты г. Красноуральска, на Среднем Урале известны лишь их небольшие тектонические фрагменты, а фаменские и каменноугольные толщ расположены еще севернее, начиная с широты устья р. Вижай. Указанные особенности строения Тагильской структуры, вероятно, связаны с секущим, дискордантным характером ее восточной тектонической границы с блоками Восточно-Уральской мегазоны. В данной публикации мы остановимся на характере латеральной зональности девонских толщ в северной части Тагильской мегазоны, отразившейся в районировании Восточно-Тагильской структурно-формационной зоны, где выделяются Нахорская (северная) и Красноуральская (южная) подзоны [2]. Надо сказать, что признаки латеральной зональности можно заметить и в более древних, силурийских толщах, где, начиная с венлокского времени, на некоторых участках палеостроводужной системы появляются скопления банковых и рифовые известняковые постройки, что побудило некоторых авторов выделить отдельную Центрально-Тагильскую структурно-формационную зону (например, [1]), но отсутствие определенности границ этого таксона не позволило такому подходу стать преобладающим. Существенные различия состава характерны для верхнего члена позднеордовикско-лохковской последовательности – позд-

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

непржидольско-дохковской туринской свиты. На Среднем Урале она представлена трахибазальт-гравитовой формацией, включающей значительное количество умеренно-щелочных вулканитов, на Северном Урале это преимущественно карбонатно-терригенная толща с небольшим количеством базальтов нормальной щелочности (ранее выделявшаяся сосвинская свита). Характер и положение границы этих типов разрезов недостаточно изучены.

Девонские стратоны и комплексы, входящие в состав Нахорской и Красноуральской подзон, изначально были выделены и изучены разными группами исследователей на территории ХМАО-Югра (название по р. Нахор) и в Свердловской области (по г. Красноуральск). Рассмотрим различия состава разновозрастных толщ в пределах упомянутых подзон. Начнем с того, что на самом севере Тагильской структуры все девонские стратоны объединены в составе одной Нахорской подзоны, а южнее, в Ивдельском и Североуральском районах Свердловской области, они отнесены к двум структурно-формационным зонам – Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской. Существование различных фациальных обстановок в девонское время в Североуральском районе было замечено ещё А.В. Пейве [3], который выделил здесь западную терригенно-карбонатную Петропавловскую и восточную осадочно-вулканогенную Турьинскую структурные зоны. Разрез второго (пражско-франского) этапа эволюции Тагильской палеоостроводужной системы в пределах Нахорской подзоны начинается с *лопсийской толщи* нижнего–среднего девона. В её строении принимают участие конгломераты полимиктовые, сланцы туфогенно-кремнистые, туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники полимиктовые и граувакковые, пепловые туфы преимущественно кислого состава, известняки; на разных стратиграфических уровнях встречаются олистостромовые горизонты с олистолитами известняков в песчано-алевролитовом матриксе. Возраст толщи обоснован находками фауны и микрофауны пражского, эмского и эйфельского ярусов, мощность ее достигает 1400–1850 м. Южнее, на территории Свердловской области, возрастному диапазону лопсийской толщи соответствуют пражская перевозская, пражско-эмсская краснотурьинская, эмсская вагранская, эмско-эйфельская тальтийская и эйфельская лангурская свиты [4]. Западные разрезы перечисленных стратонов имеют почти исключительно карбонатный состав и формируют обширную карбонатную платформу [6], вмещающую многочисленные бокситовые месторождения. Восточнее ниже- и среднедевонские карбонатные толщи сменяются разновозрастными терригенными, вулкано-терригенными и осадочно-вулканогенными образованиями предположительно преддугового (?) прогиба [4]; наиболее интенсивный вулканизм был проявлен в пражское и эмское время. Суммарная мощность карбонатных толщ

составляет приблизительно 2500 м, вулкано-терригенных и осадочно-вулканогенных – порядка 5000 м.

Живетские образования в составе Нахорской подзоны представлены арбыньинской толщей, а в более южных районах Северного Урала – высотинской и шегульганской свитами. *Арбыньинская толща* представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, сланцами известково-глинистыми, глинистыми и кремнистыми, туфами мелкообломочными и пепловыми, известняками, в нижней части залегают пачки туфоконгломератов и туфогравелитов. Мощность ее – не менее 1000 м. *Высотинская свита*, как и подстилающие ее девонские образования, демонстрирует существенные различия состава пород в западных и восточных разрезах. Западные разрезы имеют преимущественно карбонатный состав и содержат залежи бокситов, далее на восток они сменяются толщей туфоалевролитов, туфопесчаников, реже туфогравелитов с прослоями кремнистых алевролитов, известняков, гравелитов и конгломератов, еще восточнее в составе свиты распространены известняки, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, углисто-карбонатные и глинисто-карбонатные сланцы, песчаники, алевролиты, базальтовые гиалокластиты, прослой радиолариевых силицитов. Мощность высотинской свиты – от 400 до 1600 м в разных разрезах. *Шегульганская свита* имеет распространение в Западно-Тагильской СФЗ и представлена исключительно известняками мощностью 200–300 м.

Франская *нахорская толща* включает базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты, дациты, риодациты, риолиты, трахибазальты, трахиандезиты, их туфы; туфопесчаники, туффиты, гравелиты, песчаники, сланцы глинистые и кремнистые, силициты, известняки. Мощность толщи – 400–1350 м. Южнее она сменяется лимкинской свитой, нижняя часть которой имеет живетский возраст. *Лимкинская свита* представлена андезибазальт-риолитовой формацией, в составе которой распространены андебазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риолиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, кластолавы, известняки, в подчинённом количестве встречаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, кремнистые алевролиты. Мощность свиты 1400 м.

Сопоставляя строение и состав девонских (пражско-франских) толщ в пределах Нахорской подзоны и более южных районов Северного Урала, можно заметить несколько существенных различий.

1. В стратотипическом для девонских толщ Нахорской подзоны районе, отсутствуют шельфовые карбонатные образования, характерные для более южных районов Северного Урала. Здесь возможны два объяснения – бокситоносные шельфовые известняки могут быть тектонически перекрыты вулкано-терригенными толщами, первоначально располагав-

шимися значительно восточнее их современной структурной позиции, или в данном районе в девонское время отсутствовал шельфовый уступ.

2. Для Североуральского и Ивдельского районов Свердловской области характерно широкое развитие раннедевонских вулканитов известково-щелочной базальт-андезит-дацитовый формации островодужного типа [4], совершенно отсутствующих в Нахорской подзоне. Можно допустить неравномерный, очаговый характер магматизма, либо предположить существование древнего трансформного разлома, сегментировавшего девонскую зону субдукции и обусловившего различные условия осадконакопления и магматизма отдельных фрагментов последней.

3. Франские вулканиты, по-видимому, имеют сквозное распространение в северной части Тагильской структуры.

Исследование выполнено в рамках темы АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература

1. Бокситоносные комплексы Урала. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 344. Л.: Недра, 1987. 227 с.

2. *Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб: ФГУП ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.

3. *Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. М: Изд-во МОИП, 1947. 207 с.

4. *Петров Г.А., Тристан Н.И., Бороздина Г.Н., Маслов А.В.* Стратиграфия и обстановки формирования девонских толщ Тагильской мегазоны на Северном Урале // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 3. С. 3–28.

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

6. *Чувашов Б.И., Шуйский В.П.* Раннедевонская биота карбонатных платформ востока Русской платформы, Уральского подвижного пояса и Западной Сибири (стратиграфическое, биогеографическое и палеотектоническое значение) // Литосфера. 2003. № 2. С. 3–27.

**Метаморфизм Унийской свиты
как индикатор раннедокембрийских
коллизийных процессов в Вятском поясе,
северо-восток Волго-Уралии**

Изучение условий метаморфизма пород является одним из важных инструментов для палеотектонических реконструкций. Данные по природным объектам [1] и моделирование [2] показывают контрастный стиль метаморфических преобразований пород в разных тектонических обстановках. Для многих складчатых поясов от архейского до кайнозойского возраста характерен метаморфизм высоких температур и умеренных давлений (НТ/LP), который обычно связан с растяжением коры увеличенной мощности, образовавшейся в результате предшествующей коллизии. Мы провели изучение условий метаморфизма для оценки тектонического режима образования раннедокембрийских супракрустальных пород Вятского пояса. Этот пояс, зажаты между архейскими блоками на северо-востоке Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейского кратона, полностью перекрыт мощным осадочным чехлом, и представления о его строении и составе базируются на результатах изучения нескольких глубоких скважин. Согласно имеющимся данным, Вятский пояс сложен метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями унийской свиты с возрастом около 2.1 млрд лет, которые прорваны гранитоидами S-типа талицкого комплекса с возрастом около 2.05 млрд лет [3, 4]. На основании изотопно-геохимического и геохронологического изучения керн скважин, Вятский пояс рассматривается как часть палеопротерозойского орогена [4]. Представленные результаты исследований метаморфических пород унийской свиты дают дополнительную независимую оценку палеотектонических условий формирования Вятского пояса.

Супракрустальные породы унийской свиты в пределах Вятского пояса неоднородны по структурным характеристикам и минеральному составу.

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

² Кафедра литологии, РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

³ Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия

В восточной части пояса две близкорасположенные скважины Уни-50 и Уни-3 вскрыли *Sil-Grt-Bt* гнейсы и *And-Bt-Ms* сланцы, соответственно, которые образовались при метаморфизме осадочных пород [5].

В юго-западной части пояса в зоне сочленения этого пояса с архейскими комплексами Токмовского мегаблока вскрыты *Grt-Bt-Orx* гнейсы (скв. Аркуль) и *Grt-Bt* сланцы (скв. Шестаки) унийской свиты и *Orx-Bt* эндербиты (скв. Косолаповская).

Разнообразие пород унийской толщи может быть связано как с разным протолитом, так и быть результатом разных P – T -параметров метаморфизма близких по составу исходных пород. Наиболее ярко различия степени метаморфизма выражены в двух пространственно-сближенных унийских скважинах, в разрезах которых фиксируются однородные последовательности пород (гнейсы в скв. Уни-50, сланцы в скв. Уни-3) с незначительными вариациями минерального состава и в скв. Аркуль (*Grt-Bt-Orx* гнейсы).

Для пород унийской свиты Вятского пояса установлен зональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой субфации НТ-МР типа. Пиковый этап формирования парагенезиса силлиманитовой субфации ($Pl+Bt+Qtz+Kfs+Grt+Sil$) в *Sil-Grt-Bt* гнейсах оценен классическими термобарометрами *Grt-Bt* и GASP [6, 7]: 624–644 °С, 4.1–4.7 кбар, с помощью *winTWQ* [8]: 621 °С, 5.4 кбар и с помощью метода пересечения изоплет в GeoPS [9]: 670–690 °С, 4–5.5 кбар. Последний метод вместе со структурно-текстурными особенностями гнейса подтвердил частичное плавление в водонасыщенных условиях. Завершающая стадия ретроградного этапа была оценена термобарометрами: 539–590 °С, 2.1–2.8 кб, и с помощью TWQ: 553 °С, 2.9 кбар. Область формирования парагенезиса андалузитовой субфации $Pl+Ms+Bt+Qtz+Kfs+And\pm Chl$ в *And-Ms-Bt* сланцах оценена сольвусным и обменным термометрами *Ti-in-Bt* [10] и *Ms-Bt* [11] в 500–590 °С при 2–3 кбар, а метод изоплет выделил пиковый этап при 600 до 630 °С и 2.6–3.4 кб, а ретроградный на диаграмме псевдосечений предполагается в области формирования хлорита при 500 °С и 2 кбар. В *Grt-Bt-Orx* гнейсах юго-западной части пояса устанавливается метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации до 750 °С и 6–7 кбар [12, 13].

Возраст протолитов унийской толщи, определенный по циркону методом SIMS – около 2.1 млрд лет [4]. Метаморфизм пород связан с деформациями во время орогенеза и потому его ретроградная стадия устанавливается по возрасту прорвавших толщу гранитоидов S-типа с возрастом около 2.05 млрд лет [4].

Для Вятского пояса наиболее вероятен вариант разогрева в результате таких деформаций на этапе коллизии в условиях «теплой» литосферы палеопротерозойского орогена, фрагмент которого он представляет.

Литература

1. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. 28. С. 4–22.
2. Burg J.P., Schmalhol S.M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 274. P. 189–203
3. Муслимов Р.Х., Латинская Т.А. (ред.). Кристаллический фундамент Татарстана и проблемы нефтегазоносности. Казань: Дента, 1996. 487 с.
4. Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Спиридонов В.А. и др. Новый палеопротерозойский ороген на северо-востоке Восточно-Европейского кратона: первые данные по супракrustальным породам и гранитоидам Вятского пояса // М-лы XIII Всероссийского петрографического совещания. Т. 1. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. С. 198–201.
5. Богданова С.В. Земная кора Русской плиты в раннем докембрии. М.: Наука, 1986. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 408).
6. Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.
7. Holdaway M.J. Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2001. V. 86. P. 1117–1129.
8. Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geol. Surv. Canada. Open File 5462 (revised). 2007.
9. Xiang H., Connolly J. GeoPS: An interactive visual computing tool for thermodynamic modelling of phase equilibria // Journal of Metamorphic Geology. 2021. V. 40. 10.1111/jmg.12626.
10. Wu C.-M., Chen H.-X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // Science Bulletin. 2015. V. 60. Is. 1. P. 116–121.
11. Hoisch D. A muscovite-biotite geothermometer // American Mineralogist. 1989. V. 74. N 5-6. P. 565–572.
12. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Ортопироксин-гранатовый геотермометр: эксперимент и теоретическая обработка банка данных // Докл. АН СССР. 1990. Т. 320. № 2. С. 434–439.
13. Perkins D., Chipera S.J. Garnet-orthopyroxene-plagioclase-quartz barometry: refinement and application to the English River subprovince and the Minnesota River valley // Contrib. Mineral. Petrol. 1985. V. 89. N 1. P. 69–80.

Геологическое строение и особенности формирования юго-восточного сегмента Таймырской складчатой системы

Таймырская складчато-надвиговая система расположена на стыке трех глобальных структур – Лаптевоморской (эпипозднекиммерийской) плиты, Сибирской древней (эпикарельской) и Карской платформы, и представляет собой единый пояс линейных дизъюктивно-пликативных дислокаций северо-восточного простирания, в которых участвуют породы от протерозоя до триаса включительно. В административном отношении район исследования располагается в пределах Таймырского Долгано-Ненецкого района Красноярского края.

Юго-восточный сегмент Таймырской складчатой системы включает в себя ряд структурно-формационных зон, разделенных главными высокоамплитудными надвигами и отличающихся геологическим строением и комплексом пород, вовлеченных в дизъюктивно-пликативные дислокации. С северо-запада на юго-восток (перпендикулярно простиранию Таймырской складчатой системы) выделяются Северо-Быррангская и Южно-Быррангская складчатые зоны.

Северо-Быррангская складчатая зона сложена верхневендско-среднекаменноугольным тектоническим комплексом, который, в свою очередь, представлен двумя рядами формаций – черносланцево-карбонатной (V_2 – D_2) и карбонатной (D_3 – C_2). В ядрах синклиналиных складок наблюдаются характерные для Южно-Быррангской зоны среднекаменноугольные–раннепермские терригенные отложения. Рассматриваемая зона характеризуется развитием узких асимметричных линейных складок северо-восточного простирания. Антиклинали приурочены к фронтальным частям надвигов, образуют пологие северо-западные и крутые юго-восточные крылья. На северо-западе складчатая зона ограничивается Пясинско-Фаддеевским надвигом, на юго-востоке граничит с Южно-Быррангской зоной по Пограничному надвигу [1].

Южно-Быррангская складчатая зона занимает южную часть Таймырской складчатой системы и граничит по Южно-Таймырскому и Чернохребетному надвигу с Предтаймырской зоной поднятий, которая входит в состав Анабаро-Хатангской седловины. Восточной границей складчатой зоны является Восточно-Петровский сброс, разделяющий Таймырскую складчатую систему и эпипозднекиммерийскую Лаптево-

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

морскую плиту [4]. Сложена Южно-Бырангская зона мощным (до 7 км) среднекаменноугольно-триасовым тектоническим комплексом, внутри которого выделяются три ряда формаций – морская терригенная (C_2-P_2) и терригенно-угленосная (P_3), туфобазальтовая и долеритовая (P_3-T_1), а также стратиграфически и тектонически несогласно залегающая терригенно-угленосная (J_1-K_1) [6, 7]. По интенсивности дислокаций Южно-Бырангская зона делится с северо-запада на юго-восток на 3 под-зоны:

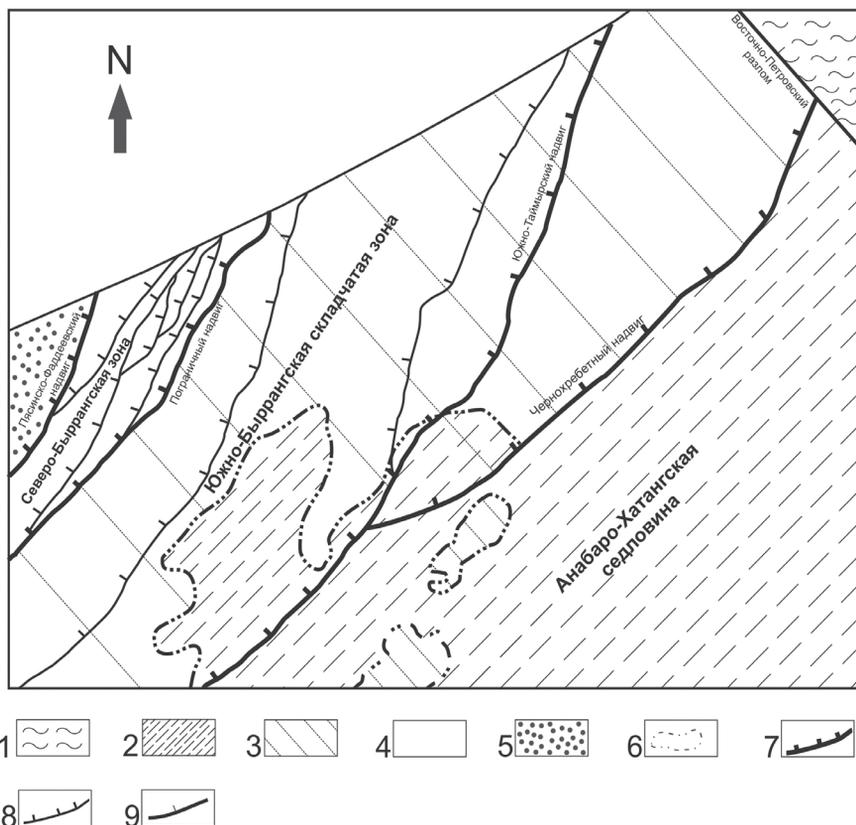


Рисунок. Тектоническая схема юго-восточного сегмента Таймырской складчатой системы.

1 – кайнозойский тектонический комплекс (ТК); 2 – мезозойский ТК; 3 – среднекаменноугольный–триасовый ТК; 4 – верхневедско-среднекаменноугольный ТК; 5 – рифей-верхнеордовикский ТК; 6 – границы распространения тектонический комплексов; 7 – главные надвиги; 8 – второстепенные надвиги; 9 – сбросы

– *Северомалахайтаринская* – характеризуется интенсивной складчатостью среднекаменноугольных–позднепермских отложений, смятых в линейные складки северо-восточного простирания с крутыми углами падения крыльев (до 70 градусов). Активно проявлена дизъюктивная тектоника (взбросы, надвиги, взбросо-сдвиги);

– *Каменисто-Малахайтаринская зона* отличается пологим типом деформаций, в которых задействованы среднекаменноугольно-позднепермские отложения, прорванные малыми интрузиями основного состава позднепермско-триасовой формации. Для зоны характерны брахиформные складки с широким замком и крутыми крыльями (до 60 градусов). Дизъюктивная тектоника проявлена слабо;

– *Подкаменно-Кульдимская зона* отличается интенсивной складчатостью с узкими линейными складками и крутым падением крыльев (до 90 градусов). В ядрах антиклиналей вскрываются глинисто-карбонатные отложения среднего–верхнего девона. Дизъюктивные нарушения представлены взбросами, надвигами, взбросо-сдвигами разной направленности [6].

Историю развития юго-восточной части Таймырского орогена возможно проследить с позднепротерозойского времени. В позднерифейско-ранневендский этап в условиях внутриконтинентального морского бассейна формировалась терригенно-карбонатная формация, мощностью до 2500 м, представленная Становской и Колосовской свитой. В байкальскую эпоху (предпоздневендское время) современная Центрально-Таймырская зона испытала складчатость с последующей пенепленизацией, о чем свидетельствует угловое и структурное несогласие залегающей на позднерифейских отложениях нижнеостанцовской свиты (V_2 по).

В верхневендско-среднекаменноугольный этап территория представляла собой пассивную континентальную окраину, где в шельфовой и глубоководно-шельфовой части осадочного бассейна формировались черносланцево-карбонатные и карбонатные формации [1].

В среднекаменноугольной–позднепермский этап южная часть современного Таймырского орогена была представлена Южно-Быррангским прогибом, где в условиях внутриконтинентального шельфа формировалась морская терригенная формация (C_2-P_1) мощностью до 5 км [5]. К началу татарской эпохи (P_2) наблюдается смена обстановки осадконакопления, в континентально-морских условиях которой формируется терригенно-параличская слабоугольная формация. К концу поздней перми (вятский век) начинают развиваться процессы внутриплитного рассеянного траппового рифтогенеза с последующим образованием туфобазальтовой и долеритовой формации [3].

Средне-позднетриасовый этап характеризуется тангенциальным сжатием рассматриваемой территории и инверсией Южно-Быррангского

прогиба. Данная тектоническая обстановка обусловлена продвижением Карской платформы на юго-восток, в сторону Сибирской платформы, что привело к формированию Таймырской раннекембрийской складчато-надвиговой системы [2]. В результате орогенеза за счет горизонтального сжатия, ниже-среднепалеозойские отложения плитного комплекса Северо-Быррангской зоны были надвинуты по Пограничному надвигу на верхнепалеозойско-триасовые отложения Южно-Быррангской зоны. Главные надвиги и основные структурообразующие разломы имеют вергентность юго-восточного направления, о чем свидетельствует перемещение тектонического транспорта с северо-запада на юго-восток.

Литература

1. *Беззубцев В.В., Залялеев Р.М., Сакович А.Б.* Геологическая карта Горного Таймыра. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск, 1986. 177 с.
2. *Верниковский В. А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, 1996. 202 с.
3. *Верниковский В.А.* Тектоническое строение Таймыро-Североземельского района и его геодинамическая эволюция // Материалы XLII Тектонического совещания: Тез. докл, 2009. С. 90–94.
4. *Заварзина Г.А., Шкарубко С.И.* Тектоника западной части шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2012. № 3. С. 1–18.
5. *Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 248 с.
6. *Проскурин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-49 – Хатангский залив. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.
7. *Проскурин В.Ф., Симонов О.Н., Соболев Н.Н.* Тектоническое районирование севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Недра Таймыра. Вып. 1. Дудинка, 2003. С. 178–209.

**Роль вулканического и тектонического факторов
в эволюции гайотов Магеллановых гор
(Тихий океан)**

Принято считать, что основные морфологические черты гайотов Магеллановых гор сформировались в меловое время (апт–маастрихт) благодаря внутриплитовому магматизму. Однако, среднемасштабная батиметрическая съемка (1:200 000) заставила пересмотреть эти взгляды, так как выявила многообразие форм кайнозойского мезорельефа на поверхности исследуемых гайотов. Участие тектонического фактора, помимо вулканизма, в образовании Магеллановых гор прослеживается уже на уровне их пространственного положения. Прежде всего, цепь состоит из двух крупных звеньев – Западного и Восточного. Оба звена обладают различной линейной направленностью главных структур и отличаются своими морфологическими характеристиками. Граница между ними проходит между гайотами Федорова и Паллада, соединяя впадины Пигафетта на севере и Сайпан на юге. Западное звено в целом имеет широтную ориентацию, простираясь от 149° до 155° в.д. и от 15° до 19° с.ш. В нем выделяются три широтных линии, по которым расположены основные горные сооружения (рис. 1). Северная объединяет гайоты Говорова, Вулканолог и Коцебу, на центральной лежат гайоты Скорняковой, Гордина, Ильичева и Альба, к южной можно отнести гайоты Пегас и Паллада. Восточное звено ориентировано меридионально и заключено между 155°30'–158°00' в.д. и 10°30'–14°30' с.ш. Оно включает гайоты (с севера на юг) – Федорова, Ита-Май-Тай, Геленджик, Бутакова, Грамберга, Затонского и Ариранг. Характерной особенностью Восточного звена является последовательное увеличение глубин поверхности плато гайотов с севера на юг. Бровка плато г. Федорова на западной вершине расположена на глубине 1800 м, г. Ита-Май-Тай – 2000 м, г. Геленджик – 2100 м и г. Бутакова – 2650 м.

Гайоты можно условно разделить на две группы – в первую входят относительно простые структуры, в целом соответствующие классическим представлениям о гайотах (округлые основания, хорошо выраженные вершинные плато, покрытые чехлом осадков, выпукло-вогнутый профиль склонов). Ко второй группе относятся гайоты с неправильными

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

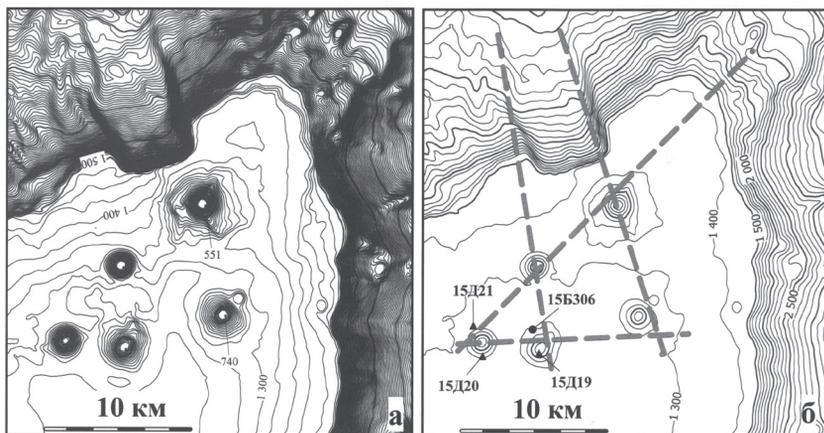
² ФГБУ «ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия

угловатыми очертаниями, нередко с входящими углами, осложненными многочисленными сателлитными постройками и отрогами. Гайоты первой группы, главным образом, находятся в Западном звене, а гайоты второй группы преимущественно образуют Восточное звено.

Среди многочисленных мезоформ рельефа встречены отроги, вулканические постройки, террасы, уступы, радиальные грабены, ложбины и др. Наиболее широко развиты вторичные вулканические постройки, представленные конусами и куполами. У первых развита пикообразная вершина, у вторых – вершина сглаженная, более пологая, чем склоны. Формы оснований и тех, и других, чаще, округлые. Поперечные размеры конусов и куполов изменяются в весьма широких пределах – от первых сотен метров до 10 км. Высота конусов варьирует от 100 до 650 м, а куполов – от 50 до 400 м. Вулканические постройки могут присутствовать на гайотах в большом количестве – несколько десятков и даже более сотни на одном гайоте. Наиболее широко конусы и купола развиты в Западном звене на крупных гайотах Говорова и Коцебу (22 построек на 1 тыс км²). С другой стороны, частота встречаемости на гайотах Грамберга, Ильичева, Затонского составляет менее 3 построек на 1 тыс км². Интересно, что крупномасштабной батиметрической съемкой (1:50 000) была выявлена еще большая интенсивность развития подобных форм.

Купола и конусы могут преобладать на склонах или отрогах, но чаще они покрывают вершинные поверхности. Так группа из пяти конусов локализована на вершинном плато гайота Альба [4]. Геологическое опробование поверхностей конусов не оставляет сомнения в их вулканическом происхождении, поскольку они сложены щелочными базальтоидами, их туфами и туффитами (рис. 2). Геологический возраст структур Альба был определен как среднемиоценовый на основе K-Ar и биостратиграфического анализом [2, 3]. Следует добавить, что конуса попарно расположены на продолжении тектонических сбросов – уступов, ограничивающих локализованный на северном склоне гайота радиальный грабен. Это, с одной стороны, позволяет предположить, что они образуют единую систему, а с другой – вероятно, и образование грабена можно датировать средним миоценом.

Таким образом, выявленные различия Западного и Восточного звена Магеллановых гор, а также наличие вулканических конусов и куполов вдоль тектонических нарушений позволяет предполагать, что эволюция подводной гряды Магеллановых гор происходила под постоянным влиянием магматического и тектонического факторов. Анализ K-Ar и Ar-Ar датировок (107 определений) магматических пород на гайотах Альба, Говорова и Коцебу показал, что вулканическая деятельность на них перманентно происходила почти в течение 100 млн лет. Пробелом наших знаний по Магеллановым горам, по-прежнему, является отсутствие до-



— 1 • 2 ▲ 3

Рис. 2. Группа вулканических конусов на вершинном плато гайота Альба – батиметрическая схема участка (а), изобаты проведены через 25 м и структурная интерпретация (б), изобаты проведены через 100 м.

1 – предполагаемое положение линеаментов; 2, 3 – станции опробования, на которых выполнено определение геологического возраста вулканокластических пород: 2 – скважины неглубокого бурения, 3 – станции драгирования. На станции 15Д21 также определен абсолютный возраст базанитов – средний миоцен [4]

стоверных данных (нет каменного материала) по самому раннему периоду их становления. До сих пор нет точных представлений о механизме образования линейных вулканических цепей на океанических плитах. Доминирующая гипотеза «горячих точек» подкупает, на первый взгляд, своей стройностью, но полученные нами прямые геологические данные по Магеллановым горам противоречат ряду ее положений. Во-первых, это рассогласованность биостратиграфических и радиоизотопных датирований горных пород. Парадоксально, но по органическим остаткам осадконакопление на ряде гайотов Бутакова, Говорова и др. началось раньше по времени, чем возраст их вулканического цоколя [3]. Во-вторых, начало мелководной седиментации в апте фиксируется одновременно как на гайотах Западного, так и Восточного звена.

Поэтому не случайно, в последние годы вновь вернулись к идее, что становление линейных цепей, в том числе и гайотов Магеллановых гор, могло происходить за счет глубинной разломной тектоники [2]. На основе анализа рельефа дна и гравитационных аномалий было установлено, что характерной особенностью Магеллановых гор и прилегающего дна

акваторий является наличие ортогонально-диагональной сети внутриплитных нарушений. Она покрывает изучаемую область вне зависимости от возраста и развития отдельных ее частей [1, 6]. С этих позиций, образование горных сооружений могло быть обусловлено взаимодействием внутриплитового магматизма вдоль зон повышенной проницаемости и тектонических движений (вертикальные и горизонтальные) вдоль разрывных нарушений. Именно в узлах пересечения разломов и возникали наиболее благоприятные условия для образования подводных гор. Здесь, главным энергетическим источником горообразования выступает уже не стационарный мантийный очаг, а возобновляющийся поток тепловой энергии через возникающие глубокие тектонические трещины. Образование же глубоких трещин связывают, в основном, с деформацией океанической коры, в которой по разным причинам периодически создаются зоны сжатия и растяжения [5]. При этом образование гайотов и межгорных депрессий рассматривается как результат компенсации тектонических напряжений в океанической коре.

Литература

1. *Анохин В.М.* Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. СПб.: Недра. 2006. 161 с.
2. *Белюсов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с. (Результаты исследований по международным геофизическим проектам).
3. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020. 200 с.
4. *Мельников М.Е.* и др. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 46–53.
5. *Петухов С. И.* и др. Особенности геодинамических обстановок в районе северо-западного звена Магеллановых гор (Тихий океан) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С.78–88.
6. *Узлов Б.Д., Мельников М.Е.* Тектоника рудной провинции Магеллановых гор Тихого океана по геофизическим данным // Руды и металлы. 2015. № 4. С. 26–38.

Формационный подход к типизации сейсмогенных структур юго-восточной окраины Балтийского щита

Существующие описания дислокаций разновозрастных комплексов фундамента и чехла юго-восточной окраины Балтийского щита (БЩ) отражают более чем полуторавековую историю проводившихся здесь работ. При этом среди всего многообразия дислокаций в последней четверти 20 века в связи с широким развитием сейсмического мониторинга и появлением новых поколений карт сейсмического районирования (ОСР) особое внимание стало уделяться дислокационным структурам, характеризующим сейсмогенный потенциал территории.

Проявление землетрясений в приповерхностных условиях инициирует формирование различных сейсмогенных структур, среди которых каменные развалы кристаллических пород и пликвативные и дизъюнктивные структуры рыхлых отложений. В то же время, типизация этих образований – предмет продолжающихся дискуссий [1–4]. В последние годы с развитием прецизионных методов датирования исследователи все чаще переходят от описания и датирования разрозненных сейсмогенных структур к описанию парагенезов сингенетичных дислокаций.

Авторские исследования последних лет показывают, что подобные образования существуют на разных стратиграфических уровнях плитного чехла юго-восточной окраины БЩ [1, 3, 4]. Анализ выявленных структур с использованием метода аналогий позволяет отнести их к категории сейсмогенных образований. Последние образуют два крупных типа (таблица): 1 – развалы кристаллических пород (приуроченные к уступам кристаллического фундамента); 2 – сейсмогенные структуры осадочных толщ (выявлены среди комплексов фанерозойского чехла).

Эти образования образуют устойчивые пространственные ассоциации. Такие ассоциации, или сонахождения по своей сути отвечают парагенезам [5]. Если расположить *разновозрастные* структуры (рисунок, А) в виде единого ряда (рисунок, Б), опираясь на реконструируемые величины интенсивности порождающих подобные структуры землетрясений в направлении от наибольшей интенсивности в эпицентральной области к наименьшей, получим пример «абстрактной» [5] формации сейсмогенных образований. В ее пределах находят свое место все типы выявленных структур. Следовательно, в свою очередь, каждый из выявленных типов

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

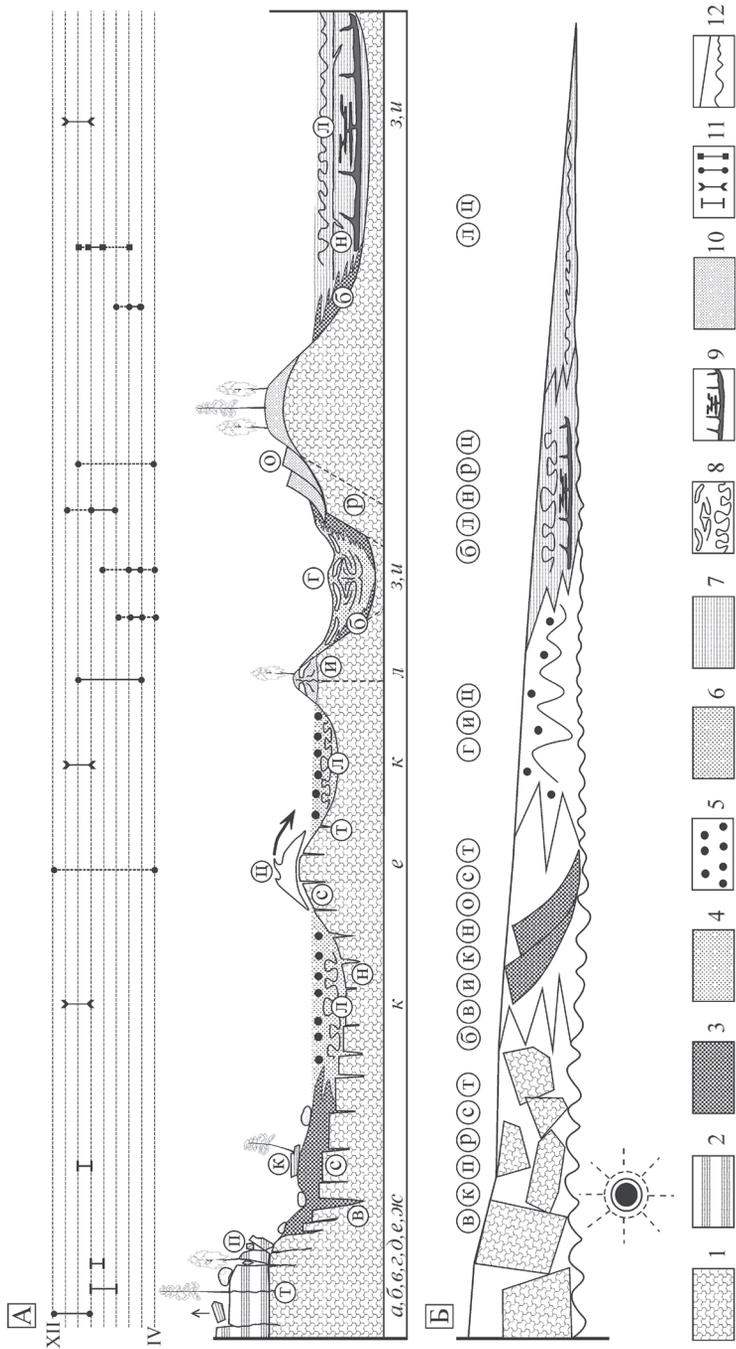


Рисунок. Реконструируемый формационный ряд (А) и абстрактная (Б) формация сейсмогенных образований со значениями интенсивности порождающих сейсмических событий по: [4].

1 – фундамент (нерасчлененный); 2 – палеопротерозойские вулканогенные породы; 3 – присклоновые и прибрежные обвально-оползневые грубозернистые отложения; 4 – озерно-болотные отложения; 5 – отложения заплесков, катастрофических прорывов порогов стока ледниковых озер и цунами; 6 – отложения грабенообразных синклиналей проседания; 7 – бассейновые отложения; 8 – будино- и линзообразные структуры, роллы, диапиры (пластичнодеформированные образования) «горизонтов сейсмических событий»; 9 – кластические дайки и силлы горизонта хрупких деформаций; 10 – отложения озовых гряд и оползневых тел; 11 – шкала (сплошные линии – выявленные, пунктир – теоретические значения проявлений) значений интенсивности порождающих сейсмических событий по следующим литературным данным; 12 – верхняя и нижняя несогласные границы формации сейсмитов; черным закрашенным кружком показана эпицентральная область. Буквы в кружках: б – присклоновые брекчии обрушения и оползания; в – воронки засасывания; г – синклинали гравитационного проседания; и – песчаные интрузии, инъекции и вулканчики; к – каменные развалы; л – ликвификационные явления; н – нептунические и кластические дайки; о – оползни; п – пещеры и «пьяный лес»; р – разрывные нарушения; с – смещения поверхности бараньих лбов; т – трещины; ц – цунами; вертикальная стрелка показывает направление подброса глыб. Буквы курсивом соответствуют выделенным типам сейсмодислокаций (см. таблица)

сейсмитов может являться фрагментом *одновозрастного* этому типу аналогичного ряда (формации) сейсмогенных структур, связанных с конкретным сейсмическим событием.

Такие формации являются индикаторами процессов активизации земной коры в сейсмогенерирующих активных зонах и имеют несогласные границы, а также – различное вещественное наполнение в зависимости от представительности набора фациальных обстановок и расстояния от эпицентров землетрясений. Сейсмогенные формации, с одной стороны, осложняют платформенные формации, не меняя общей направленности тектонического режима. С другой стороны, в случае крупных землетрясений могут иметь значительно большее латеральное распространение.

Таким образом, с привлечением формационного подхода открываются новые возможности изучения сейсмогенных структур: от разобщенных геологических тел до рядов породных парагенезов в составе формаций, их картирования и прогноза в дополнение к существующим картам ОСР.

	Тип	Ассоциации
а,б	Уступы и обвалы Воронки засасывания	Осложняют выступы кристаллических пород, согласуются с общим простиранем разрывов зон дислокаций
в	Каменные развалы	Осложняют вершины и обрывистые склоны возвышенностей кристаллических пород с зияющими трещинами, провалами
г,д	Пьяный лес Обрывы в приразломных зонах в кристаллических породах	Развиты вдоль зон дробления, осложняющих склоны холмов, сложенные кристаллическими породами
е	Смещения и расколы поверхностей бараньих лбов	Осложняют выступы кристаллических пород, согласуются с общим простиранем разрывов зон дислокаций
ж	Пещеры	Осложняют зоны дробления, вдоль склонов возвышенностей, сложенные кристаллическими породами
з,и	Дислокации древних терригенно-карбонатных отложений: а – субслойные срывы, надвиги, диапироподобные и будино- и линзообразные структуры, роллы; б – нептунические дайки, зоны трещиноватости, ступенчатые и листрические сбросы, грабен-синклинали с брекчиями обрушения и складки	а – развиты в слое «горизонта сейсмических событий» (ГСС), испытавшем пластичные деформации; б – сингенетичные дислокации, развиты в подстилающем слое, испытавшем хрупкие деформации
к	Дислокации поздне- и постледниковых озерных и озерно-аллювиальных песчаных отложений: а – конволютная слойчатость, складки, диапиры, пережимы и раздувы слоев; б – разрывы с брекчиями обрушения, нептунические дайки, в – грабены	а – развиты в слое ГСС, испытавшем пластичные деформации; б – сингенетичные дислокации, развиты в подстилающем слое, испытавшем хрупкие деформации; в – осложняют весь разрез толщи
л	Структуры ликвификации позднеледниковых флювиогляциальных отложений	Осложняют разрезы озовых гряд, ассоциируют с разрывными нарушениями

Благодарности. Работа выполняется в рамках темы госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Колодяжный С.Ю., Терехов Е.Н., Балугев А.С., Полещук А.В., Зыков Д.С. Тектоника и этапы эволюции Балтийско-Мезенской сдвиговой зоны в фанерозое, северо-запад России // Геотектоника. 2020. № 1. С. 3–22.

2. Николаева С.Б., Вашков А.А. Гляцио- и сеймотектонические структуры на восточной окраине Фенноскандинавского щита: проблемы типизации и критерии выделения // Труды Фермановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. 19. С. 260–265.

3. Никонов А.А., Полещук А.В., Зыков Д.С. О новейших разрывах и палео-сейсмодислокациях в Онежской палеопротерозойской структуре Балтийского щита (Восточно-Европейская платформа) // Тр. КарНЦ РАН. Сер. геол. док-мента. 2017. С. 1–25.

4. Полещук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. К проблеме типизации сейсмогенных структур юго-восточной окраины Балтийского щита Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2020. Т. 95. № 1. С. 3–13.

5. Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.

**О.П. Полянский¹, А.В.Прокопьев², О.В. Королева²,
В.А. Симонов¹, А.В. Котляров¹, Г.А. Широких¹**

Рифтовый механизм и параметры формирования дайковых поясов девонской Якутско-Виллюйской изверженной провинции (Сибирская платформа)

Проблема взаимосвязи и синхронности рифтогенеза континентальной литосферы и формирования крупных магматических (трапповых) провинций остается остро дискуссионной. Существуют две главных концепции, объясняющие механизм образования рифтов. Причинами могут быть 1) плитотектонические силы, действующие на границах плит и приводящие к «пассивному» рифтогенезу и 2) астеносферные или мантийные

¹ Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

силы, приводящие к «активному» рифтогенезу [1]. Известно, что многие крупные изверженные провинции (LIP) пространственно совмещены с внутриконтинентальными прогибами, в частности, с рифтовыми [2]. В рифтовых бассейнах, как это показано в [3], раскрытие за счет тектонических сил сопровождается сопутствующим внедрением базитов и андерплейтингом в основание коры. Одним из масштабных примеров совместного проявления рифтинга и магматической активности является среднепалеозойский Виллойский осадочный бассейн и Якутско-Виллойская LIP, охватывающая всю его территорию. Количественные оценки объема изверженного вещества в этой структуре (около 200 тыс. км³) позволяют отнести ее к крупной изверженной провинции [3]. Важным аспектом формирования Виллойского рифта является связь дайкообразования и величины растяжения. Рои даек Виллойско-Мархинского, Контайско-Джербинского и Чаро-Синского поясов интегральной мощностью в первые километры и протяженностью в 800, 200 и 250 км являются характерным признаком континентального рифтогенеза.

С целью корреляции процессов растяжения и дайкового магматизма нами был определен возраст внедрения даек на основе ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопных отношений в плагиоклазе и клинопироксене [4]. Группируя полученные данные по дайковым поясам, установлено следующее распределение. Для даек северо-западного Виллойско-Мархинского пояса определены возрасты 376–359; в пределах приосевого Контайско-Джербинского пояса – 379–368; для даек юго-восточного Чаро-Синского пояса – 385–362 млн лет. Анализ пространственного распределения возрастов даек не показывает омоложения возраста даек от краевых зон к центральной оси рифтового бассейна.

Результаты изучения расплавных включений в минералах дали возможность оценить *P–T*-параметры мантийных источников исходных глубинных расплавов, ответственных за формирование долеритов Виллойского рифта, установить этапы кристаллизации, их физико-химические особенности [5]. Полученные данные по составам стекол расплавных включений в минералах долеритов показали, что исходные магмы для долеритов Виллойского рифта генерировались на двух мантийных уровнях: 85–60 км (1480–1400 °С) и 55–45 км (1360–1320 °С). Возможно, двухуровневое расположение очагов магмогенерации может объяснять два возрастных пика базитового магматизма.

Для объяснения механизма рифтогенеза и продолжительности дайкообразования в течение около 10 млн лет нами было выполнено численное моделирование методом конечных элементов процесса подъема мантийных магм через литосферу платформы и взаимодействия с корой. Модель разработана на основе геологических, петрологических и геофизических данных, характеризующих структуру Виллойской LIP [6, 7].

Полученные данные позволяют рассматривать две модели развития Вилуйского бассейна. Первая модель основывается на последовательности магматизма при спрединге, когда более древние дайки занимают крайнее положение, а более молодые расположены в осевой зоне рифта. Согласно этой модели, краевые дайки Вилуйско-Мархинского и Чаро-Синского поясов должны были быть древнее, чем Контайско-Джербинского, однако этого не наблюдается [4].

В работе [8] предложена «антиплюмовая» модель магматизма Вилуйского рифта, согласно которой декомпрессионное плавление гетерогенной литосферной мантии происходило последовательно на разных глубинах раскрытия рифта. Как показано в [9], растяжение континентальной литосферы генерирует лишь незначительный объем расплава, если степень растяжения не превышает 2 и потенциальная температура в сублитосферной мантии составляет не более 1380 °С. Наши данные бэкстриппинг-анализа предсказывают небольшую величину растяжения литосферы в $\gamma = 1.3-1.4$ раза, поэтому причиной масштабного магматического события декомпрессионное плавление, по-видимому, не является.

Второй сценарий основан на модели магма-контролирующего или «активного» рифтинга [1]. Значения изотопного возраста даек варьируют от 373–374 млн лет в основной пик дайкообразования до 364–362 млн лет в последующий. Такая длительность внедрения магм может быть объяснена разрастанием области субкорового андерплейтинга базальтовой магмы. В рамках этого механизма объясняется небольшая величина оценок степени растяжения коры в индивидуальных впадинах – Линденской, Тангнарынской, Кемпендяйской, Сарсанской – в пределах $\beta = 1.1-1.4$. Корреляция по времени внедрений больших масс базитовой магмы и резкого ускорения погружения и растяжения в прогибе доказывает, что как тектонический, так и плюмовый фактор определяли механизм формирования Вилуйского рифта. Датирование даек показало, что позднедевонский базитовый магматизм Вилуйской изверженной провинции был двухэтапным и более длительным в отличие от излияния Сибирских пермо-триасовых траппов. Его интенсивность хорошо коррелирует со скоростью погружения фундамента бассейна. Два импульса дайкообразования происходили в течение этапа быстрого погружения фундамента бассейна в интервале 380–360 млн лет со скоростью осадконакопления 100–130 м/млн лет при средней скорости 10–20 м/млн лет.

Численное моделирование показывает, что длительность одиночного импульса базитового магматизма, состоящего из этапа проникновения порции магмы через мантийную часть литосферы и этапа андерплейтинга под основанием коры составляет около 10 млн лет, что согласуется с данными по изотопному датированию периодов дайкообразования. Поэтому наиболее реальной является комбинированная модель, совмещаю-

шая «активный» и «пассивный» механизмы рифтогенеза. Наши данные подтверждают представления о воздействии мантийного плюма/диапира на литосферу, вызвавшего наряду с тектоническими причинами формирование Вилуйского девонского рифта.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 23-27-00130.

Литература

1. *Sengor A.M.C., Burke K.* Relative timing of rifting and volcanism on the earth and its tectonic implications. // *Geophys. Res. Lett.* 1978. V. 5. 419–421.
2. *Bryan S.E., Ernst R.E.* Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // *Earth-Science Reviews.* 2008. V. 86. P. 175–202.
3. *Ernst R.E.* Large igneous provinces. Cambridge University Press, 2014. 653 p.
4. *Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В.* Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна на основе реконструкций осадконакопления и математических моделей // *Геология и геофизика.* 2013. Т. 54. С. 163–183.
5. *Симонов В.А., Полянский О.П., Котляров А.В., Карманов Н.С., Прокопьев А.В., Королева О.В.* Физико-химические параметры палеозойского магматизма Вилуйского бассейна (Сибирская платформа) – результаты исследования расплавных включений. XIX Всеросс. конф. по термобарогеохимии, посв. памяти И.Т.Бакуменко. Тез. докл.; ИГМ им. В.С. Соболева СО РАН. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. С. 91–92.
6. *Полянский О.П., Прокопьев А.В., Королева О.В., Томишин М.Д., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлов В.Г., Васильев Д.А.* Природа теплового источника базитового магматизма при формировании Вилуйского рифта на основе данных о возрасте дайковых поясов и численного моделирования // *Геология и геофизика.* 2018. Т. 59. № 10. С. 1519–1541.
7. *Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitsky A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A.* Temporal correlation between dyke swarms and crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // *Lithos.* 2017. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2017.02.020>.
8. *Masaitis V.L.* Devonian volcanism of the Patom-Vilyui aulacogen: multiple melting of inhomogeneous mantle sources // *Russ. J. Regional geology and metallogeny,* 2006. V. 29. P. 27–49.
9. *McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrology.* 1988. V. 29. P. 625–679.

Эрозионно-тектонические останцы северного склона Северо-Западного Кавказа

Структуры бокового сжатия являются типичными для всех складчато-надвиговых поясов. Нашли они отражение и на итоговых геологических картах Северо-Западного Кавказа последних десятилетий [1, 2, 9]. Их критический анализ показал, что подобные построения и выводы требуют существенной корректировки [4–6] и привлечения более доказательной фактологической базы. В этом отношении заслуживает внимания информация о наличии ранее практически не изученных тектонических останцов, – свидетелей проявления крупных горизонтальных тектонических перемещений в регионе [7].

Тектоническими останцами (клиппами) являются горы Шебш, Крепостная, Собер-Баш, Шизе, Лисицина, Шапсуг, Шибик и, возможно, другие. Наиболее представительный материал имеется для Собер-Башского останца, который может служить тектонотипическим [8]. Гора Собер-Баш располагается на водоразделе между долинами рек Убин и Афипис на северном макросклоне Северо-Западного Кавказа. Массив трапециевидной формы, с крутыми склонами и плоской вершиной (рис. 1) размерами 1×0.5 км и высотой до 735.8 м. В тектоническом отношении гора приурочена к одноименной крупной синклинали, входящей в состав Абино-Гунайской структурной подзоны. Синклиналь выполнена отложениями нижнемелового возраста. Непосредственно на вершине г. Собер-Баш сохранились от размыва отложения альба, сенона–турона и маастрихта.

Обнажение расположено на юго-западном склоне г. Собер-Баш. Высота коренных выходов пород 60 м, длина в основании 250 м (рис. 2). Крутой его склон представляет собой стенку отрыва оползня, размерами 400×500 м. В обнажении на высоте 545 м обнаружена зона сложных тектонических деформаций мощностью около 5 м. Подстилающие отложения представлены горизонтально залегающими мергелями, известняками, песчаниками. Перекрывающие слои залегают субпараллельно подстилающим, состоят из мергелей с тонкими прослоями глины и песчаника.

Дислокации коренных пород в обнажении явно не гравигенные, а эндогенные. Об этом свидетельствует концентрический тип принадвиговых складок, в том числе с крутыми шарнирами. Многие складки внутри зоны оторваны от своего основания (горизонтального слоя). В основном же шарниры лежащих складок субгоризонтальные, что говорит об их принад-

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия



Рис. 1. Гора Собер-Баш. Вид с севера на юг

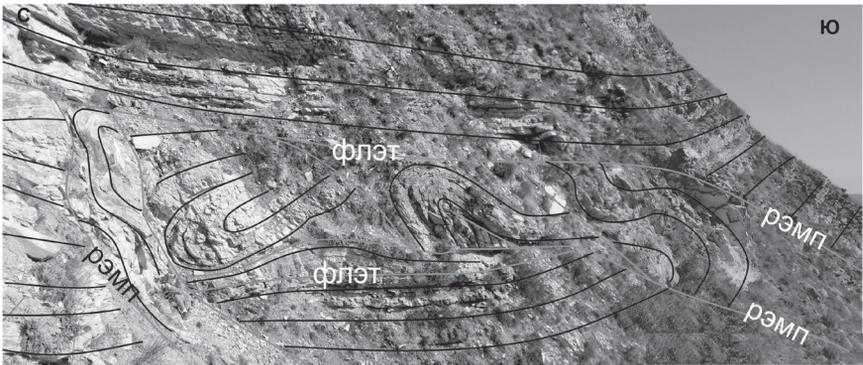


Рис. 2. Складки послойных и секущих надвигов в обнажении г. Собер-Баш [8]

виговом генезисе. Наблюдаются локальные круто падающие шарниры, характерные для нейтральных присдвиговых складок и для зон сдвигонадвигов. Сдвиговые смещения подтверждаются зеркалами скольжения в ограничениях пластов и отдельных кальцитовых жилах. Ядра изоклиналильных принадвиговых складок сложены некомпетентными породами. Это свидетельствует о послойном срыве по ним с формированием «смятия одного слоя». Поэтому пережатые ядра интерпретируются нами как сложенные сместители надвигов [8]. Пространство между складками заполнено обломочным материалом разной размерности. Важным под-

тверждением эндогенного происхождения дислокаций являются секущие жилы крупнокристаллического телетермального кальцита.

В известняках из зоны дислокаций содержатся ядра фораминифер (здесь и далее определения Т.Н. Пинчук, КубГУ): *Globigerinelloides* sp.cf., *Hedbergella* sp.cf., *Globotruncana* sp.cf., *Globotruncana* aff. *marginata* (Reuss), *Globotruncana* aff. *rensi* (Gand.). В песчаниках обнаружен такой же комплекс ядер фораминифер *Globigerinelloides* sp.cf., *Hedbergella* sp.cf., *Globotruncana* sp.cf. В слабо известковистом песчанике определены обломки спикул губок, игл морских ежей и ядра фораминифер: *Eponides* aff. *moskvini* (Keller), *Globigerinelloides* sp.cf., *Hedbergella* sp.cf., *Globotruncana* sp.cf., *Bolivina* sp. В выше- и нижележащих недислоцированных толщах обнаружен аналогичный набор микрофауны. По заключению Т.Н. Пинчук возраст вмещающих ее отложений соответствует кампану—маастрихту.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что на юго-западном склоне г. Собер-Баш присутствует мощная зона тектонических деформаций, соответствующая крупному послыльному срыву в разновозрастных породах, расположенному в основании пологого тектонического покрова. Гора Собер-Баш интерпретируется нами как тектонический останец (клипп) [8]. Значительная толщина зоны деформаций (5 м) указывает на масштабность горизонтальных тектонических перемещений. Морфология дислокаций говорит о движении аллохтона в северо-западном направлении.

Для определения времени формирования тектонического покрова представляет интерес информация, изложенная в статье [3]. В прилегающих районах г. Собер-Баш в обнажениях долины р. Убинка в палеоэоценовых глинах обнаружены олистолиты, состоящие из интенсивно трещиноватых и брекчированных слоистых известняков маастрихта, смятых в мелкие складки с зеркалами и секущими их жилами, не прослеживающихся во вмещающем матриксе. Это дает основание сделать вывод о формировании складчатых и разрывных структур внутри обломков заведомо до попадания их в олистостромовую толщу. Олистолиты маастрихта могут быть сформированы в результате разрушения перемещающегося к северо-западу аллохтона, хотя не исключено, что это кластолиты в составе эндогенного меланжа.

Крепостной тектонический останец сложен поздне меловыми—эоценовыми отложениями, образующими одноименную сильно тектонически нарушенную синклинальную складку. Покров шарьирован с севера на меловые отложения автохтонного комплекса. Помимо различной степени деформации пород аллохтона и автохтона, наличие покрова устанавливается по тектоническому сдваиванию поздне меловых разнофациальных образований: если аллохтон сложен субфлишевой терригенно-карбонатной, участками красноцветной, с горизонтами олистостром, формацией,

то в автохтоне – это преимущественно карбонатные-известняково-мергельные образования субплатформенной формации (свиты джинальская, джегутинская и прасоловская). Тектонический срыв покрова отражается в рельефе в виде отрицательных, часто заболоченных, форм рельефа и по присутствию вязких голубоватого цвета деструктивных глин, слагающих матрикс зоны меланжа [2].

Останец г. Лисицына представляет собой субширотную антиклинальную складку. Ее ядро сложено глинистыми отложениями раннемелового возраста, которые перекрываются по пологим надвигам кампан-маастрихтскими субфлишевыми терригенно-карбонатными образованиями [7].

Другим примером являются Шибикский и г. Шизе тектонические покровы и Шапсугская тектоническая пластина. В основании тектонических покровов Шибикского и г. Шизе в естественных обнажениях выявлена мощная (более 50 м под покровом г. Шизе и более 100 м под Шибикским тектоническим покровом) зона меланжа. Меланж вскрывается скважинами № 119 и № 19, где он представлен глинистым матриксом, содержащим глыбы и обломки преимущественно верхнемеловых известняков, а также обломками песчаников, мергелей палеоцен-эоценового возраста. Геологами-нефтяниками меланж интерпретировался как сопочная брекчия – продукт грязевого вулканизма. [2].

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о гораздо более сложном строении северного склона Северо-Западного Кавказа, чем это считалось ранее. Широкое развитие здесь дислокаций бокового сжатия, шарьяжей и тектонических останцов требует серьезной ревизии предшествующих структурных построений. Получение объективной информации о тектонике региона позволит более обосновано подойти к оценке перспектив его нефтегазоносности [5].

Литература

1. *Гавришев В.А.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Скифская серия. Лист L-37. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 215 с.

2. *Корсаков С.Г.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. второе, сер. Кавказская. Лист L-37-XXVII, Краснодар. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 233 с.

3. *Маринин А.В., Копяевич Л.Ф., Ступин С.И.* Геологическое строение участка долины р. Убинка (Северо-Западный Кавказ) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2011. № 5. С. 33–41.

4. *Попков В.И.* Чешуйчато-надвиговое строение Северо-Западного Кавказа // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 2. С. 223–226.

5. Попков В.И., Попков И.В. Структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности и возможные типы ловушек нефти и газа в складчатых зонах на примере Северо-Западного Кавказа // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2017. Т. 12. №2. http://www.ngtp.ru/rub/4/14_2017.

6. Попков В.И., Попков И.В., Тарасова Е.А. О необходимости применения методов балансировки при построении разрезов складчатых сооружений Северо-Западного Кавказа // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Т. XII. М.: ИИЕТ РАН, 2022. С. 176–181.

7. Попков В.И., Попков И.В., Толоконникова З.А. Клиппы северного склона Северо-Западного Кавказа // Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академия наук Республики Башкортостан. 2022. № 29. С. 32–38.

8. Попков В.И., Юдин В.В., Попков И.В., Толоконникова З.А. Тектоника горы Собер-Баш (Северо-Западный Кавказ) // Геология и геофизика юга России. 2022. Т. 12. № 1. С. 51–61.

9. Снежко В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Скифская серия. Лист L-37. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. 829 с.

Н.В. Правикова¹, А.М. Никишин¹, К.Ф. Старцева¹

Построение балансированного разреза через Пегтымельский инверсированный рифт в Северо-Чукотском прогибе

В последние годы появилось большое количество сейсмических данных по Арктическому региону. Многие из них собраны нами в единый проект [4]. Сейсмические данные скоррелированы со скважинными данными в Американском секторе [3]. В результате была построена новая схема сейсмостратиграфии [2].

В рамках новой схемы проинтерпретирован композитный сейсмический профиль (рисунок, А), пересекающий Пегтымельский инверсированный рифт. Были выделены сейсмические горизонты с возрастными 0, 20, 34, 45 и 125 млн лет. Граница 125 млн лет отвечает границе акустического

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

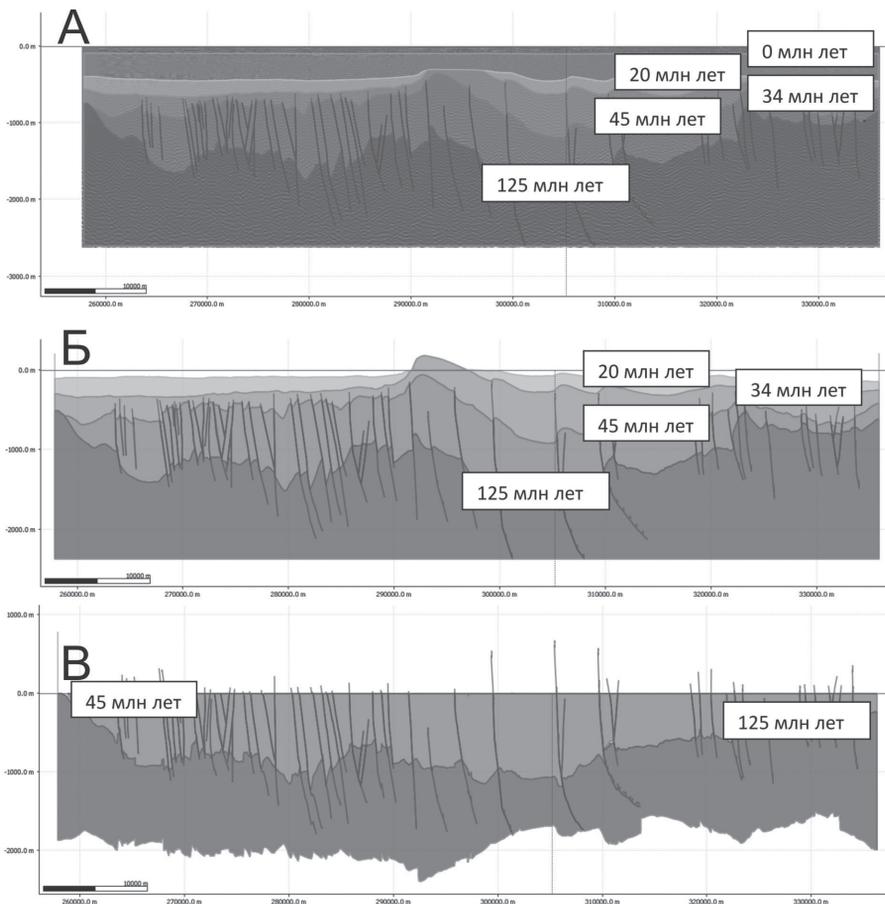


Рисунок. А. Композитный сейсмический профиль для района Пегтымельского рифта и его геологическая интерпретация. Б. Интерпретация профиля со снятыми отложениями 0–20 млн лет и восстановленными отложениями с возрастом 34–45 млн лет. В. Интерпретация профиля со снятыми отложениями 0–20, 20–34 и 34–45 млн лет. Разрез выровнен на горизонт 45 млн лет

фундамента и чехла. В подошвах границ 34 и 20 млн лет отчетливо выделяются резкие угловые несогласия.

В программе Move было последовательно проведено восстановление условий формирования чехла. На первом этапе были сняты отложения возрастом 0–20 млн лет, нижележащие отложения были разуплотнены. В центральной части рифта восстановлены сэродированные осадки с возрастом 34–45 млн лет (рисунок, Б). Горизонт 34 млн лет был

отстроено параллельно нижележащим отложениям с учетом изменения мощности и направления оси складки. На этой стадии реконструирован рифт после инверсии. Далее отложения последовательно восстанавливались по надвигам, было проведено выравнивание разреза на горизонт 20 млн лет.

На втором этапе реконструкций были сняты отложения возрастом 20–34 млн лет, нижележащие отложения разуплотнены, получившийся профиль восстановлен по надвигам и выровнен на горизонт 34 млн лет.

На третьем этапе были сняты отложения 34–45 млн лет и произведено выравнивание на горизонт 45 млн лет. В результате получился рифтовый прогиб с двумя осями погружения, полностью заполненный осадками (рисунок, В).

Угловым несогласиям 20 и 34 млн лет соответствуют этапы главных деформаций. Можно сделать вывод, что инверсия рифта происходила в течение всего этого интервала времени. Направление сжатия совпадает с таковым в полосе надвигов Врангеля–Геральда и ее западного продолжения [2], а выделенные нами этапы деформаций – с таковыми в Южно-Чукотском бассейне [1] и в районе поднятия Менделеева [5].

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00160, <https://rscf.ru/project/22-27-00160/> «Геологическое строение и история формирования района поднятия Менделеева в Арктическом океане».

Литература

1. *Ихсанов Б.И.* Позднемезозойские и кайнозойские деформации в осадочных бассейнах акватории Чукотского моря. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2014. 22 с.

2. *Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е., Клутиг С., Малышев Н.А., Петров Е.И., Посаментьер Х., Фрейман С.И., Линева М.Д., Жуков Н.Н.* Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Американо-Чукотского бассейна // Геотектоника. 2019. №6. С. 1–24.

3. Mineral Management Service (MMS) 2006. Chukchi Sea Province Summary, 2006, Assessment- Alaska Region, World Wide Web Address: Seismic Framework, US Chukchi Shelf 13, <http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga.HTM>.

4. *Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Korniyuchuk A.V., Morozov A.F., Petrov O.V., Poselov V.A., Beziazykov A.V., Skolotnev S.G., Malyshev N.A., Verzhbitsky V.E., Posamentier H.W., Freiman S.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Zhukov N.N.* Arctic Ocean Mega Project: Paper 1 – Data collection // Earth-Sci. Rev. 2021. V. 21. N 7. 103559. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103559>.

5. Nikishin A.M., Rodina E.A., Startseva K.F., Foulger G.R., Posamentier H.W., Afanasenkov A.P., Beziazykov A.V., Chernykh A.A., Malyshev N.A., Petrov E.I., Skolotnev S.G., Verzhbitsky V.E., Yakovenko A.V. Alpha-Mendelev Rise, Arctic Ocean: A double volcanic passive margin // *Gondwana Research*. 2023. DOI: 10.1016/j.gr.2022.10.010

Е.С. Пржиялговский¹, Е.В. Лаврушина¹

Структуры и особенности деформации верхнепалеозойских отложений Юго-Восточного Предуралья

Каменноугольные и нижнепермские карбонатно-кремнистые и терригенно-карбонатные флишевые отложения восточной окраины Восточно-Европейской платформы выходят на поверхность вдоль всего западного склона Урала, и в южной части этой протяженной зоны многие разрезы исторически рассматривались и частично рассматриваются поныне в качестве стратотипов. Хорошая обнаженность верхнепалеозойского комплекса обусловлена деформацией и частичной денудацией пород на завершающих стадиях развития, располагавшегося восточнее герцинского складчатого сооружения. Целенаправленное изучение тектоники Южного Предуралья, проводившееся многими авторитетными исследователями за последние сто лет, например, А.А. Богдановым (1947), Б.М. Келлером (1949), И.В. Хворовой (1961), В.В. Эзом (1965), М.А. Камалетдиновым (1967), П.Е. Оффманом (1972), С.В. Руженцевым (1976), составителями карт государственной геологической съемки и прогнозных отчетов, не позволило окончательно решить многие вопросы строения и тектонической эволюции этой зоны.

Ключевой проблемой является определение парагенетического единства складчатых и разрывных структур разных масштабных уровней и построение обоснованных геологических разрезов на всю глубину залегания палеозойских отложений, увязанных с определенной моделью деформационного процесса. Эта задача затрагивает сферу интересов не только тектоники и геодинамики, но также весьма актуальна при решении задач стратиграфии и оценки перспектив нефтегазоносности Южного Предуралья.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

В процессе полевых структурных исследований, которые проводились в Икско-Сакмарском сегменте зоны передовых складок Южного Предуралья были изучены парагенетические ряды разноранговых структур, сформировавшихся в условиях латерального субширотного сжатия верхнекоровых комплексов пород. Преобладание изгибного механизма деформации слоев макроуровня предопределило развитие складчато-надвиговых ансамблей с пологими срывами-детаachmentами в пределах самого палеозойского чехла. В приповерхностном слое более крутые надвиги и взбросы меридионального простирания часто субпараллельны слоистости и маскируются зонами приразломных изоклинальных складок. Некоторые взбросы, часто приуроченные к западным крутым крыльям гребневидных антиклиналей (что отмечалось во многих предшествующих исследованиях), проявляются при структурном дешифрировании космических снимков высокого разрешения. Более мелкие складки компетентных слоев известняков и песчаников (масштаб мезоуровня) обычно развиты внутри пачек относительно пластичных глинистых пород. Положение их осевых поверхностей, ориентированных субпараллельно или дивергентно по отношению к более крупным структурам и асимметричная S- или Z-образная морфология складок исключают формирование внутрислойных складок в процессе сжатия пачек слоев, предшествующего их изгибу. Вероятным механизмом их возникновения является внутрислойное течение пород при изменении мощностей отдельных слоев и пачек. Наиболее интенсивная и слабо упорядоченная мелкая складчатость и внутрислойные срывы отмечаются в замках крупных синклиналей с увеличенной мощностью тонкослоистых пачек.

Увеличение степени сжатия слоев в ядрах крупных антиклиналей вплоть до изоклинальных указывает на наличие пологого срыва в основании смятых в складки слоев. Однако, положение и ориентировка выходящих на поверхность крутых субпослойных рампов-взбросов, морфологически связанных с нижележащим тектоническим срывом-детаachmentом, могут быть установлены только при детальном картировании. Определенные нами амплитуды приповерхностных взбросов восточного и западного падения невелики и, очевидно не коррелируются со смещениями по главному детаachmentу. Анализ результатов структурного дешифрирования и имеющихся геологических карт дает основание заключить, что на простирании той же зоны к югу роль взбросов, осложняющих складчатую структуру ослабевает, уменьшаются их количество и амплитуды смещения по ним. Вопрос о существовании пологого тектонического срыва в основании деформированных в складки верхнепалеозойских комплексов южнее широтного сегмента долины Сакмары остается открытым.

Отмеченные особенности деформационной структуры зоны передовых складок Урала важны при определении структурно-тектонической

обоснованности стратиграфической непрерывности и полноты разрезов, некоторые из которых признаны в качестве стратотипов ярусов нижнего отдела пермской системы. Можно отметить, что несмотря на интенсивность структурной переработки, в большинстве исторических разрезов-стратотипов стратиграфическая последовательность не нарушена. В то же время на участках крутого моноклинального залегания слоев в крыльях крупных складок (например, в пересечениях Курмаинской гряды долинами рек Сакмара и Ассель, где, собственно, и были впервые описаны одноименные ярусы пермской системы) можно констатировать сокращение мощности и, возможно, «выпадение» из разреза отдельных пачек слоев. Поэтому пригодность того или иного разреза для решения стратиграфических задач или подтверждение их статуса стратотипа требует специального целенаправленного изучения структуры и дополнительной стратиграфической верификации с привлечением современных методов.

Исследования выполнены по теме гранта РФФИ № 23-27-00462.

**А.В. Прокопьев¹, Д. Стокли², В.Б. Ершова³,
Д.А. Васильев¹**

Реконструкция питающих провинций триас-юрских осадочных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области по данным датирования обломочных цирконов и ограничения при создании геодинамических моделей

Было проведено U-Pb LA-ICP-MS датирование более 4000 обломочных цирконов (30 новых образцов) из триасовых и юрских песчаников запада и центральной части Верхояно-Колымской складчатой области в Университете Техаса в Остине, США. Были исследованы: Южный фланг Приверхоянского краевого прогиба, Южно-Верхоянский синклинорий, Кобьюминский грабен, Сартангский синклинорий, Кулар-Нерский террейн, Иньяли-Дебинский синклинорий, Илин-Тасский (Момский) антиклинорий, западный фланг и центральная часть Полоусного синклинория,

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, Якутск, Россия

² Jackson School of Geoscience, University of Texas at Austin, USA

³ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

западная часть Нагонджинского террейна. Проведено сравнение новых данных с опубликованными нами ранее.

В настоящее время нет единого мнения о времени и механизмах формирования Колымо-Омолонского супертеррейна (КОМ) и Уяндино-Ясачненской (УЯ) магматической дуги. Образование последней связывают с зоной субдукции, но ее положение и полярность определяются по-разному. Многие исследователи полагают, что зона субдукции располагалась к северо-востоку (здесь и далее в современных координатах) от дуги и в качестве преддугового прогиба рассматривают волжские толщи Илинть-Тасского антиклинория, а флишевые юрские отложения УЯ дуги и Полоусного синклинориев – как накопления ее тылового прогиба. Либо же обосновывается положение УЯ дуги на окраине КОМ и ее формирование связывается с зоной субдукции, располагавшейся к юго-западу от нее и наклоненной под окраину супертеррейна. Юрские отложения Полоусного и Иньяли-Дебинского синклинориев при этом определяются как преддуговые, а волжские отложения Илинть-Тасского антиклинория – как задуговые. За последние десятилетия появилось много палеогеодинамических реконструкций ВКСО на позднемезозойское время, где авторы рассматривают различные конфигурации зоны субдукции и КОМ, но консенсуса найти пока не удастся. Одними из главных спорных вопросов являются: образование КОМ, существовал ли Оймяконский океан и полярность зоны субдукции при его закрытии, когда произошла коллизия супертеррейна и окраины Сибирского кратона, когда произошли основные деформации в осевой части ВКСО и с какими геодинамическими процессами они связаны. Проведенные нами исследования не могут однозначно ответить, к сожалению, на все эти вопросы, но могут наметить основные ограничения при построении моделей мезозойской палеогеодинамики этой части СВ Азии.

В триасе в пределах центральной части ВКСО осадконакопление на Верхоянской окраине происходило при устойчивом сносе кластики со стороны Сибирского кратона, что, в целом, подтвердило существующие представления. Возрасты цирконов во всех образцах демонстрируют большое сходство. Четко выделяются возрастные пики – ~280–320, 470–510, 1750–2000 и 2400–2700 млн лет, известными источниками цирконов этого возраста по аналогии с Западным Верхояньем являются Ангаро-Витимский батолит, каледониды Восточного Саяна и Прибайкалья, фундамент Сибирского кратона. Хорошо наблюдается пробел в возрастах цирконов ~800–1700 млн лет (Siberian Gap), отражающий практически отсутствие значимых эпизодов проявления кислого магматизма на Сибирском кратоне и его обрамлении. Это характерно как для Западного Верхоянья, Южно-Верхоянского, Сартангского синклинориев, так и Кулар-Нерского террейна. Таким образом, не вызывает сомнения, что крайние восточные

породы триаса Кулар-Нерского террейна являются дистальными отложениями Верхоянской окраины и связаны с дельтовыми и авандельтовыми обстановками палео-Лены. На севере Верхоянской окраины проведено сравнение распределения возрастов цирконов в образцах из триасовых отложений северо-востока Сибирской платформы, фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса и расположенных в ~500 км восточнее триасовых толщ Куларского антиклинория. Присутствие идентичных главных возрастных пиков в ~240, 300, 500, 1750–2000, 2300–2900 млн лет свидетельствует о их едином источнике и связи дельтового осадконакопления с речной системой палео-Таймыра, которая трассировалась со стороны Таймыра по северу Сибирской платформы в сторону Верхоянья. Таким образом, и на севере Верхоянской окраины не вызывает сомнения, что источники сноса в триасовое время для этого региона были одни и те же.

Спектры возрастов обломочных цирконов из юрских песчаников южной ветви Приверхоянского прогиба, центральной части Западного Верхоянья и Иньяли-Дебинского синклинория также крайне близки. В Иньяли-Дебинском синклинории одним из значимых пиков является ~300 млн лет. Магматических пород такого возраста практически нет на СВ Азии, но для более западных регионов он известен – Ангаро-Витимкий батолит. Согласно современной парадигме после среднепалеозойского рифтогенеза произошел откол континентального блока от восточной окраины – Омuleвского террейна, который в средней – начале поздней юры амальгамировал с комплексом террейнов различной геодинамической природы, образуя КОМ. Последний в конце поздней юры – начале мела при закрытии Оймяконского океанического бассейна столкнулся с восточной окраиной Сибири, формируя ВКСО. В рамках этой парадигмы считается, что юрские образования Иньяли-Дебинского синклинория накапливались не в Верхоянской окраине, а на противоположном борту Оймяконского бассейна и снос кластики происходил при эрозии пород КОМ. Однако, если все-таки предположить, что Оймяконский бассейн существовал, а сходство источников связано с тем, что размывались породы отколовшегося Омuleвского террейна, содержащие цирконы с провенанс-сигналами Сибирского кратона и подстилающиеся сибирским кристаллическим фундаментом, то невозможно объяснить присутствие такого большого количества цирконов с возрастом ~300 млн лет (поздний карбон – ранняя пермь), т.к. предполагается, что отчленение Омuleвского террейна должно было произойти раньше (средний девон – ранний карбон), чем на нем могли отложиться продукты размыва Ангаро-Витимского батолита. Таким образом, полученные данные свидетельствуют, что между Омuleвским террейном, Иньяли-Дебинским синклинорием и окраиной Сибирского кратона не было океанического пространства и транзит кластики как в триасовое, так и, по крайней мере, до начала позднеюрского времени, про-

исходил со стороны кратона. Только в этом случае в юрских песчаниках могли появиться карбон-пермские цирконы в таком большом количестве. При этом размывались и подстилающие отложения триаса, т.к. спектры распределения возрастов цирконов в триасовых и юрских породах этой части ВКСО очень близки.

Основной снос кластики при формировании Кобьюминского грабена происходил со стороны Удско-Мургалской и Кони-Тайгоносской вулканических дуг, а также при синхронной вулканической деятельности в пределах самого грабена. Так как этот грабен все-таки находится на юго-восточном фланге Верхоянской пассивной окраины, то, вероятно, обломочный материал поступал и с Сибирского кратона.

Волжские отложения Илин-Тасского антиклинория, расположенного к северо-востоку от хребта Черского, содержат цирконы, возраст которых несколько отличается от Иньяли-Дебинского синклинория. Накопление этих пород происходило после завершения деятельности УЯ дуги, вулканогенно-осадочные образования которой они перекрывают и продукты размыва которых поступали в бассейн седиментации. Поэтому не удивительно присутствие самых молодых пиков с возрастом ~160 млн лет. Кроме того, в расположенных западнее юрских отложениях Иньяли-Дебинского синклинория и Западного Верхоянья также присутствуют зерна такого возраста, как и отмеченные выше с возрастными пиками ~300 млн лет. Таким образом, мы предполагаем, что в поздневолжское время в основном происходил размыв приподнятых участков осевой части ВКСО. Отсутствие цирконов с возрастными пиками ~150 млн лет (гранитоиды Главного батолитового пояса) может свидетельствовать, что эти интрузивы к концу поздней юры еще не эксгумировались.

На севере ВКСО проведено сравнение спектров возрастов обломочных цирконов из песчаников северо-восточной части Сибирского кратона, западной и центральных частей Полоусного синклинория, и западного фланга Нагонджинского террейна. На западе и в центральной части Полоусного синклинория спектры возрастов обломочных цирконов близки. Здесь присутствуют молодые зерна с возрастными пиками ~165, 250–370, 485–495 млн лет, ярко выраженное отсутствие цирконов в интервале между 500 и ~1750 млн лет, и обилие докембрийских зерен с возрастными максимумами ~1750–2100 и ~2550–2900 млн лет. В целом, основное распределение возрастов сопоставимо с таковым из песчаников северной части Приверхоянского прогиба. Это позволяет предположить, что накопление юрских осадков происходило при сносе кластики со стороны севера Сибирского кратона. Расположенные восточнее ниже- и среднеюрские породы западной части Нагонджинского террейна содержат большое количество цирконов широкого возрастного диапазона ~175–950 млн лет и значительно меньше палео- и мезопротерозойского возраста. Тем не

менее, зерна такого возраста присутствуют как в юрских, так и триасовых отложениях севера Приверхоянского прогиба. Таким образом, можно предполагать, что здесь и в юрское время основным поставщиком кластики являлись породы севера Сибирского кратона.

На основе новых данных можно сформулировать некоторые ограничения, которые необходимо учитывать при построении палеотектонических реконструкций ВКСО на триас-юрское время: 1) осадконакопление в Западном Верхоянье, Кулар-Нерском террейне, Иньяли-Дебинском и Полоусном синклинориях в это время происходило в пределах Верхоянской пассивной окраины при сносе кластики со стороны Сибирского кратона; 2) океанического пространства (Оймяконский океан), разделяющего Кулар-Нерский террейн, Иньяли-Дебинский и Полоусный осадочные бассейны, не существовало; 3) зона субдукции, с которой связаны вулканы УЯ дуги и, вероятно, гранитоиды Главного и Северного батолитовых поясов, находилась не на юго-западе КОМ, а на окраине Сибирского кратона и ее наклон происходил в юго-западном направлении; 4) необходимо адекватное объяснение происхождения бат-келловейских конгломератов и олистостромы, отмечаемых в различных частях осевой зоны ВКСО, природы складчатости на рубеже средней и поздней юры.

Полевые работы выполнены частично по плану НИР ИГАБМ СО РАН, изотопно-геохимические исследования и интерпретация проведены при поддержке гранта РФФИ (№ 20-17-00169).

А.Ю. Пузик¹, Р.Г. Ибламинов¹

Развитие Кваркушко-Каменногорского рифта в позднем докембрии

Позднерифейские отложения Кваркушко-Каменногорского рифта представлены, сланцевыми породами клыктанской и федотовской свит ($RF_3 kl, fd$) и преимущественно терригенными породами усьвинской свиты ($RF_3 us$) [5].

На Кваркуше развитие раннебайкальского этапа началось с трансгрессивной обстановки накопления клыктанской сланцево-карбонатной свиты мощностью (h) до 650 м. Вышележащая федотовская свита (h до

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет (ПГНИУ), Пермь, Россия

1150 м) углисто-серицит-кварцевых сланцев содержит в средней части разреза базальт-риолитовый комплекс. Состав осадков свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления и инундационной тектонической обстановке. Наличие в усьвинской свите (h 1180 м) более грубообломочных пород даёт основание считать обстановку её образования регрессивной. Завершается разрез рифея вулканогенной щегровитской свитой, в её нижней части (h 820 м) преобладают базальты, андезибазальты и андезиты, иногда с подушечной отдельностью, в верхней 80-метровой толще присутствуют умеренно-щелочные породы: трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахиты, латиты наземного облика. Литолого-петрографические особенности пород щегровитской свиты свидетельствуют о переходе территории от регрессивной к эмерсивной обстановке.

Среднебайкальский этап фиксирует вендский разрез осадочных пород, который начинается танинская свита (h до 560 м) трансгрессивными базальными породами: тиллитовидными конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов. Среди обломков присутствуют хромиты сарановского комплекса. Песчано-глинистый состав вышележащей гаревской свиты (h 520 м) и перекрывающей её койвинской (h 200–250 м) алевролит-аргиллитовой с пелитоморфными известняками и доломитами характеризует продолжение трансгрессии и переход к мелководной лагунной обстановке. Инундационная обстановка наступила в бутонское время, осадки которого представлены углистыми алевроаргиллитами с прослоями песчаников (h 300–400 м). Бассейн, по-видимому, был замкнутым, достаточно глубоководным и характеризовался не только восстановительными условиями, но и повышенными содержаниями фосфора. Завершает разрез нижнего венда керносская свита (h 470 м). Её нижняя наибольшая по мощности часть представлена фосфатоносными песчаниками, а верхняя – карбонатно-вулканогенными породами. Она фиксирует переход от инундационной обстановки к регрессивной и эмерсивной с наземными излияниями. Перечисленные толщи среднебайкальского этапа образуют спарагмитовую формацию [6].

Вулканогенные породы объединены в дворецкий гиаломеланефелинит-трахибазальтовый комплекс. Определения абсолютного возраста Rb-Sr методом по трахиандезитам дали 559 млн лет, а Sm-Nd – 568 млн лет, что отвечает границе нижнего и верхнего венда. Дворецкий комплекс входит в состав щелочно-ультрамафитовой формации раннего венда.

В течение среднебайкальского этапа произошла рифтогенная тектономагматическая активизация региона с образованием характерной ассоциации магматических горных пород.

Позднебайкальский этап связан с третьим, завершающим, циклом неопротерозоя. Его начинает старопечнинская свита (h 200 м), которая,

как и вышележащие свиты, относится к верхнему венду. Она сложена тиллитовидными конгломератами, алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками, которые характеризуют трансгрессивную обстановку. Следующая, перевалокская свита (h 300 м), состоящая из слюдястых алевролитов и аргиллитов с многочисленными остатками органостенных организмов, характеризует более глубоководную инундационную обстановку. По мнению Д.В. Гражданкина и др. (2010), осадконакопление в старопечнинское и перевалокское время происходило в условиях подводной илистой равнины. Чернокаменная свита (h 800–1700 м), представленная чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников, может отражать регрессивную обстановку. Определения по туфовым цирконам абсолютного возраста пород показали 557 ± 37 млн лет, что соответствует верхнему венду. Завершает разрез венда усть-сылвицкая свита (h 350 м) песчаников с грубой слоистостью, присутствие которых может указывать на продолжение регрессивной обстановки. Осадконакопление, по мнению А.В. Маслова с коллегами, протекало в условиях продельтового фронта [7]. После этого наступает эмерсивная обстановка, о которой свидетельствует стратиграфический перерыв между вендом и палеозоем.

В новейших исследованиях вся толща верхнего венда отнесена к шпировой формации, которую в России предложил выделять В.Е. Хаин как нижнюю морскую молассу [8]. Накопление шпировой формации в позднем венде протекало в дистальных обстановках Мезенского Предтиманского предгорного палеобассейна [1].

В конце байкальской эпохи произошло закрытие рифта и поздневендские образования старопечнинской, перевалокской, чернокаменной и устьсылвицкой свит (V_2 sp, pr, sk, us) уже в условиях плитного режима перекрыли рифтогенные образования.

Таким образом, в течение неопротерозоя регион развивался циклично. Существовали три мегацикла: позднерифейский, когда накопился циклический ряд фалаховых, переходносланцевых и карбостромовых формаций общей мощностью около 3880 м, ранневендский цикл с накоплением спарагмитовой формации – 2125 м, поздневендский с накоплением шпировой формации – 2100 м. Последняя прослеживается по всей северо-восточной окраине Русской плиты.

Важной особенностью разреза неопротерозоя Центрально-Уральской области является наличие в ней вулканогенных пород. В позднем рифее инундационной обстановке наибольшего опускания соответствует бимодальный базальт-риолитовый федотовский комплекс. Эмерсивной обстановке конца первого мегацикла отвечает интенсивный андезит-базальтовый магматизм с образованием вначале нормально-щелочных, а в конце умеренно-щелочных пород (щегровитский трахибазальт-базальтовый комплекс).

В раннем венде вулканические образования завершают процесс осадконакопления и приурочены к регрессивной и эмерсивной обстановкам завершения цикла. Образуется дворецко-кусьинская вулканоплутоническая ассоциация [5], основу которой составляет дворецкий гиаломелане-фелинит-трахибазальтовый комплекс.

В породах верхнего венда вулканический материал присутствует в виде прослоев туфовой составляющей. Очевидно, что в начальной стадии формирования бассейна преобладал коровый риолитовый магматизм, который к концу рифейского мегацикла сменился мантийным базальтоидным, а затем при завершении ранневендского цикла – щелочным с явным глубинным мантийным источником [5].

Литература

1. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л.* Осадочные системы сыльвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 278 с.

2. *Зильберман А.М., Морозов Г.Г., Корелин Г.П.* Магматические комплексы Пермской серии листов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. Статей. Пермь: Перм. ун-т, 2002. С. 124–146.

3. *Ибламинов Р.Г.* К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении // Пермь: Пермский ун-т, 2001. С. 34–44.

4. *Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В.* Вулканические комплексы магматических формаций западного склона Среднего и Северного Урала // Литосфера. 2006. № 1. С. 76–90.

5. *Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б.* Сарановский комплекс: региональное положение, палеотектоника // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Вып. 18. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2015. С. 145–153.

6. *Курбацкая Ф.А.* Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1985. 38 с.

7. *Маслов А.В.* Литогеохимия терригенных пород верхнего докембрия Волго-Уральской области. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 248 с.

8. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.

**Е.В. Пушкарев¹, А.П. Бирюзова¹, И.А. Готтман¹,
Д.С. Юдин², А.В. Травин², Ю.А. Костицын³,
Т.Б. Баянова⁴, Н.М. Кудряшов⁴, П.А. Серов⁴,
Н.В. Родионов⁵, А.Н. Ларионов⁵**

Геотектонический пазл Хабаровнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале: хронология сборки

Хабарнинский мафит-ультрамафитовый аллохтон совместно с Кемпирсайским офиолитовым массивом образуют верхнюю тектоническую пластину Сакмарской зоны на Южном Урале [3, 4, 8]. Хабаровнинский массив состоит из 5 магматических комплексов и метаморфических пород основания аллохтона: 1) офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс; 2) восточно-хабарнинский (ВХК) дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовый комплекс; 3) молостовский комплекс малых интрузий клинопироксенит-габбро-гранитного состава; 4) аккермановский верлит-габбро-плагиогранитный комплекс; 5) метаморфические породы в основании Хабаровнинского аллохтона; 6) комплекс долеритовых даек, секущий все породы Хабаровнинского массива. С востока массив ограничен меланжевой зоной Главного уральского разлома, корневой для аллохтонов Сакмарской зоны [8]. Анализ вещественных характеристик пород из разных комплексов показывает, что они формировались на океанической, островодужной и коллизионной стадиях эволюции складчатого пояса. Наблюдаемые прямые геологические взаимоотношения между породами разных комплексов (не всех) позволяют реконструировать относительную последовательность формирования аллохтона, а результаты изотопно-геохронологических исследований помогают построить временную шкалу сборки этого геотектонического пазла.

Офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс слагает центральную часть аллохтона. Попытки определить возраст перидотитов Sm-Nd методом по валовым пробам пород и фракциям клино- и ортопироксена, не привели к получению результата. Согласно исследованиям других авторов, возраст офиолитовых массивов Урала соответствует ордовику – раннему силуру либо венду–кембрию [2, 4, 10, 11]. Однако считается,

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

⁴ Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия

⁵ Центр изотопных исследований, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

что формирование Уральского палеоокеана началось в среднем ордовике после фазы раннеордовикского рифтогенеза [4, 9].

Другим важным вопросом является определение времени шарьирования и обдукции офиолитов на океанические и континентальные комплексы. Считается, что главная фаза образования надвигов происходила в послезилаирское время [4]. Налегание Кракинского офиолитового аллохтона на зилаирские граувакки (D_3-C_1) подтверждает такие представления. На Хабаровинском аллохтоне по скважинам было установлено что офиолитовые перидотиты на глубинах 1000–1200 м подстилаются амфиболитами с прослоями серицит-углисто-кремнистых сланцев. Протолитом последних могла служить осадочная толща сакмарской свиты раннего силура, представляющая собой конденсированные кремнистые отложения континентального склона [4, 9]. Транспортные амфиболиты на поверхности обнажаются в двух блоках: Сучковском на северо-востоке и Белошапкинском на севере. По амфиболам из амфиболитов Сучковского блока $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом получен возраст 405 млн лет. Цирконы из гранатовых амфиболитов Белошапкинского блока, датированные U-Pb методом, также имеют возраст 405 млн лет. Более древний силурийский возраст 426 млн лет, по данным $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ метода, имеют амфиболиты, контактирующие с гарцбургитами. Эти данные свидетельствуют, что шарьирование перидотитов на вулканогенно-осадочные толщи началось в позднем силуре – раннем девоне, до начала активного вулканизма в Магнитогорской островной дуге.

Восточно-хабарнинский комплекс подстилает с востока офиолитовые перидотиты [3]. Он сложен дунитами, клинопироксенидами, вебстеритами и габброноритами, перечисленными в порядке залегания от кровли к подошве. Мафит-ультрамафитовая серия ВХК подстилается разнообразными метаморфическими породами гранулитовой и амфиболитовой фаций. Ориентировки деформаций в породах ВХК и в подстилающих метаморфитах согласны, что свидетельствует об едином плане динамотермальных событий. По набору пород и их составу ВХК сходен с комплексами Урало-Аляскинского типа [3]. В вебстеритах и габброноритах встречаются ксенолиты метагарцбургитов, гранулитов, кварцитов, амфиболитов, что свидетельствует о более молодом возрасте ВХК по отношению к офиолитовым перидотитам и метаморфитам. По данным Sm-Nd метода, вебстериты ВХК имеют возраст 411 ± 12 млн лет. Этому соответствует U-Pb возраст 412 ± 6 млн лет преобладающей популяции цирконов из габброноритов. Эти датировки можно рассматривать и как верхнее ограничение времени обдукции офиолитовых перидотитов на вулканогенно-осадочные толщи. Термальная эволюция ВХК проходила по регрессивному тренду, что связано с кристаллизацией магм на глубине и выведением их в верхние горизонты земной коры в виде горячего твердопластичного диапи-

ра совместно с интегрированными с ним метаморфическими породами. Процесс выведения сопровождался деформациями пород и гранитным анатексисом при ретроградном переходе комплекса на уровень амфиболитовой фации и мобилизации флюида. Этот этап фиксируется на границе раннего и среднего девона 397–387 млн лет. Термоизотопная история ВХК завершается в позднем девоне на уровне 370–360 млн лет. Вероятно, эти события связаны с формированием шарьяжной структуры Сакмарской зоны на Южном Урале.

Породы ВХК демонстрируют общность постмагматической эволюции с подстилающими их метаморфическими породами, что дает дополнительный изотопный инструментарий для реконструкции их совместной геологической истории. По данным U-Pb изотопии цирконов из ортопироксен-гранат-биотитовых гнейсов и кварцитов был получен ордовикский возраст 461–450 млн лет. Предполагаем, что это возраст протолита, в результате размыва которого сформировался субстрат гнейсов и кварцитов. Средний и верхний ордовик – это время функционирования на Южном Урале Губерлинской островной дуги [9]. Промежуточные каймы цирконов имеют возраст 395 ± 7 млн лет, что совпадает с временем проявления максимума деформаций и гранитным анатексисом в ВХК. Единичные цирконы с возрастом 355 ± 7 млн лет отражают завершение термальной истории. Возраст гранулитового метаморфизма 423 ± 6 млн лет был определен Sm-Nd методом по шпинель-кордиерит-силлиманитовых гранатитам. Sm-Nd возраст гранатовых амфиболитов верхней толщи равен 415 ± 8 млн лет, а $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из этих пород равен 397 ± 4 млн лет. Мигматизация гранатовых амфиболитов приводит к образованию кварц-полевошпатовой лейкосомы, которая содержит цирконы с U-Pb возрастом 389 ± 5 млн лет.

Молостовский комплекс дифференцированных интрузий по составу пород сходен с ВХК и имеет с ним генетическую общность. Интрузии прорывают офиолитовые перидотиты ядра массива. Большинство определений возраста пород, полученных U-Pb, Rb-Sr, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, K-Ar методами по минералам и породам, соответствует раннему девону в интервале 415–397 млн лет [5–7]. При этом есть несколько определений в интервале 380–360 млн лет, синхронные верхнему возрастному ограничению ВХК.

Аккермановский верлит-габбро-плагиогранитный комплекс, ассоциированный с параллельными дайками базальтов и андезибазальтов рассматривается как единый офиолитовый комплекс с перидотитами центрального ядра массива [1, 9]. При этом породы демонстрируют отчетливо секущие взаимоотношения с перидотитами, а их внедрение происходило в гипабиссальных и приповерхностных условиях. Это означает, что офиолитовые перидотиты в этот момент также должны были находиться в малоглубинных условиях. Изотопно-геохронологические данные противо-

речат представлениям о едином офиолитовом разрезе аккермановского комплекса и перидотитов. Возраст габброидов, определенный К-Аг методом по амфиболам, соответствует концу раннего девона 394 ± 4 млн лет [5]. Датирование цирконов из плагиогранитов U-Pb методом также показало их раннедевонский возраст 400 ± 6 млн лет [1] и 394 ± 2 млн лет [6]. Состав даек аккермановского комплекса имеет существенное сходство с породами баймак-бурибайской свиты среднего девона в Западно-Магнитогорской зоне.

Самыми молодыми породами Хабарнинского аллохтона являются долеритовые дайки, секущие все перечисленные выше комплексы. Долериты по составу имеют сходство с базальтами СОХ и могли формироваться как в условиях внутридугового, так и задугового спрединга. Согласно данным $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования амфибола, долериты имеют франский возраст 377 млн лет. Дайки долеритов не выходят за тектоническую границу аллохтона. Следовательно, их возраст определяет время, после которого произошло масштабное тектоническое перемещение аллохтона со всеми, включенными в его структуру комплексами. Представленные данные позволяют восстановить историю геотектонической сборки Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале.

Ранний этап обдукции офиолитовых перидотитов на вулканогенно-кремнистые толщи имел место в позднем силуре (426 млн лет) после того, как прекратила свое существование Губерлинская островная дуга средне-позднеордовикского возраста [9]. Материал размыва губерлинских пород совместно с фрагментами аккреционного комплекса островной дуги к этому моменту были затянуты в зону субдукции и послужили в последствие субстратом для ортопироксен-гранат-биотитовых гнейсов и кварцитов. В раннем девоне в стагнированной зоне субдукции в результате отрыва слэба и развития режима «мантийных окон» проявляется мафит-ультрамафитовый магматизм ВХК (415–412 млн лет) и молостовского комплекса (415–400 млн лет). Положительная термальная аномалия, вызванная мантийно-магматическим андерплэйтингом приводит к образованию гранулитов (423–410 млн лет). Совместное выведение в верхние горизонты земной коры метаморфических пород и ВХК сопровождается высокотемпературными деформациями, мигматизацией и образованием анатектических гранитов в интервале 397–387 млн лет. Растяжение земной коры, связанное с подъемом горячих мантийных масс, приводит к хрупким деформациям в верхних ее горизонтах и внедрению расслоенной интрузии аккермановского комплекса и параллельных базальт-андезитовых даек (400–394 млн лет). В позднем девоне, одновременно с завершением вулканизма в Магнитогорской островной дуге и формированием эклогитов максютковского комплекса происходит внедрение крупного роя долеритовых даек франского возраста (377 млн лет), после чего Хабар-

нинский аллохтон испытывает повторные тектонические перемещения, которые привели к формированию его современного облика.

Литература

1. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.
2. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 220–226.
3. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
5. Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А. К-Аг датирование магматических комплексов Хабарнинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241–245.
6. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник-2007. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2008. С. 277–285.
7. Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция – индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 107–110.
8. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: ГИН АН СССР, 1976. Вып. 283. 173 с.
9. Рязанцев А. В., Толмачева Т. Ю. Ордовикские вулканогенные и плутонические комплексы Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Геотектоника. 2016. № 6. С. 23–51
10. Савельева Г.Н., Суслов И.В., Ларионов А.Н., Бережная Н.Г. Возраст циркона из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // Докл. РАН. 2006. Т. 411. № 3. С. 384–389.
11. Smirnov V.N., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Erokhin Y.V. Results of ^{147}Sm – ^{143}Nd (ID-TIMS) and U–Pb (SHRIMP-II) dating of rocks and minerals of the chromite-bearing Kluchevskoy ophiolite massif (the Eastern segment of the Urals) and their geological interpretation // Minerals. 2022. V. 12. P. 1369. <https://doi.org/10.3390/min12111369>

Результаты исследований U-Pb (LA-SF-ICP-MS) изотопного возраста детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала

В северной части Приполярного Урала вскрывается наиболее полный разрез докембрия для всего Тимано-Североуральского региона, включающий отложения нижнего и верхнего протерозоя. Нашими прежними работами было показано, что верхнепротерозойский разрез этого района начинается с пуйвинской свиты [5, 11].

Таким образом, верхнедокембрийский комплекс северной части Приполярного Урала составляют (снизу–вверх): пуйвинская, хобеинская, мо-роинская и саблегорская свиты. Венчающая разрез докембрия этого региона саблегорская свита, в основном, сложена вулканогенными породами. В составе нижележащих свит, напротив, существенная роль принадлежит терригенным образованиям, которые и явились объектом наших исследований. На рис. 1 показаны результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования цирконов из этих отложений в виде гистограмм распределения U-Pb возрастов и графиков плотности вероятности.

По данным U-Pb (LA-SF-ICP-MS) датирования детритовых цирконов нижняя возрастная граница терригенных отложений верхнего докембрия рассматриваемого района (пуйвинской свиты) ограничивается минимальными значениями цирконовых датировок – около 900 млн лет. С учетом того, что в основании пуйвинской свиты фрагментарно выделяется ошизская толща кварцито-песчаников с линзами гравелитов и конгломератов, по которой пока нет изотопно-геохронологических данных, формирование базальных отложений верхнего докембрия могло начаться раньше, но очевидно не раньше рубежа среднего и позднего рифея. Таким образом, пуйвинская свита является возрастным аналогом зильмердакской и, возможно, катавской свит стратотипического разреза Башкирского антиклинория.

Уточнение возраста пород пуйвинской свиты дает основание для корректировки стратиграфической позиции хобеинской свиты, которая в схеме IV Уральского стратиграфического совещания [8] сопоставляется с

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

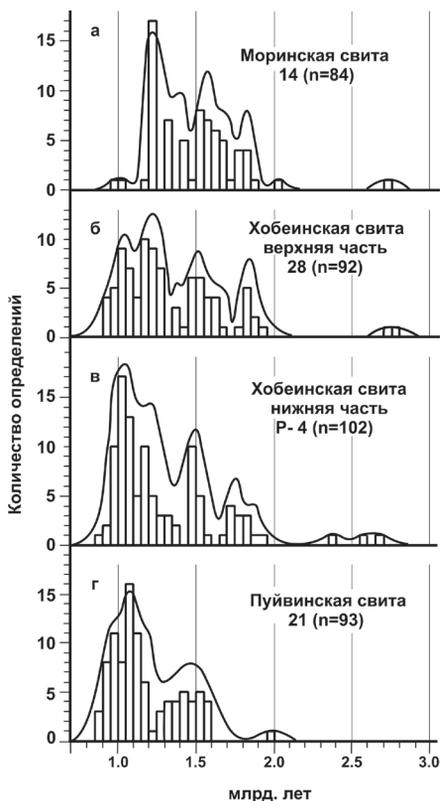


Рис. 1. Гистограммы и графики плотности вероятности распределения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов детритовых цирконов из метатерригенных верхнедокембрийских отложений Приполярного Урала. Пробы №№ 14, 28 и 21 – наши данные, проба № P-4 – по А.А. Соболева и др., 2022 [7]

го материала они не были эродированы и не дренировались. В возрастных спектрах вышезалегающих хобеинской и мороинской свит (рис. 1, а–в), как и в пуйвинской свите, сохраняется доминирующая роль рифейских датировок, но уже присутствует отчетливый пик, образованный раннепротерозойскими возрастами позднекарельского уровня и отмечаются единичные зерна раннекарельских и позднеархейских цирконов. Это может быть связано, как с возрастанием степени эродированно-

зильмердакской свитой. Очевидно, она занимает более высокое положение и может быть отнесена к инзерскому уровню стратотипического разреза.

В свете полученных датировок детритовых цирконов мороинской свиты, заключение Л.Т. Беляковой [2] о миньярском уровне этого стратона, основанное на находках верхнерифейских микрофитоцитов, выглядит обоснованным.

Таким образом, в северной части Приполярного Урала терригенные (и частично терригенно-карбонатные отложения), слагающие основную часть разреза верхнего докембрия рассматриваемого района, сопоставимы по возрасту со стратонами, составляющими в совокупности каратаускую серию Башкирского антиклинория (снизу–верх): зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую свиты.

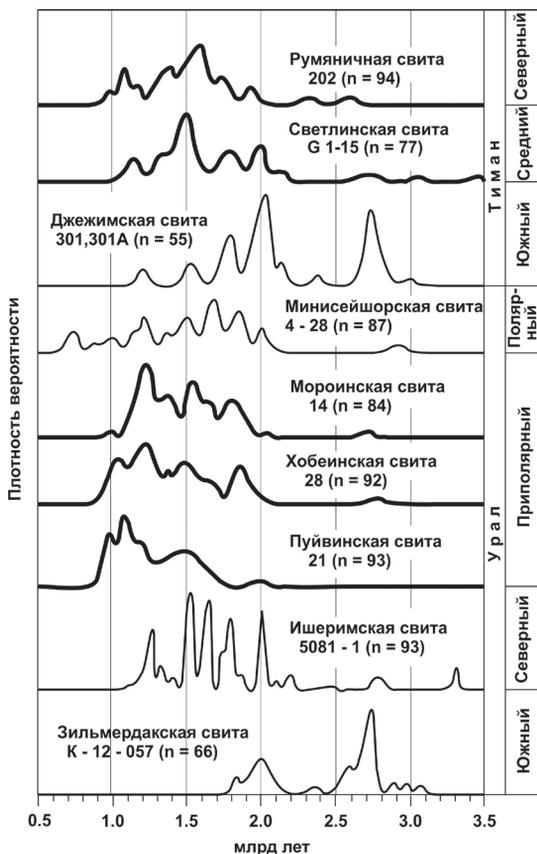
При формировании залегающей в основании верхнедокембрийского разреза пуйвинской свиты роль дорифейских кристаллических пород фундамента была не велика или вовсе отсутствовала (рис. 1, г). Вероятно, в это время в пределах доступности транспортировки обломочно-

сти, так и расширением областей сноса кластики в позднерифейский осадочный бассейн Приполярного Урала. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие позднерифейских датировок (один анализ) в цирконах мороинской свиты (рис. 1, а). В целом, в трех возрастных популяциях в рифейской выборке, которые довольно отчетливо выделяются на гистограммах и графиках плотности вероятности U-Pb возрастов цирконов из пород хобеинской (рис. 1, б, в) и мороинской (рис. 1, а) свит (850–1100, 1100–1450 и 1450–1700 млн лет) распределение датировок снизу вверх по разрезу составляет, соответственно (в %): 48:31:3, 32:43:26 и 3:58:39.

Сравнение графиков плотности вероятности распределения U-Pb датировок детритивных цирконов в докембрийских отложениях Приполярного Урала и сопоставимых с ними по возрасту отложений сопредельных территорий (рис. 2) показывает наибольшую схожесть графиков для приполярноуральских стратонов со средне- и северотиманскими.

Рис. 2. Нормированные графики плотности вероятности U-Pb возраста зерен детритивного циркона из верхнедокембрийских метатерригенных отложений Тимана и Урала.

№ 202 – по В.Л. Андреевичу и др., 2018 [1], № G 1–15 – по О.В. Удоратиной и др., 2017 [9], № 301, 301А – по Н.Б. Кузнецову и др., 2010 [3], № 4–28 – по Н.С. Уляшевой и др., 2019 [10], 5 №№ 14, 28, 21 – наши данные, № 5081–1 – по Г.А. Петрову, 2020 [4], № К–12–057 – по Т.В. Романюк и др., 2013 [6]



По-видимому, при формировании верхнедокембрийского разреза Приполярного Урала, так же как Среднего и Северного Тимана, существенную роль играли западные (Фенноскандинавские) питающие провинции [1, 7, 9]. Определенное значение могли иметь также местные источники сноса обломочного материала. В качестве возможных источников ближнего сноса наиболее предпочтительными являются полиметаморфические образования северо-восточной части фундамента Восточно-Европейской платформы, фрагменты которых выступают на дневной поверхности в виде небольших тектонических блоков в Западной тектонической зоне Урала.

Идентичный набор популяций детритовых цирконов в верхнедокембрийских отложениях северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы, включая Приполярный Урал, указывает на принадлежность всей этой территории в позднем докембрии к одной и той же континентальной окраине и о накоплении средне-северотиманских и приполярноуральских верхнерифейских осадков в общем бассейне седиментации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ. Проект № 22-27-0019.

Литература

1. Андреев В.Л., Соболева А.А., Хубанов В.Б., Соболев И.Д. U–Pb (LA-ICP-MS) возраст детритовых цирконов из метаосадочных пород основания верхнедокембрийского разреза Северного Тимана // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93. Вып. 2. С. 14–26.
2. Белякова Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1972. 26 с.
3. Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U/Pb-датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джебим-Парма) // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 798–805.
4. Петров Г.А. Докембрийские комплексы Ишеримского антиклинория (Северный Урал): стратиграфия, магматизм, метаморфизм, металлогения. Екатеринбург: УРОРАН, 2020. 176 с.
5. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Хубанов В.Б. Первые результаты U–Pb-датирования детритовых цирконов из базальных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала // Докл. РАН. 2019. Т. 488. № 2. С. 172–175.
6. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. РАН. 2013. Т. 452. № 6. С. 642–645.

7. *Соболева А.А., Андреев В.Л., Михайленко Ю.В., Хубанов В.Б.* U-Pb (LA-ICP-MS) изотопные возрасты и вероятные источники детритового циркона в кварцито-песчаниках хобейнской свиты (Приполярный Урал) // Вестник геонаук. 2022. № 1. С. 4–20.

8. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993.

9. *Удоротина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б.* Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четвлаской серии среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15–32.

10. *Уляшева Н.С., Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. и др.* Первые результаты U-Pb LA-SF-ICP-MS датирования детритовых цирконов из среднерифейских(?) терригенных отложений Полярного Урала // Докл. РАН. 2019. Т. 485. № 4. С. 488–492.

11. *Pystin A.M., Pystina Yu.I., Ulyasheva N.S., Grakova O.V.* U-Pb dating of detrital zircons from basal Post Paleoproterozoic metasediments in the Subpolar and Polar Urals: evidence for a Cryogenian, not Mesoproterozoic age // International Geology Review. 2020. V. 62. Is. 17. P. 2189–2202.

**А.А. Разумовский¹, Н.Б. Кузнецов¹, А.В. Рязанцев¹,
Т.В. Романюк²**

U-Pb изотопный возраст кварцевых диоритов Архызской офиолитовой ассоциации (Передовой хребет, Северный Кавказ)

Офиолитовая ассоциация Передового хребта центрального сегмента Северного Кавказа образует большую часть Марухского аллохтона, который в составе пакета покровов слагает выступ герцинского фундамента южной части Скифской плиты. Было установлено [5, 6 и ссылки в этих работах], что офиолитовая ассоциация в Марухском аллохтоне залегает в опрокинутом положении и представлена сверху–вниз породами: (а) кяфарского дунит-гарцбургитового комплекса, (б) архызского габбро-габбродиоритового комплекса, включающего в себя комплекс параллельных

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

даек, (в) базальтоидами карабекской свиты и вулканогенно-осадочными породами тебердинской свиты. Породы офиолитовой ассоциации неравномерно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

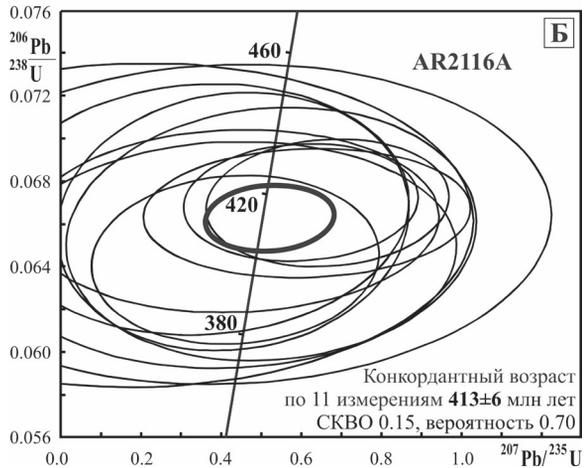
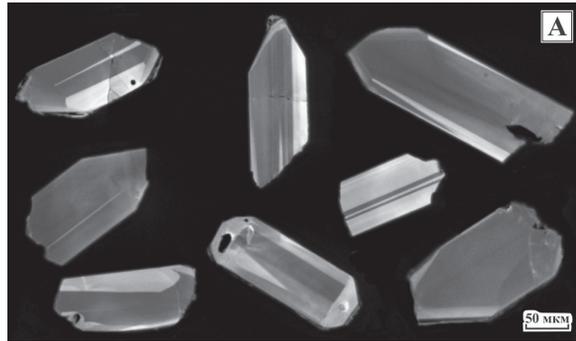
Предполагается, что в турнейское [2], либо визейское [6] время офиолиты в составе пакета покровов были надвинуты с юга на север (в современных координатах) на островодужные образования среднего–позднего девона и стратиграфически перекрыты среднекаменноугольно-пермской молассой. В результате последующих раннекиммерийских (индосинийских), позднекиммерийских и альпийских событий была сформирована современная складчато-глыбовая структура зоны Передового хребта [4, 6 и др.].

До настоящего исследования время формирования пород офиолитовой ассоциации Передового хребта достоверно определено не было, и возраст спрединговых комплексов оценивался в широком возрастном диапазоне от среднеордовикско-раннесилурийского [2, 5, 6], позднедевонского (фаномского) [4] до раннекаменноугольного [3].

Нашими исследованиями было установлено, что в составе архызского габбро-габбродиоритового комплекса могут быть выделены следующие члены офиолитового разреза: расслоенный комплекс, характеризующийся полосчатым чередованием габбро, оливинового габбро и клинопироксенитов; комплекс изотропного габбро, к которому, в данном случае, как нельзя лучше подходит термин разнотекстурное (*varitextured*) габбро, в том числе с обособлениями пегматоидного габбро; комплекс параллельных даек со скринами изотропного габбро. Единичные секущие дайки долеритов отмечены в расслоенном комплексе, кроме того, отдельные пакеты даек секут породы дунит-гарцбургитового комплекса, включая последние в виде скринов. Изотропные габбро содержат редкие секущие гранитоидные жилы, иногда отмечаются маломощные зоны магматических брекчий с гранитоидным матриксом.

Крутопадающая жила кварцевых диоритов, мощностью до 40 см, обнажённая в северо-восточном борту выемки автодороги, пробитой несколько лет назад на южном склоне хр. Абишира-Ахуба для строительства канатной дороги, была опробована нами в точке с координатами 43°34,418' с.ш., 41°11,938' в.д. Кварцевые диориты, со слабо проявленными эндоконтактовыми изменениями – закалкой, секут здесь зону изотропного габбро офиолитового разреза. Для габбро характерно разнотекстурное строение и единичные секущие долеритовые дайки. Изученные кварцевые диориты – лейкократовые, белесые на выветрелой поверхности породы, первичные минералы в них представлены плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, сфеном и рудным минералом. Это низкокальциевые породы, с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 37.8$, относящиеся к известково-щелочной серии, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 0.70$. Породы

Рисунок. Результаты изучения цирконов. А – изображения проанализированных зерен циркона в режиме катодолюминесценции. Б – конкордия и эллипсы ошибки (2σ) измерений. Эллипс жирной линией – результирующая оценка возраста времени образования кварцевых диоритов Архызской офиолитовой ассоциации



принадлежат к метаалюминиевой группе, на дискриминантной геодинамической диаграмме Дж. Пирса ($Rb/Ta+Yb$) находятся в поле гранитов океанических хребтов.

Из 2.5 кг пробы кварцевых диоритов было выделено около 0.01 г циркона. Отобранные для анализа кристаллы циркона имеют пирамидально-призматический габитус – умеренно удлиненные, с усеченной либо острой пирамидой в огранке. Для исследования были отобраны кристаллы с минимальным количеством трещин и включений (рисунок, А). Особенности осцилляционной зональности кристаллов, выявленные методом катодолюминесценции, свидетельствуют об их магматическом происхождении. Изучение U-Pb изотопной системы циркона проведены в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном зонде SHRIMP-II. Полученные результаты представляют собой кластер конкордантных значений (рисунок, Б) с возрастом 413 ± 6 млн лет, со СКВО 0,15 и вероятностью конкордантности 0,70. Высокая погрешность измерений и соответственный уход в отрица-

тельную область значений по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, выполнявшим работы аналитиком (Ларионов А.Н), объяснены исходным низким содержанием урана.

Ближайшими возрастными аналогами для спрединговых комплексов Архызской офиолитовой ассоциации являются аналогичные образования Южного Урала [1 и др.], сформированные, преимущественно, в условиях рассеянного спрединга в структуре задугового или междугового прогиба на гетерогенном фундаменте.

В полевых исследованиях принимала участие Дубенецкая К.Г., в процессе подготовки настоящей работы вопросы изотопной геохронологии были обсуждены с Сомсиковой А.В. и академиком Костициным Ю.А. (ГЕОХИ РАН), всем им авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Литература

1. Белова А.А., Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Дегтярев К.Е. Раннедевонские надсубдукционные офиолиты в структуре Южного Урала // Геотектоника. 2010. № 4. С. 39–64.

2. Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М. Доальпийская геодинамика Кавказа, гранитообразование и региональный метаморфизм // Труды ГИН АН Грузии. Нов. Сер. Вып. 119. 2004. С. 23–34.

3. Доля А.Н., Яцинин С.Б., Доброродный В.Н. Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозно-поисковые работы на рудное золото на Маруха – Лабинской площади (Карачаево-Черкесская Республика)», проведенных в 2006–2008 гг. ОАО «Кавказгеология», г. Черкесск. 2008. 183 с.

4. Омельченко В.Л., Рябов Г.В., Исаев В.С. Тектоника и история развития зоны Передового хребта Большого Кавказа // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 1. С. 40–56.

5. Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-37-VI, (XII) (Карачаевск). Объяснительная записка. Редактор А.Н. Письменный. М.: МФ ВСЕГЕИ. 2021. 226 с.

6. Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука? 1984. 96 с. (Тр/ ГИН АН СССР; Вып. 382).

Классификация магматических структур, приуроченных к вулканическим пассивным континентальным окраинам

Вулканические пассивные континентальные окраины (ВПКО) широко распространены на Земле. Классическими примерами таких окраин являются сопряженные континентальные окраины: Восточной Гренландии и Европы, Западной Гренландии и Канады, Южной Африки (Намибия) и Южной Америки (Уругвай, Бразилия).

Вулканические пассивные континентальные окраины ассоциируются с извержением и внедрением больших объемов магмы, преимущественно основного состава. Региональный трещинный магматизм, распространенный в пределах таких окраин, имеет общие черты с магматизмом крупных магматических провинций, предшествует и сопутствует распаду континента. Данные береговых исследований, бурения и сейсморазведки показывают, что в строении вулканических пассивных континентальных окраин присутствуют упорядоченность и единообразие. Так, на основе интерпретации сейсмических данных вдоль пассивных континентальных окраин [6] разработали метод вулканической сейсмостратиграфии для анализа вулканических образований, отображающихся на сейсмических данных. Для пассивных вулканических континентальных окраин было выделено 6 сейсмических фаций (рисунок) – наземные потоки (траппы, платобазальты) (landward flows), лавовая дельта (lava delta), внутренние потоки (inner flows), внутренние рефлекторы, наклонённые в сторону моря или SDRs (inner SDRs), внешнее поднятие (outer high), внешние SDRs (outer SDRs). Помимо, выделенных [6] вулканических структур, на вулканических пассивных континентальных окраинах распространены вулканы и интрузивные комплексы – силлы и дайки.

В пространственном распространении вулканических и магматических структур в пределах вулканических пассивных континентальных окраин присутствует закономерность. На обеих сторонах сопряженных окраин по данным сейсморазведки выделяются высокоамплитудные изогнутые, дугообразно-расходящиеся рефлекторы, наклоненные в сторону океана – SDRs (Seaward Dipping Reflectors Sequences). Согласно отбору ядра, из скважин на шельфе [2] и данным береговых исследований [4] следует, что SDRs представлены субаэральными базальтовыми потоками, переслаивающимися с небольшим количеством вулканокластического

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

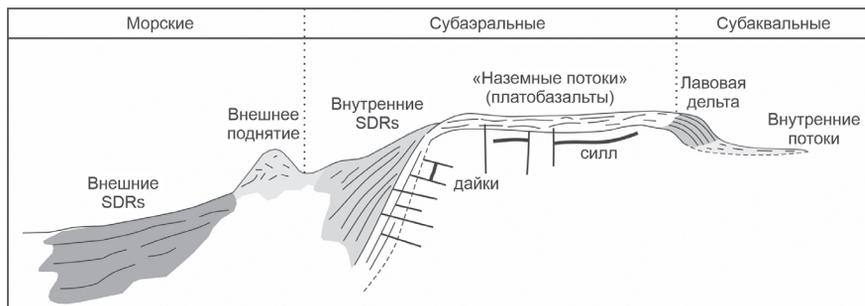


Рисунок. Классификация магматических структур, приуроченных к вулканическим пассивным континентальным окраинам по [6] с изменениями

и/или осадочного материала. Мощность отдельных базальтовых прослоев может достигать 5–10 м. Базальты SDRs простираются вдоль вулканических окраин на сотни и тысячи километров и уходят вглубь океана на десятки и сотни километров. Мощность фации варьируется от 3–5 до 10 км, редко до 20 км [6]. Существует много различных классификаций SDRs, но основным является разделение SDRs на внутренние (inner) и внешние (outer). Считается, что базальты внутренних SDRs образуются на ранней фазе континентального рифтинга в субаэральных условиях до начала спрединга. Подстилающая базальты внутренних SDRs кора утонена, пронизана интрузиями и имеет континентальную природу. Образование базальтов внешних SDRs более дискуссионное. Считается, что их образование происходит в глубоководных условиях либо на более поздней стадии континентального рифтинга [4], либо на стадии спрединга и образования новой океанической коры.

Иногда, между базальтами внутренних и внешних SDRs по сейсмическим данным выделяется внешнее поднятие – холмообразная постройка с хаотическим внутренним строением. Предполагается, что эта структура имеет вулканическую природу и ее образование связано с переходом от субаэрального вулканизма к подводному. Так же, над базальтами SDRs могут присутствовать конусообразные постройки с хаотическим внутренним строением, интерпретируемые многими авторами, как подводные вулканы.

В Западной Гренландии для обнажений базальтов SDRs описаны многочисленные интрузии силлов и даек, секущие фундамент и подходящие к базальтам SDRs. На острове Стоп Тиндхолм (Store Tindholm) [5] в обнажении протяженностью 3 км и высотой от 0.3 до 1 км интерпретировали около 410 даек. Субортогонально подходящие к базальтам SDRs дайки, вероятно, являются подводными каналами [3, 4]. На сейсмиче-

**Классификация магматических структур,
приуроченных к вулканическим пассивным
континентальным окраинам по [6]**

Сейсмическая фация	Форма	Характеристика отражений	Вулканическая фация
Внешние потоки	пласт	высокоамплитудная кровля, субпараллельные, прерывистые, бугристые или хаотичные отражения	вулканокластиты, массивные и фрагментированные базальты
Лавовая дельта	крутой откос	проградирующие отражения	вулканокластиты, массивные и фрагментированные базальты
Наземные потоки	пласт	высокоамплитудная кровля, субпараллельные отражения	платобазальты
Внутренние SDRs	клин	высокоамплитудная кровля, расходящиеся дугообразные несистематические отражения	базальты, переслаивающиеся с вулканокластитам
Внешнее поднятие	холм	хаотичные отражения	вулканокластиты и гиалокластиты
Внешние SDRs	клин	высокоамплитудная кровля, расходящиеся дугообразные или плоские несистематические отражения	базальты, подушечные базальты, переслаивающиеся с вулканокластитам

ских данных в пределах шельфа ВПКО тоже часто идентифицируются высокоамплитудные протяженные рефлекторы, интерпретируемые как дайки и силлы.

В нижней части коры ВПКО, под базальтами SDRs, по геофизическим данным выделяется слой с повышенными сейсмическими скоростями (high velocity lower crust). Этот слой традиционно интерпретируется как зона интрузий базальтового состава, которые внедрились между корой и мантией (магматический андерплейтинг).

На континентах рядом с вулканическими окраинами часто присутствуют разновозрастные или близкие по возрасту к базальтам SDRs трапповые провинции. Например, Деканские траппы в Индии, трапповое плато Парана в Бразилии, плато Этендека в Намибии, траппы формации Малигат

в Западной Гренландии или траппы в районе Кангерлуссуак в Восточной Гренландии [1]. Горизонтально-залегающие вулканические толщи траппов обычно выклиниваются к окраинам океана, где сменяются базальтами внутренних SDRs. Мощность трапповых формаций в их центральных частях может достигать нескольких километров. Отдельные прослои базальтовой лавы, разделенные прослоями шлака и туфов, в среднем имеют мощность от 5 до 30 м. На сейсмических данных траппы идентифицируются, как высокоамплитудные субпараллельные отражения, образующие пачки небольшой мощности. В классификации [6] траппам соответствует сейсмическая фация «наземных потоков» или «landward flows».

По сейсмическим данным в бассейнах северной части Атлантического океана была выделена система лавовой дельты, например, [6], которая состоит из следующих сейсмических фаций: наземные потоки, лавовая дельта и внутренние потоки. Фация наземных потоков характеризуется субпараллельными высокоамплитудными отражениями. Эта фация переходит в проградирующую фацию лавовой дельты. Крутой склон (лавовый уступ) отделяет фацию лавовой дельты от фации внутренних потоков, характеризующихся прерывистыми и бугристыми высокоамплитудными отложениями. Считается, что подобные системы связаны с вулканическими островами и образуются на начальных стадиях растяжения, во время активного траппового магматизма, когда наземные потоки достигают водоема. При контакте с водой происходит быстрое остывание лавы и ее фрагментирование. Дно водоема заполняется вулканокластитами и фрагментированными базальтами, которым соответствует сейсмической фации «внутренних потоков».

По результатам подробного изучения вулканических и магматических структур, связанных с вулканическими пассивными континентальными окраинами Атлантического, Индийского и Южного океанов ведется работа над созданием атласа магматических структур в осадочных бассейнах по данным береговых исследований, сейсморазведки и бурения с участием коллег – Ю.В. Карякина, А.Б. Кузмичева, С.М. Данилкина и др.

Общепринятая классификация вулканических и магматических структур, приуроченных к ВПКО, была применена для интерпретации подобных структур в районе поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных глубоководных бассейнах. В составе синрифтового сейсмостратиграфического комплекса, повсеместно распространенного в районе поднятия Альфа-Менделеева и сопряженных бассейнах, были выделены следующие сейсмические фации: наземные потоки (платобазальты), рефлекторы, похожие на SDRs и вулканы. Так же идентифицированы дайки и силлы. Применительно к району поднятия Альфа-Менделеева была разработа-

на собственная классификация структур, похожих на SDRs. Подробные результаты опубликованы в [1]. Мы выделили два типа рефлекторов, похожих на SDRs. Первый тип распространен в пределах поднятия Альфа-Менделеева и заполняет полуграбены, отделенные друг от друга горстами. Второй тип распространен в бортах глубоководных бассейнов и похож на классические внутренние SDRs.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 22-27-00160).

Литература

1. Родина Е.А., Никишин А. М., Старцева К.Ф., Посаментьер Х. В. Формы проявления мелового вулканизма и интрузивного магматизма в районе поднятия Менделеева (Арктический океан) по данным сейсморазведки // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 4 С. 3–20.

2. Abdelmalak M.M., Meyer R., Planke S. et al. Pre-breakup magmatism on the Vøring Margin: insight from new sub-basalt imaging and results from Ocean Drilling Program Hole 642E // Tectonophysics. 2016. V. 675. P. 258–274. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.037>.

3. Abdelmalak M.M., Planke S., Polteau S. et al. Breakup volcanism and plate tectonics in the NW Atlantic // Tectonophysics. 2019. V. 760. P. 267–296. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.002>

4. Geoffroy L. Volcanic passive margins // Comptes Rendus Geosci. 2005. № 337. Is. 16. P. 1395–1408. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.006>.

5. Huixin Guan. Les marges passives volcaniques: origine, structure et développement. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale. Brest: l'Université de Bretagne Occidentale, 2018. 301 p.

6. Planke S., Symonds P. A., Alvestad E., Skogseid J. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins // J. Geophys. Res. 2000. V. 105 N B8. P. 19335–19351. <https://doi.org/10.1029/1999JB900005>

**О связи тектоники, магматизма и металлогении
(на примере отдельных структур
Фенноскандинавского щита, Малого Кавказа и Ирана);
обсуждение и некоторые проблемы**

Связь магматизма с тектоникой, очевидно, исключительно важна. А цепочка: тектоника – магматизм – металлогения, включая даже мизерную минерализацию – исследовалась незаслуженно редко. Тектоника рассматривается как концентрированное выражение геодинамики (формально это раздел геофизики) или шире – эндогенного режима. Предлагаются некоторые наши материалы по совместному анализу отдельных дисциплин касательно отдельных докембрийских и альпийских структур.

1. Фенноскандинавский (Балтийский) щит. Гигантский плюм или вовсе предполагаемый суперплюм возраста около 2.51–2.39 млрд лет определял существенно тектонику и магматизм (с преимущественно внутриплитными продуктами с глубинной изотопией и петрогеохимией или – для простоты – геохимией) упомянутого щита, а также – в меньшей степени – и отличного Канадского щита. Это, в свою очередь, контролировало экономическую магматогенную металлогению (Cu-Ni, Cu-Ni-Co, Fe-Cr-V-Ti, Fe-Mn, PGE (Pt-Pd...), Au-Ag и т.д.). В Карелии в палеопротерозое формировались также уникальные для всего мира высокоуглеродистые сланцы умеренного метаморфизма – шунгиты – предполагаемая ископаемая нефть или кероген. Это косвенно согласуется с аномальным эндогенным режимом региона, несущим и металлоносные флюиды. Контаминация сиалической корой в палеопротерозое на гигантской территории привела к известково-щелочной геохимии пород, ложно интерпретируемой прежде как влияние обычной субдукции. Указанная объяснимая ошибка методически важна и для фанерозоя [6–8].

2. Малый Кавказ (преимущественно поздний кайнозой) и Восточный Иран. Обобщены прежние и оригинальные материалы по альпийскому магматизму, а также коррелируемым с ним тектонике и металлогении

¹ Бакинский государственный университет (БГУ), Баку, Азербайджан

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

³ Институт геологии рудных месторождений РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия

⁴ Сатрап ресурсиз, гео-компания, Перт, Австралия

⁵ Karand Sadr Jahan Mines and Mineral Industries Company, Машхад, Иран

частных структур (включая Cu-рудные районы мирового значения Ирана и др.). Получены данные по расплавленным включениям (включая редчайшие высоководные В. Ирана – на пределе до 9 мас.% H_2O) в прозрачных минералах [1, 6, 7]). Некоторые выводы таковы:

2.1. Альпийский магматизм и тектоника региона обусловлены участием мантийного компонента после деляминации или отрыва литосферного корня при участии гигантского Африканского суперплюма – при коллизии около 21 млн лет – по М. Кескину, Турция, сейсмический эксперимент. С 21 млн лет примерно происходит раскрытие рифта Красного моря и подвиг Аравийской плиты под блок Ирана. В регионе доминирует важнейшая, именно магматогенная металлогения, в том числе – и мирового класса (порфиновые месторождения кайнозой [6–8]). Охарактеризована альпийская субмеридианальная зональность, связанная с субдукцией Аравийской плиты как реакцией на раскрытие упомянутого рифта [6]. Влияние мантийного компонента ощутимей на Малом Кавказе (фронт упомянутого суперплюма) против Ирана – Памира (относительная периферия событий), что выражено в большем масштабе магнообразования и мантийного рудообразования, повышенной роли щелочных и субщелочных расплавов и др. именно на Малом Кавказе.

2.2. Мощная региональная ($Pg_3^? - N - Q$) внутриплитная система. Ее субщелочные и щелочные производные (до карбонатитов Ханнешина, Афганистан, квартал (Q) и также Аравии, Q) и экзотические лампроитоподобные породы (K_2O более 9 мас.%) трубок взрыва в консолидированной среде, Ю. Памир, $Pg - N^?$ (с использованием данных Э.А. Дмитриева, 1976 и Ю.Н. Пузанкова, 1999 (рис. 1)). Выделены и антиподы – надсубдукционные глубокие продукты – эоценовые (Pg_2) шошонит-латит-трахидациты и др. с промышленной металлогенией мирового класса (конкурент сходной порфировой металлогении Анд! – Анарек, Аббас-Абад и др.).

2.3. На востоке Ирана впервые выявлены неожиданно высокотемпературные, 1150–1220 °С, кислые калиевые расплавленные включения силикатного стекла в высоко-К же кислых породах квартара? с субдукционными характеристиками (против НЕтипичности указанных включений в перегретых внутриплитных (N-Q) и шошонит-латитовых (Pg_2) надсубдукционных производных. Свообразны кислые включения (иногда с необычно высоким содержанием Zn, Cu и др.) в позднейшем кислом/ультракислом расплаве стратовулкана Базман (N-Q), $T = 680$ °С и высоким содержанием H_2O , на пределе до 9.0 мас.% [7]. Устойчив дефицит европия – $Eu/Eu^* = 0.12 - 0.61$, $(La/Yb)_N = 7.8$. Этот позднейший расплав долгоживущего ($N_1 - Q$, не менее 21 млн лет) вулкана Базман интерпретируем как остаточный ввиду аномального термального состояния региона. Флюидные углеводородные (УВ) и водные включения наиболее развиты в щелочных

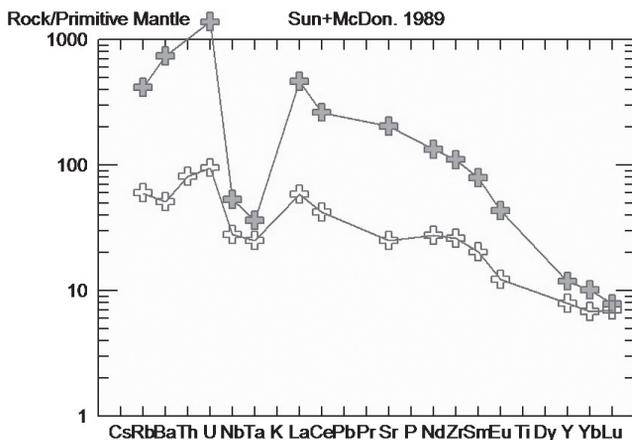


Рисунок. Многокомпонентная диаграмма Сана и МакДоналда – нормировано к примитивной мантии для внутриплитных изверженных пород Ю. Памира, трубки взрыва. Верх – лампроитоподобные породы с K_2O бол 9 мас%, Na_2O бол. 2 мас%, неоген? Низ – К-базальтоиды, палеоген? С использованием данных Э.А. Дмитриева, 1976 и Ю.Н. Пузанкова, 1999. После сильнейшей коллизии, тем не менее, проявился аномальный глубинный магматизм в условиях жесткой коры. Конкретный пример, демонстрирующий роль геохимии для тектонической интерпретации

породах золотоносного массива Лар (N_1), диоритах (Pg_3-N_1) на контакте с карбонатами, а наименее – в структурированных офиолитах и их меланже (К). На западе Ирана в палеогене известны флюидные включения со значительной $T = 300$ °С. Многочислены средние и кислые магматиты, отвечающие аналогам из классических отечественных работ [2, 3, 5].

3. Известна и углеводородная (УВ), субмеридианальная зональность гигантского УВ-пояса (явно обусловленная глубинным разломом) от Персидского залива (немыслимая УВ-колонка: пермь–неоген) – через Каспий – до Баренцева моря, по В.Л. Сывороткину и др., 2016 и мн. др. Возможно, это связано и со снижением/колебанием теплового эффекта упомянутого суперплюма на север. Выявляется и частная меридианальная и широтная (газ преобладает восточнее) зональность в пределах этого гигантского пояса – своеобразные волны УВ. Давно известна и связь рудной минерализации и УВ (например, для Ю. Урала – УВ находятся ниже и образуются позже).

Итак, геодинамика ощутимо влияет на собственно тектонику, которая нередко маркируется магматизмом (важнейшие работы Зоненшайна-Коваленко-Ярмолюка-Добрецова-Пушаровских-Хаина и др.). А магматизм

и флюидный режим, в свою очередь, влияют на металлогению или вовсе определяют ее. Затем – металлогения же порой или часто ассоциирует с углеводородами (например, Ю. Урал, отчасти Ю. Иран и т.д.). Совместный анализ гео-дисциплин, несомненно, весьма плодотворен.

Авторы весьма признательны А. Хушманзаде, М.А.А. Ноголь Садату† и Е.Л. Романько†, а также В.Г. Трифонову, Г.Е. Некрасову†; В.В. Ярмолюку, А.В. Гирнису, В.Ю. Прокофьеву, А.Д. Бабанскому; В.Л. Сывороткину, Д.А. Астафьеву, М.В. Родкину и мн. другим разным специалистам за ценные консультации, полезную критику и пр.

Данное исследование выполнено в рамках темы госзадания Геологического института РАН.

Литература

1. *Имамвердиев Н.А., Баба-заде В.М., Романько А.Е., Абдуллаева Ш.Ф., Гасангулиева М.Я., Бабаева Г.Д., Велиев А.А.* Формирование позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа // Геотектоника. 2017. № 5. С. 30–41.
2. *Луцицкий И.В.* Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
3. *Маракушев А.А.* Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
4. *Трифонов В.Г.* Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС, 2017. 180 с. (Труды ГИН. Вып. 641).
5. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богатиков О.А.* // ДАН. 1990. Т. 312, № 1. С. 187–191.
6. *Imamverdiyev N.A., Romanko A., Abdullayeva Sh.F., Prokofiev V., Vikentev I., Savichev A., Heidari M., Rashidi B.* L. Caucasus – Vast Iran, Middle East: Some materials on geology and metallogeny, «hot» tectonics due to the African superPlume activity, melt and fluid inclusions; different data on hydrocarbons (HC, Oil-Gas), and some problems. News of Baku State University. 2014. N 3. P. 113–136.
7. *Romanko A., Imamverdiyev N.A., Prokofiev V., Vikentev I., Rashidi B., Savichev A., Heidari M.* Some new and previous materials on Alpine magmatism, tectonics, melt and fluid inclusions, and metallogeny in Eastern Iran // International Journal of Mining Science. 2018. V.4. Is. 1. P.11–28.
8. *Vikentiev I.V., Yudovskaya M.A., Mokhov A.V., Kerzin A.L., Tsepin A.I.* Gold and PGE in Massive Sulfide ore of the Uzelginsk deposit, southern Urals, Russia // Canadian Mineralogist. 2004. V.42. P.651–665.

Т.В. Романюк¹, Н.Б. Кузнецов², А.В. Шацлло¹,
И.В. Латышева², И.В. Федюкин¹, А.С. Новикова²,
А.С. Дубенский^{2,3}, В.С. Шешуков² А.В. Маринин¹

**Источники сноса новороссийского флиша
(южный склон Западного Кавказа)
по результатам U–Pb изотопного датирования зерен
детритового циркона**

На реконструкциях Паратетиса [1, 7, 11, 13 и др.] показано, что в кайнозое на месте современного северного Причерноморья (Крыма и западного Предкавказья) и северной части Каспийского региона был расположен обширный эпиконтинентальный осадочный бассейн (мегабассейн). Мы называем западную (Причерноморскую) часть этого мегабассейна – Крымско-Кавказским осадочным бассейном. В Крымско-Кавказском бассейне в кайнозое происходило накопление толщ, для которых характерно боковое наращивание разреза в южном направлении. Эти толщи сейчас участвуют в строении северных склонов горных сооружений Крыма и северо-западного сегмента Большого Кавказа (БК). Несмотря на длительную историю изучения северного Причерноморья до сих пор существуют значительные пробелы в понимании палеогеографической эволюции Крымско-Кавказского бассейна и даже в понимании его тектонической типизации. В частности, каковы были источники сноса обломочного материала? Были ли источники обломочного материала различными для тех частей мегабассейна, реликты осадочного выполнения которых представлены в настоящее время в Крыму и на северо-западе БК? Крымско-Кавказский бассейн – это перикратонный прогиб или прогиб форланда (предгорный/передовой)? Ответы на эти вопросы можно получить, сопоставляя результаты U–Pb датирования зерен детритового циркона (dZr) из обломочных пород из толщ разного возраста и географической локации в Причерноморье.

Мы представляем новые результаты U–Pb датирования (dZr) из песчаников одного из фрагментов разреза новороссийского флиша. Проба K21-012 отобрана в прибрежном скальном обнажении на участке «Скала Киселева» (44°06'36.83"с.ш. 39°01'59.13"в.д.), расположенном между г. Туапсе и пос. Агой. Из светло-серых известковых алевро-аргиллитов верхнего элемента того же самого турбидитового ритма, в песчаниках

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

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

основания которого отобрана проба K21-012, Е.А. Щербинина (ГИН РАН) определила комплекс наннопланктона, характерный для датского яруса.

Изучение U-Th-Pb изотопной системы зерен dZr из пробы K21-012 методом LA-ICP-MS выполнено в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Описание методики и аппаратуры приведены в работе [5]. Проанализировано 130 dZr (рис. 1). Дискордантные датировки ($|D1 \& D2| > 10\%$) dZr для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) не использованы. На КПВ проявлены яркие пики 322, 344, 366 и 1174 млн лет, поддержанные 3 и более измерениями, а также два слабых пика 1535 и 422 млн лет (рис. 2А, красная линия КПВ). Каких-либо очевидных закономерностей между U-Pb возрастом dZr и величинами Th/U для этих зерен (рис. 2 В) не обнаружено.

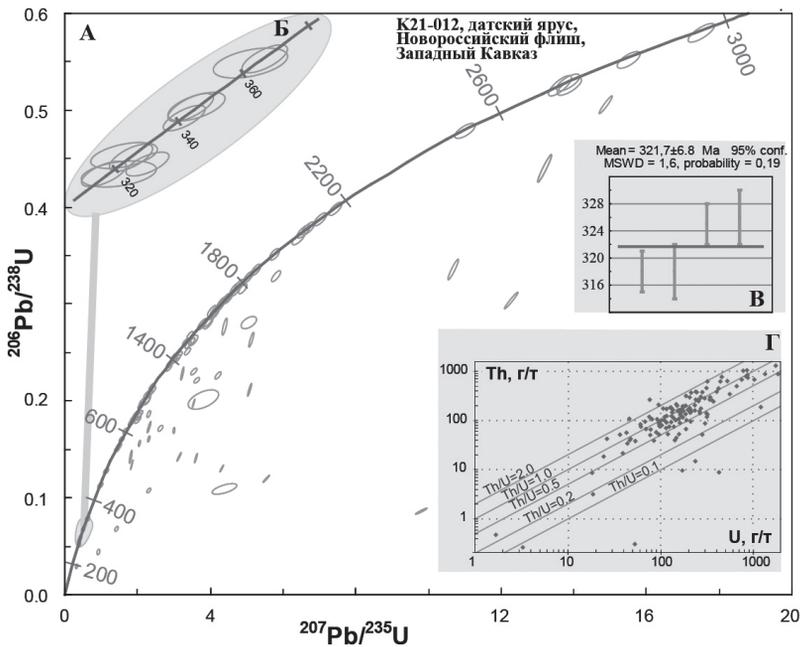


Рис. 1. Результаты изучения U-Pb изотопной системы зерен детритового циркона из пробы K21-012.

А. Диаграмма с конкордией. Эллипсы показывают 68%-ный доверительный интервал измерений для всех анализов; Б. Увеличенный фрагмент диаграммы с конкордией; В. Диаграмма, иллюстрирующая средневзвешенный возраст 322 ± 7 млн лет, вычисленный по четырем наиболее молодым датировкам; Г. Диаграмма содержаний Th и U в изученных зернах

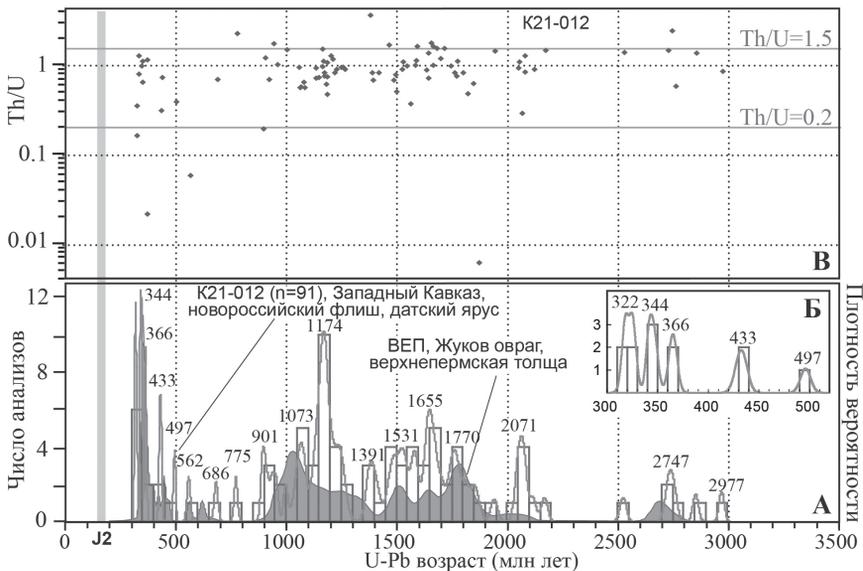


Рис. 2. А. Кривая плотности вероятности (КПВ) и гистограмма K21-012 (красная линия и синие «столбики», соответственно) в сопоставлении с КПВ возрастов зерен детритового циркона из песчаников верхней перми разреза «Жуков овраг» (ВЕП, Московская синеклиза) [8] (тонкая черная линия, ограничивающая сверху серое поле). Б. Увеличенный фрагмент КПВ и гистограммы возрастов зерен детритового циркона из пробы K21-012. В. Диаграмма «Th/U vs U-Pb возраст» K21-012

Сопоставление U-Pb возрастов dZr из песчаников датской части разреза новороссийского флиша (проба K21-012) с аналогичными данными по другим объектам БК и прилегающих областей Причерноморья, а также Восточно-Европейской платформы (ВЕП) позволило сделать следующие выводы.

Характер распределений возрастов dZr из песчаников красноцветной верхнепермской толщи в разрезе «Жуков овраг» в центральной части ВЕП [8] сходен (KS-тест показал значение $p = 0.226$) с характером распределения возрастов dZr из песчаников пробы K21-012 (рис. 2А, линией КПВ над серой областью). Частотные пики в возрастных наборах dZr из песчаников верхнеолигоцен-нижнемиоценовой майкопской серии Индо-Кубанского прогиба (проба ILN#3 [14]), современных аллювиальных песков дельты Волги и из песчаников пробы K21-012, сходны. Все это указывает на то, что обломочный материал, слагающий новороссийский флиш весьма вероятно принесен с ВЕП.

Возраст части разреза новороссийского флиша, из которой отобрана проба K21-012, около 65 млн лет, а самые молодые dZr из песчаников проба K21-012 – около 322 млн лет. Зазор более 250 млн лет! За время, которому соответствует этот зазор (т.е. в интервале от 320 до 65 млн лет) в Причерноморье были проявлены магматические события, которые выражены в формировании кристаллических комплексов, содержащих циркон. В частности, распространенные на Кавказе и в Крыму проявления юрского магматизма с возрастом 175–168 млн лет [2–4, 6, 12].

Многочисленные dZr с юрскими возрастaми зафиксированы в байосских (проба GC41 [9]) и титонских (проба NE GC (AZ0620) [10]) песчаниках северного склона восточного сегмента БК. Юрские dZr в значительных количествах установлены в современных аллювиальных песках верхнего течения реки Кумук (р. Курмукчай) на северо-западе Азербайджана (проба 080902-2A [10]), стекающей с южного склона восточного сегмента БК. В песках современного аллювия реки Ингури, дренирующей западный сегмент БК, также установлена значительная популяция юрских dZr (проба 100411-2 [10]). Кроме того, в относимых ранее к байосу песчаниках, отобранных на юго-западе БК, установлена весьма многочисленная сеноманская (поздний мел) популяция dZr (проба SE GC (100411-4) [10]). Принимая в расчет, что циркон с возрастом моложе 320 млн лет в песчаниках из пробы K21-12 не зафиксирован, можно утверждать, что локальные (Крымские и/или Кавказские) позднемеловые (сеноманские) и юрские источники в датской части разреза новороссийского флиша не проявлены.

Проведённое выше сравнение возрастных наборов dZr дает аргументы в пользу того, что в датском веке в ту часть Крымско-Кавказского осадочного бассейна, в которой накапливался новороссийский флиш не попадали продукты разрушения местных Крымско-Кавказских источников, а снос был только с ВЕП.

Исследования соответствуют темам Гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН; обработка изотопных анализов проведена при поддержке гранта РНФ № 23-27-00409.

Литература

1. Александрова Г.Н., Ерофеева К.Г., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U–Pb датирования зерен детритового циркона из олигоценa юго-востока Воронежской антеклизы и их значение для палеогеографии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 14–19.

2. Герасимов В.Ю., Ульянов А.А., Снежко В.А. и др. Цирконометрия юрских базальтов Гойтхской вулканической области Западного Кавказа // Вест. МГУ. Сер. 4. Геол. 2022. № 1. С.35–41.

3. *Кайгородова Е.Н.* Геологические особенности золото-сульфидного месторождения Радужное (Большой Кавказ) и условия его формирования. Диссертация ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2022. 228 с.
4. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Страшко А.В., Новикова А.С. и др.* Офиолитовая ассоциация мыса Фиолент (запад Горного Крыма) – верхнее ограничение возраста по результатам U-Pb изотопного датирования плагиориолитов (скала Монах) // Записки горного института. 2022. Т. 255. С. 435–447.
5. *Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Савельев А.Д. и др.* Меловые и юрские интрузии Горного Крыма: первые данные U-Pb (SIMS SHRIMP)-датирования // Докл. РАН. 2017. Т.474. №1. С.66–72.
6. *Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др.* Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вест. МГУ. Сер. 4. Геол. 2020. № 2. С. 18–33.
7. *Попов С.В., Ахметьев М.А., Лопатин А.В. и др.* Палеография и биогеография бассейнов Паратетиса. Ч. I. Поздний эоцен – ранний миоцен. М.: Научный мир, 2009. 194 с.
8. *Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В. и др.* Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.
9. *Allen M.B., Morton A.C., Fanning C.M. et al.* Zircon age constraints on sediment provenance in the Caspian region // J. Geol. Soc. London. 2006. V. 163. P. 647–655.
10. *Cowgill E., Forte A.M., Niemi N. et al.* Relict basin closure and crustal shortening budgets during continental collision: An example from Caucasus sediment provenance // Tectonics. 2016. V. 35. P. 2918–2947.
11. *Palcu D.V., Patina I.S., Sandric I. et al.* Late Miocene megalake regressions in Eurasia // Sci. Rep. 2021. № 11. 11471.
12. *Popov D.V., Brovchenk V.D., Nekrylov N.A. et al.* Removing a mask of alteration: geochemistry and age of the Karadag volcanic sequence in SE Crimea // Lithos. 2019. V. 324. P. 371–384.
13. *Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y. et al.* Lithological-Paleogeographic maps of Paratethys 10 maps Late Eocene to Pliocene. Shtuttgart: Courier Forschungsinstitut Senckenberg. 2004. 46 p. Maps 1-10.
14. *Vincent S.J., Morton A.C., Hyden F., Fanning M. et al.* Insights from petrography, mineralogy and U-Pb zircon geochronology into the provenance and reservoir potential of Cenozoic siliciclastic depositional systems supplying the northern margin of the Eastern Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 2013. V. 45. P. 331–348.

Комплексы активной позднедокембрийской–кембрийской континентальной окраины на Южном Урале и в Мугоджарах

В центральных и восточных зонах Южного Урала установлены вулканоплутонические комплексы с магматическими породами контрастной и дифференцированной серий, представляющие фрагменты надсубдукционного окраинно-континентального пояса, развитие которого происходило в позднем рифее(?)–венде–кембрии.

Ранние стадии развития вулканоплутонического пояса, предположительно, представляют интрузии габбро-плагиогранитного барангуловского комплекса в зоне Уралтау. Возрасты гранитов здесь характеризуются значениями 667 ± 10 , 680 ± 14 , 709 ± 5 , 723 ± 10 , 747 ± 24 млн лет [3 и ссылки там].

На крайнем юге зоны Уралтау и в ядре Эбетинской антиформы вендские комплексы представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами лушниковской (каялинской) свиты (591 ± 4 млн лет) и прорывающими их гранитами (590–543 млн лет) [9].

В максютовском высокобарическом метаморфическом комплексе в зоне Уралтау присутствуют метадiorиты, или метатифы («рябчиковые») амфибол-фенгит-альбитовые сланцы) с возрастом протолита по акцессорным цирконам (aZr) 548 ± 4 млн лет, метабазиты с возрастом 648 ± 3 млн лет, метасоматиты по метабазитам (метаморфизм 379 ± 4 , протолит – 489 ± 11 , 555 ± 7 млн лет). Возраст aZr эклогитового протолита 896 ± 6 млн лет (метаморфизм 384 ± 4 млн лет).

В Восточно-Уральской мегазоне (ВУМ) в связи с мощной метаморфической переработкой пород в среднем и позднем палеозое сильно затушены проявления более ранних этапов магматизма, присутствие которых обосновано нами ранее [10, 11]. На юге ВУМ в Талдыкской антиформе Мугоджар распространены гнейсово-амфиболитовые толщи, прорванные гранито-гнейсами, условно относившиеся к рифею [5]. В разрезе выделяются южномугоджарская с преобладанием амфиболитов и талдыкская с преобладанием гнейсов, кварцитов, кианитовых сланцев серии.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Исследования (TIMS по 10 пробам) показало сложную историю в разной степени омоложенных aZr метаморфических пород [2]. Самые древние $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрасты получены для гнейсов южномугоджарской серии 595–689 млн лет. По нашим данным $U-Pb$ возраст aZr из биотит-амфиболовых метатуфовых гнейсов талдыкской серии 545 ± 4 (SHRIMP) и 550 ± 4 (LA-ICP-MS) млн лет. Возраст гранито-гнейсов и мигматитов тв мильсайского комплекса по нашим данным 521 ± 14 (LA-ICP-MS) и 489 ± 3 млн лет (SIMS). В этом районе распространены аллохтоны, сложенные мафит-ультрамафитовыми комплексами (китарсайская ассоциация). Дуниты и гранатовые пироксениты, слагающие линзы среди дунитов образуют офиолитовую ассоциацию. Возраст aZr , характеризующий протолит гранатовых пироксенитов 558 ± 3 млн лет (SIMS), определяет возраст коры океанического бассейна.

В 400 км севернее в структуре ВУМ определен возраст протолита гнейсов кусаканской свиты, образованных по туфам дацитов 529 ± 6 млн лет [10].

В восточных и западных зонах Южного Урала распространены комплексы, которые характеризуют тыловые зоны вендско-кембрийской активной окраины, с вулканитами, состав которых типичен для внутриплитных обстановок. Это вендские туфы ашинской серии Башкирского мегантиклинория (БМА), кембрийские вулканогенно-осадочные толщи в Сакмарском аллохтоне, в ВУМ и в Зауралье.

Пепловые туфы в терригенных разрезах басинской и зиганской свит ашинской серии по составу соответствуют риолитам, комендитам, трахитам, трахиандезитам с редкометальной геохимической специализацией. Возраст aZr из туфов (все точки SHRIMP) басинской свиты на западном крыле Алатауского антиклинория 573 ± 2 млн лет [8], на западном крыле Сулеймановской антиклинали в Усть-Катаве 578 ± 7 , на восточном крыле Алатауского антиклинория (восточнее с. Толпарово) 577 ± 7 и 568 ± 5 млн лет. Возраст цирконов из туфов зиганской свиты 566 ± 5 млн лет.

В медногорской свите Сакмарской зоны линзовидные тела археоцитатовых известняков нижнего кембрия расслоены базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, их туфами и туффитами. В туффитах, залегающих на базальтах, aZr имеют возраст 542 ± 5 млн лет (SIMS). Здесь же присутствует ксеногенная(?) популяция с возрастом 557 ± 4 млн лет. Туффиты чередуются с кремнистыми алевролитами, из которых в разрезе мощностью 0.5 м известны находки протоконодонтов.

В ВУМ чулаксайская свита представлена углеродисто-кремнистыми сланцами, кварцитами, базальтами. Из метасоматически измененных сферолитовых эффузивов стратотипического разреза нами выделены

aZr с возрастом 532 ± 5 млн лет. Чулаксайская свита согласно залегает на метаморфитах кусаканской свиты, возраст протолита которых 529 ± 6 млн лет [10].

В Зауралье чулаксайская свита сложена углеродисто-кремнистыми сланцами, песчаниками, линзами известняков с нижнекембрийскими протоконодонтами [6], подушечными базальтами. Выше согласно залегают археоциатовые известняки санарской толщи, на которых несогласно с базальным псаммитовым горизонтом залегает терригенная тогузак-аятская (рымникская) свита ордовика.

Детритовые цирконы (dZr), источником которых являлись комплексы вулcano-плутонического пояса, представлены в ордовикских обломочных породах. В зоне Уралтау это мазаринская, арвякская свиты, башкалганская толща, кварцито-сланцы максютовского комплекса, в Сакмарском аллохтоне кидрясовская свита, в ВУМ рымникская, маячная свиты. Возрастные спектры dZr из песчаников близки к унимодальным с наиболее яркими максимумами в интервале 520–668 млн лет. Доминирующими являются dZr с положительными значениями $\epsilon\text{Hf}(t)$ [11].

В зоне Уралтау, на р. Уткаль в рассланцованных гравелитах с гранитоидными гальками низов мазаринской (?) свиты спектр возрастов dZr имеет бимодальное распределение с максимумами 542 и 668 млн лет.

Возрасты dZr из метапесчаников юмагузинской серии максютовского комплекса имеют распределение возрастов близкое к унимодальному с яркими максимумами (M) (по отдельным пробам, (млн лет)): (544, 541), (548, 605), (552), (543), (524, 536, 648, 668) [1].

В Зауралье в песчаниках тогузак-аятской свиты представлена популяция dZr с ярко выраженными (M) 567–707 млн лет и широким диапазоном значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ (от +11 до –18.6) [11]. Севернее, на р. Санарке в песчаниках из разреза рымникской (тогузак-аятской) свиты присутствует популяция с (M) 510, 562, 604 млн лет, а в другой пробе свиты сближены ярке (M) 568, 596, 641 млн лет.

Таким образом, магматические комплексы вулcano-плутонического пояса охватывают интервал 747 ± 24 – 489 ± 3 млн лет, а по dZr в ордовикских песчаниках наиболее выразительные интервалы 707–510 млн лет. Эти интервалы типичны для Пери-Гондванского провенанс-сигнала [4]. Они соответствуют распаду Родинии, с образованием Прото-Лавразии и Прото-Гондваны и дальнейшему существованию последней в составе Паннотии (≈ 600 –540 млн лет). На Урале эти комплексы и события относятся к Тиманскому орогенезу на конвергентной окраине Балтики, а по возрасту и составу комплексов близки кадомидам [7].

Возрасты dZr из верхнерифейских и вендских толщ БМА показывают эволюцию источников сноса в связи с изменениями геодинамической обстановки на окраине Балтики. В лемезинской подсвите зильмердакской

свиты (R_3) на западе БМА по данным [4] dZr представлены палеопротерозойской (c (М) 1,9, 2.0 млрд лет) и неоархейской (c (М) 2.7 млрд лет) популяциями. В красноцветных песчаниках бирьянской подсвиты (R_3br) на востоке БМА и в инзерской (R_3in) свите на западе архейские популяции представлены слабо. Палеопротерозой представлен более молодыми, по сравнению с лемезинскими песчаниками, популяциями c (М) 1.7–2.2 млрд лет. Здесь же присутствуют мезопротерозойские популяции c (М) в интервале 1.1–1.5 млрд лет (внутриплитные магматические комплексы соответствующих возрастов распространены в БМА). Однако, считается, что комплексы моложе 1.65 млрд лет не типичны для западных частей Волго-Уральской части ВЕП и обеспечены восточными, в современных координатах, источниками [4]. Спектры dZr инзерской (R_3), криволюкской (R_4), и кургашлинской (V_1) свит имеют сходство, но в криволюкской проявлен отчетливый (М) 1.0 млрд лет, а в кургашлинской 920 и 996 млн лет. Спектр dZr толпаровской свиты отличается многочисленными максимумами в интервале 925–3011 млн лет. Резкое изменение возрастных спектров dZr установлено для урюкской свиты (V_2) как на западе, так и на востоке БМА. В них исчезают мезопротерозойские dZr , но присутствуют палеопротерозойские c (М) 1.9–2.1 и архейские c максимумами 2.5–2.9 млрд лет.

Изменения спектров dZr в терригенных породах рифея и венда связаны с орогенезом, сопровождавшим аккреционно-коллизийные события на континентальной окраине.

Одним из вариантов геодинамического сценария может быть поздне-рифейская коллизия пассивной окраины Балтики и дуги с гетерогенным фундаментом, после чего в позднем рифее – венде и кембрии окраина Балтики развивалась в активном надсубдукционном режиме с формированием вулканоплутонического пояса [11]. Развитие этой окраины в Белорецком антиклинории сопровождается метаморфизмом, с возрастом эколгитов 532 ± 9 млн лет [13], а по слюдам в разных породах в диапазоне 538–680, по амфиболам 718 млн лет [12, 13].

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (№20-05-00308, 20-55-18017), Национального научного фонда Болгарии (№ КР-06-Russia-32) и в рамках госзаданий 0135-2019-0049, FMUW-2022-0003 и госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Голионко Б.Г., Рязанцев А.В., Каныгина Н.А. Строение и геодинамическая эволюция максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) по данным U-Pb датирования зерен обломочного циркона // Геотектоника. 2021. № 6. С. 21–40.

2. Краснобаев А.А., Давыдов В.А. Цирконовая геохронология Талдыкского блока Мугоджар // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 95–99.
3. Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В. U-Pb (SHRIMP)-возраст цирконов гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 206–212.
4. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. №4. С. 3–40.
5. Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т. и др. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.
6. Пужаков Б.А., Савельев В.П., Кузнецов Н.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41 (Челябинск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 415 с.
7. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
8. Разумовский А.А., Новиков И.А., Рязанцев А.В. и др. Древнейшие вендские ископаемые Евразии: U-Pb-изотопный возраст басинской свиты (ашинская серия, Южный Урал) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 3–8.
9. Рязанцев А.В. Вендский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // Докл. РАН. Т. 482. № 3. 2018. С. 311–314.
10. Рязанцев А.В. Раннепалеозойский возраст протолитов гнейсов и гранито-гнейсов на востоке Южного Урала: результаты U-Th-Pb (SIMS) геохронологических исследований // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 3–8.
11. Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е. и др. Реконструкция венд-кембрийской активной континентальной окраины на Южном Урале по результатам изучения детритовых цирконов из ордовикских терригенных пород // Геотектоника. 2019. №4. С. 43–59.
12. Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al. The metamorphic complex of Beloretzk, SW Urals, Russia a terrane with a polyphaser Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // Precam. Res. 2001. V. 110, N 1(4). P. 185–213.
13. Willner A. P., Gopon M., Glodny J. et al. Timanide (Ediacaran–Early Cambrian) metamorphism at the transition from eclogite to amphibolite facies in the Beloretzk Complex, SW-Urals // Russian Journal of Earth Science. 2019. V. 30. N 6. P. 1144–1165.

Геологическая характеристика Гульчинского аккреционного комплекса Алайского хребта (Киргизия, Южный Тянь-Шань)

Фрагменты и элементы океанической коры являются важными компонентами орогенных поясов тихоокеанского типа [5]. В процессе субдукции породы океанической плиты аккрецируются к активным окраинам и позже входят в состав аккреционных комплексов или субдуцируют в мантию. Аккреционные комплексы состоят из элементов стратиграфии океанической плиты (СОП), перемещенных субдуцирующей океанической плитой, и разрушенного материала окружающих вулканических дуг. Важность пород, входящих в состав СОП, состоит в том, что в них запечатлена история океанических плит от их «зарождения» на срединно-океанических хребтах до «уничтожения» в зонах субдукции. Модель СОП может быть использована как основа для реконструкции истории развития палео-океанов и процессов аккреции и субдукции на их активных окраинах.

Изучение и картирование аккреционных комплексов всегда было затруднительно в связи с их чрезвычайно сложным строением. Аккреционные комплексы состоят из элементов СОП, перемещенных субдуцирующей океанической плитой, и разрушенного материала окружающих вулканических дуг. Породы входящие в состав СОП фиксируют историю океанической плиты, от их «зарождения» в срединно-океанических хребтах до исчезновения в зоне субдукции. Основные литологические типы СОП это: (1) осадочные и магматические породы океанического дна: перидотиты, габбро, базальты СОХ, перекрытые пелагическими кремнями (по факту – это офиолитовый разрез); (2) хемипелагические склоновые и шельфовые осадки: кремнистые сланцы, аргиллиты и песчаники, которые накапливаются ближе к желобу в результате переноса по воде и воздуху эродированного тонко-зернистого материала аккреционного клина и близлежащих магматических и немагматических дуг в сторону океана; (3) турбидиты и конгломераты, заполняющие глубоководный желоб [5].

¹ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

³ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

В результате эволюции и закрытия Палеоазиатского океана был сформирован Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) – крупнейший аккреционный комплекс и орогенный пояс мира [5]. В состав многих аккреционных комплексов центральной и восточной Азии входят образования СОП. В течение от среднего палеозоя до раннего карбона был сформирован Тянь-Шаньский складчатый пояс, который распространился на территории Казахстана, Китая, Киргизии, Узбекистана и Таджикистана, а также Восточного Казахстана и Монголии. В южной ветви ЦАСП расположен Гульчинский АК в пределах Алайского хребта Южного Тянь-Шаня в Киргизии, который является частью Южно-Ферганской синформы [1].

Основную роль в строении Южного Тянь-Шаня принимают осадочные породы: карбонаты, склоновые терригенные и карбонатные турбидиты, пелагические кремни и глинистые отложения. В подчинённом количестве представлены офиолиты, вулканические породы внутриплитного и островодужного происхождения, метаморфические породы. В пределах Алайского хребта находятся разрезы с элементами стратиграфии океанической плиты (СОП). Эти разрезы представлены следующей последовательностью пород (снизу–вверх): вулканические породы, кремни, кремнистые алевролиты и аргиллиты, песчаники, а также плутонические породы предположительно надсубдукционного происхождения чонкойской свиты (E_1), пульгонской свиты ($S_{1,2}$) и араванской свиты ($D_{1,2}$) [2, 3]. Объектами исследования являлись терригенные породы аккреционного комплекса, образованного на конвергентной окраине тихоокеанского типа, существовавшей в Туркестанской ветви.

Стратиграфия океанической плиты Гульчинского АК фиксирует позднесилурийско-девонский этап Туркестанской ветви Палеоазиатского океана. Проведено детальное картирование и документация разрезов СОП, содержащих несколько стратиграфических уровней базальтов в ассоциации с глубоководными осадками, пелагическими и хемипелагическими, тем самым фиксируя различные области осадконакопления элементов СОП.

Изучены ключевые разрезы СОП Гульчинского АК (Киргизия) с нерасчленёнными свитами от кембрия до девона на труднодоступных обнажениях г. Кунюр-Тюбе, р. Джайлису, р. Ирисуу, р. Оро-Дёбо, р. Кайынгды [2, 3]. На уч. Кунюр-Тюбе (кембрий–силур) изучены вулканы и песчаники, отвечающие кембрийско-ордовикского возраста, обнажаются гипербазиты и плагиограниты, отвечающие нижней части океанической плиты. Последовательность СОП: ультрамафиты–базальты–кремни/известняки–турбидиты. На участках Джайлису, уч. Оро-Дёбо, уч. Ирисуу и уч. Кайынгды впервые опробованы силурийско-девонские вулканы (пилоу-лавы, дайки) и серые крупно-среднезернистые песчаники

Ош-Уратюбинского блока. Обломочные породы имеют неясный до сих пор возраст (на геологических картах они принадлежат одной свите с силурийско-девонскими вулканическими и обломочными отложениями). Вулканические породы (уч. Кайнгды) представлены крупными обнажениями (1 км) подушечных базальтов лавами с размером подушек до первых метров. На уч. Оро-Дёбо (S, D–C₂) в километровом разрезе хорошо обнажены темно-серые и красные и светло-серые кремни шаланской серии над крупно-среднезернистыми силурийскими песчаниками. Кремни характеризуется опрокинутыми, изоклиналными складками и дуплекс-структурами. Здесь последовательность СОП: кремни–хемипелагиты–турбидиты. На уч. Ирису (S, D) в обрамлении габброидного массива, в пятикилометровом разрезе фиксируется последовательность СОП: базальты–кремни/известняки–турбидиты. На уч. Джайлису (S, D) кремни и обломочные породы переслаиваются с базальтами. Последовательность СОП базальты–кремни–турбидиты. В целом разрезы всех участков характеризуются последовательным напластованием кремнистых и обломочных пород с субвертикальным падением. Разломы и зоны несогласий выделяются по различной ориентировке, зонам повышенной трещиноватости и глинкам трения.

Песчаники из турбидитов Гульчинского АК были отобраны из кембрийской чонкойской свиты и нерасчлененной силурийско-девонской толщи (данные по запискам к геологической карте). Эти породы представляют собой плохо сортированные мелко-среднезернистые песчаники серого цвета. Массивные выходы песчаников, как правило, находятся в ассоциации с кремнями, кремнистыми аргиллитами и алевролитами, реже с вулканическими породами и известняками. Песчаники состоят из обломков преимущественно вулканических и осадочных пород (30–40%) и полевых шпатов (20–35%), соответствуя по полевошпат-кварцевым и кварц-полевошпатовым грауваккам (Шутов, 1967). Петрохимические и геохимические характеристики позволяют рассматривать изученные породы как незрелые слабовеетрелые осадки и указывают на присутствие в области сноса магматических пород преимущественно среднего–кислого состава. Спектры распределения РЗЭ имеют слабое обогащение легкими компонентами и дифференцированы в области тяжелых. На мультиэлементном спектре отмечается минимум по Та и Nb по отношению к Th и La. Изотопный состав Nd демонстрирует широкий интервал от положительных до отрицательных $\epsilon Nd_t = (-8.0)–(+8.1)$ [4] предполагает различный состав пород в области сноса и их различные источники – с участием как ювенильного, так и древнего рециклированного материала.

Силурийские отложения Гульчинского АК является следующим важным возрастным урвнем, на котором были изучены вулканы и ассоции-

рующие с ними породы в Алайском хребте. В отличие от кембрийско-ордовикских и девонских океанических разрезов (где только формации нижние части СОП), которые сохранились только в отдельных небольших и разобщенных фрагментах, силурийские разрезы представлены более полно и включают весь комплекс формаций характерных для островодужных обстановок Туркестанского океана и океанической плиты с двумя различными магматическими дугами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-77-10051).

Литература

1. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во Санкт-Петербургского университета, 1996. 190 с.

2. Геологическая карта СССР, Алай-Кокшаальская серия, Гульча. Масштаб 1:200 000. Авторы: Г.С. Бискэ, С.Е. Зубцов. Редактор: В.Л. Клишевич. 1985.

3. *Карта полезных ископаемых СССР*, Алай-Кокшаальская серия, Ош. Масштаб 1:200 000. Авторы: Г.С. Бискэ, Л.В. Григорьева. Редактор: В.Л. Клишевич. 1985.

4. *Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Конопелько Д.Д. и др.* Цирконометрия и вещественный состав терригенных пород Южного Тянь-Шаня, Узбекистан. Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы V Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20–23 сентября 2021 г. Владивосток: Дальневосточный федеральный университет, 2021. С. 52–55.

5. *Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M.* Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // *Gondwana Research*. 2013. V. 24. P. 501–547.

Палеопротерозойский Таймыро-Байкальский ороген в южной части Сибирского кратона: границы, состав и история формирования по изучению керна скважин

Сибирский кратон (СК) по большей части перекрыт мощным вулканогенно-осадочным чехлом, и представления о строении этого крупного раннедокембрийского блока базируются на геофизических данных. В центральной части СК все исследователи выделяют меридиональную палеопротерозойскую зону – Таймыро-Байкальский ороген (ТБО), который разделяет западные и восточные блоки СК с контрастными геофизическими характеристиками. На разных тектонических схемах положение и конфигурация ТБО, основанные на геофизических данных, различаются [2, 6, 8, 10–12]. В докладе будут представлены результаты изучения раннедокембрийских пород по керну глубоких скважин, пробуренных в южной части СК, на Ангаро-Ленской ступени и Непско-Ботубобинской антеклизе, для уточнения строения, состава и возраста ТБО.

Положение западной границы ТБО установлено на двух участках по сближенным скважинам, которые вскрыли породы с контрастной коровой историей. На западе Непско-Ботубобинской антеклизы граница зафиксирована наиболее точно по двум близко расположенным скважинам. В скв. Кулиндинская-1 вскрыты архейские комплексы, принадлежащие, вероятно, к западному Тунгусскому супертеррейну СК: метаморфизованные терригенные осадочные породы (возраст детритового циркона от 2.62 до 3.28 млрд лет, $T_{Nd}(DM) = 2.91$ млрд лет) и рвущие их постколлизийные граниты (возраст магматического циркона 2525 ± 10 млн лет, $T_{Nd}(DM) = 2.77$ млрд лет) [7]. Напротив, расположенная в 20 км к северо-востоку скв. Ереминская-101 вскрыла ювенильные палеопротерозойские гнейсограниты ($T_{Nd}(DM)$ от 2.3 до 2.4 млрд лет) [3], которые, вероятно,

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

³ РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁴ ФГУП ГНЦ РФ «ВНИИГеосистем», Москва, Россия

⁵ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

представляют ТБО. Близкие соотношения архейских и палеопротерозойских комплексов установлены южнее, на Ангаро-Ленской ступени. На этом участке Левобережные и Правобережные скважины вскрыли габбро-диорит-гранодиоритовый массив с возрастом 2530 ± 30 млн лет ($T_{Nd}(DM) = 2.89-3.01$ млрд лет) и метаморфизованную терригенно-карбонатную толщу, которая формировалась за счет материала архейской коры (возраст детритового циркона от 2.6 до 2.7 млрд лет, $T_{Nd}(DM)$ от 2.97 до 3.14 млрд лет). Перекрывающие рифейские гравелиты и песчаники, вскрытые скв. Правобережные, содержат наряду с неоархейским (2.5–2.7 млрд лет) около 20% детритового циркона с возрастaми 1.8–2.1 млрд лет, указывая на приграничное положение изученного архейского участка. Этот молодой циркон, вероятно, поступал из палеопротерозойских комплексов, вскрытых к востоку скважинами на Южно-Ковыктинской площади [1] и далее на Ачитканском выступе [9].

Внутреннее строение, состав и возраст ТБО изучены в южной и центральной частях Непско-Ботуобинского поднятия. Наиболее ранний комплекс ТБО представлен мигматизированными гранат-биотитовыми парагенейсами с палеопротерозойскими модельными возрастaми ($T_{Nd}(DM)$ от 2.28 до 2.45 млрд лет) и палеопротерозойским спектром распределения U-Pb возрастaов циркона от 1.98 до 2.12 млрд лет с единичными архейскими зернами. Эти породы, по-видимому, представляют останцы граувакковых толщ, сформированные при разрушении островодужных построек. Преобладающим распространением в ТБО пользуются постмигматитовые гранитоиды, которые варьируют по составу от диоритов до лейкогранитов K-Na ряда, сильно обогащены литофильными и легкими редкоземельными элементами, иногда ассоциируют с габброидами, и по всем геохимическим особенностям могут быть отнесены либо к обстановке активной континентальной окраины, либо к обстановке распада коллизионного орогена. По-видимому, приемлемы обе тектонические интерпретации, поскольку U-Pb геохронологические данные по циркону фиксируют разновозрастность гранитоидов от 2.0 до 1.8 млрд лет ([1, 3–5, 8], наши данные), указывая на их формирование на разных этапах тектонической эволюции ТБО. Судя по Sm-Nd изотопно-геохимическим характеристикам ($T_{Nd}(DM)$ от 2.55 до 2.65 млрд лет), формирование этих палеопротерозойских гранитоидов происходило при участии архейского корового материала. Это указывает на присутствие под ТБО фрагментов архейской коры, которая, возможно, представляет края континентальных блоков, захороненных в ходе коллизии при закрытии палеопротерозойского океанического бассейна.

Восточная граница ТБО, по-видимому, располагается вдоль восточного борта Непско-Ботуобинской антеклизы, к востоку от которой располагается обширный блок стабильной архейской коры, Мархинский террейн [8],

сложенный тоналит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, гранитоидами и гранитами с возрастaми от 2.9 до 2.7 млрд лет и различной, в отдельных участках очень длительной коровой предисторией ($T_{Nd}(DM)$ от 2.84 до 3.77 млрд лет).

Таким образом, результаты комплексного изучения фундамента по керну скважин показывают, что ТБО в южной части СК представляет обширную область распространения палеопротерозойских пород, близкой к контуру Маганского террейна [6]. В истории формирования ТБО распознаются комплексы субдукционных и постколлизийных обстановок в интервале времени 2.1–1.8 млрд лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00686).

Литература

1. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. и др. Первые данные об абсолютном возрасте фундамента Сибирской платформы, полученные на основе U-Pb датирования цирконов на SHRIMP-II (поздний архей) // Горные ведомости. 2011. № 12. С. 6–22.
2. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
3. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.
4. Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Чухонин А.П. и др. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения. 1996. № 5. С. 98–110.
5. Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могадинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. РАН. 2015. Т. 461. С. 558–562.
6. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
7. Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О. и др. Восточная окраина неархейского Тунгусского террейна: Данные по скважинам в центральной части Сибирской платформы // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 663–676.
8. Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: Constraints from paleoproterozoic Granitoids // Precam. Res. 2020. V. 348. 105869.
9. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M. et al. Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: A Nd-isotope synthesis / Eds. S.M. Reddy, R. Mazumder, D.A.D. Evans, A.S. Collins. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 127–143.

10. *Pisarevsky S.A., Nataпов L.M., Donskaya T.V. et al.* Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // *Precam. Res.* 2008. V. 160. P. 66–76.

11. *Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K.* A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // *Precam. Res.* 2020. V. 340. 105645.

12. *Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian cratonic basement: an overview // *Gondwana Res.* 2007. V. 12. P. 279–288.

А.Н. Семенов¹, О.П. Полянский¹, А.Э. Изох¹

Численное моделирование взаимодействия мантийных и коровых магм в разных геодинамических обстановках на примере массивов Западного Сангиленна (Тува, Южная Сибирь)

Тектоно-метаморфическая и геодинамическая история развития Сангиленского блока характеризуется сменой тектонических режимов, маркируемых термальными событиями и проявлениями разновозрастных и разнотипных ультрабазит-базитовых и гранитоидных ассоциаций [1–3]. Моделирование процессов транспорта магм на верхнекоровые уровни является актуальным для Сангиленна, где устанавливается связь метаморфизма НТ/LP-типа с габбро-монцодиоритовыми интрузиями. На основе выявленной последовательности тектонических событий и соответствующих им проявлений базитового и гранитоидного магматизма, построены модели магматизма разных геодинамических обстановок.

1. Моделирование магматизма аккреционно-островодужного этапа (570–535 млн лет). Наиболее ранними базитовыми ассоциациями Западного Сангиленна являются массивы, расположенные в структурах Агардаг-Тесхемского офиолитового пояса, среди которых выделяется Карашатский дунит-верлит-клинопироксенит-габброноритовый массив. Предложена модель его формирования в островодужной обстановке как надсубдукционного транс-мантийного диапира. Выполнено моделирование с перебором температурно-реологических параметров мантии и субдуцированных пород при разных кинематических граничных условиях.

2. Объекты моделирования коллизионной стадии (525–490 млн лет) – габбро-монцодиоритовые массивы (Баянкольский, Правоторлашшинский,

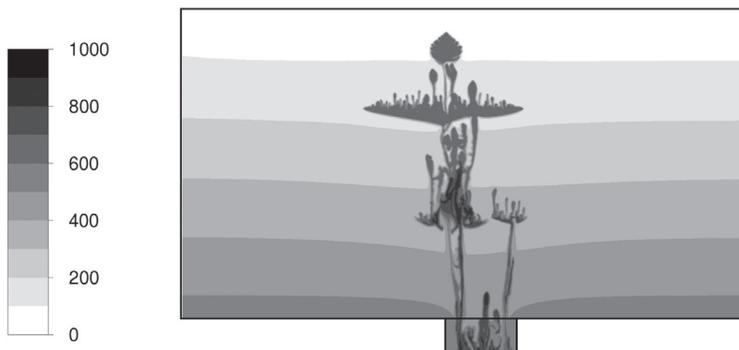
¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Эрзинский) – представляют собой многокамерные интрузии. На рисунке представлены контуры распределения температуры, полученные путем численного моделирования подъема магмы из верхнемантийной магматической камеры. Магматические камеры и термальные аномалии образуются на плотностных границах 3-слойной коры, подъем магмы осуществлялся по сформировавшейся системе каналов.

3. В позднем ордовике в конце трансформно-сдвиговой стадии выплавка базитовых расплавов происходила из глубинного источника, более обогащенного некогерентными элементами по сравнению с надсубдукционной мантией, что может быть связано с влиянием мантийного плюма. Малоглубинные параметры становления Башкымугурской интрузии и высокотемпературная метаморфическая зональность вокруг нее вполне удовлетворительно объясняются в рамках модели локализованного источника в утоненной коре. На этапе трансформно-сдвигового растяжения в утоненной коре (этап 465–440 млн лет) глубинная тепловая аномалия исчезает, а преобладающим становится одноактное внедрение магм из коромантийного резервуара на верхнекоровый уровень. Этот этап соответствует метаморфизму M2 высоких температур/низких давлений. Вокруг плутонов формируются высокоградиентные зонально-метаморфические комплексы на уровне 6–8 км. Таким образом, гранулитовый метаморфизм низких давлений объясняется внедрением магмы на соответствующий уровень, а не путем выведения гранулитов по синметаморфическим надвигам или субвертикальным сдвигам.

Подходы к описанию последовательного процесса плавления, подъема магмы к поверхности и становлению подобных интрузивов сталкиваются с трудностями построения реалистичных, физически обоснованных моделей транспорта расплавов [4] ввиду чрезвычайно контрастных свойств и разного реологического поведения магмы и вмещающей среды. Представленные модели наиболее полно отражают процессы плавления, подъема и погружения магмы и выполнены с учетом переменных физических свойств расплавов разного состава. То есть в учет принимается изменения плотности, вязкости и объемного состава магмы в зависимости от температуры, давления и доли расплава.

Представленные термомеханические модели дают возможность показать процесс формирования как многокамерных магматических образований, так и однокамерных малоглубинных интрузий. Модели взаимодействия контрастных по составу расплавов в магматической камере показывают, что взаимодействие магм приводит к магматическому минглингу без заметной химической ассимиляции корового материала. Форма интрузий, наблюдаемых в численных экспериментах, представляет всплывающие капли, перемещающиеся по вертикальным каналам в нижней коре, вертикальные каналы и дайки в средней коре. Путем чис-



[С]

Рис. 1. Контуры распределения температуры в магматической многокамерной системе в результате подъема магмы из камеры, находящийся на глубине 50 км

ленного моделирования показано, что всплывания – механизм подъема магмы при порционном плавлении оказывается принципиально иным – в форме проникновения по магматическому каналу или системе каналов [5]. Скорости подъема диапиров в земной коре (0.8 см/год) более, чем на порядок ниже скорости миграции расплава при фракционном плавлении, которая составляет по модельным оценкам не менее 25 см/год. Показано, что этапы развития метаморфической зональности в форме «термального купола» были обусловлены разным режимом течения магматического материала: на первом этапе диапирового типа, на втором – путем просачивания по системе каналов. Смена режимов магматизма определялась, по-видимому, сменой тектонической обстановки. Сделаны модельные оценки длительности интрузивных процессов и степени плавления в нижнем–среднем слое коры Сангиленского орогена на коллизионном этапе. Подъем базитовой магмы в утолщенной при коллизии коре происходит посредством формирования системы промежуточных нижне-среднекоровых камер за время 400–500 тыс. лет, а через ослабленную зону растяжения на постколлизионном этапе магма поднимается путем одноактного внедрения до малоглубинного уровня становления массива за ~25 тыс. лет. Смена тектонических режимов в истории Западного Сангиленга влияет на размещение габбро-монцодиоритовых массивов и метаморфических ареалов. На стадии коллизии магматические тела и сопряженные гранулитовые комплексы формируются на уровне нижней–средней коры, на стадии трансенсии они формируются в низкобарических верхнекоровых условиях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 22-77-00068.

Литература

1. *Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С.* и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийно-го тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
2. *Козаков И.К., Азимов П.Я.* Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна (Центрально-азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. №6. С. 635–645.
3. *Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Р.* Коллизийный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
4. *Schmeling H., Marquart G., Weinberg R., Wallner H.* Modelling melting and melt segregation by two-phase flow: new insights into the dynamics of magmatic systems in the continental crust // Geophys. J. Int. 2019. V. 217. P. 422–450.
5. *Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В.* Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилен, Тува, Россия // Геотектоника. 2021. № 1. С. 3–22.

**Л.П. Семенова¹, С.В. Малышев¹, Н.А. Алфимова¹,
А.Е. Марфин², А.В. Матрёничев³**

Трековый анализ апатита из массива Репоярви (Мурманская область)

Низкотемпературная история платформенных областей является важным аспектом для понимания тектонической истории региона, амплитуды эрозии и рельефообразующих процессов. Метод датирования по трекам осколков деления в апатите позволяет определить возраст остывания пород ниже температуры 110 °С, а, следовательно, даёт возможность получить время платформенного поднятия и скорость эрозии территории.

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³ ООО «Норникель Технические Сервисы»

Методика измерения длин замкнутых треков позволяет выполнить термохронологическое моделирование, которое отражает термическую историю региона в пределах 60–110 °С [1].

На территории Кольского полуострова широко распространён девонский щелочной магматизм [2]. В породах щелочных массивов в большом количестве содержится апатит, что позволяет использовать их для трекового датирования. В настоящее время термохронологическая изученность южной части Кольского полуострова, в отличие от западной и юго-западной части Балтийского щита [3], остается довольно низкой. Единичные публикации посвящены $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и трековым датировкам по апатиту щелочных массивов Кольского полуострова [4]. Тем не менее, большое количество массивов остаются неизученными низкотемпературными термохронологическими методами, как например, массив Репоярви, изучение которого позволит дополнить термохронологическую картину для Балтийского щита.

Репоярви – ультраосновной-щелочной-карбонатитовый массив, который располагается в юго-западной части Кольского полуострова и входит в состав Балтийского щита. Массив включает в себя ультраосновной, щелочной и карбонатитовый комплексы, содержащие апатит в большом количестве.

Для данного исследования были использованы три образца пород с апатитом из керна одной скважины массива Репоярви. Образцы были отобраны с разных глубин: 9,8, 77,4 и 147,5 м. Было изучено от 11 до 20 зёрен апатита для каждого из образцов на Trackscan (Autoscan Systems) в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. Содержания ^{238}U и РЗЭ, Sr и Y в апатите были измерены в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН (г. Иркутск) с использованием масс-спектрометра Agilent 7900 и системы лазерной абляции Analyte Excite. Расчет возраста осуществлялся относительно стандарта апатита Durango с возрастом 31.44 ± 0.18 [5]. Нормированные на хондрит спектры РЗЭ, содержания Sr и Y апатита соответствуют метасоматизированным ультраосновным породам.

По результатам трекового датирования апатита с помощью программы IsoplotR были получены трековые возрасты образцов 301.0 ± 23.6 , 317.2 ± 20.3 и 324.3 ± 31.7 млн лет. t - T инверсионное моделирование выполнено в программе HeFTy по 87 замкнутым трекам, длины которых были измерены в изучаемых зернах апатита, [1].

Полученные результаты можно интерпретировать следующим образом.

Полученные датировки трех образцов перекрываются между собой, различия в глубинах отбора является незначительным. Средневзвешенное значение трекового возраста апатита массива Репоярви составляет 314.2 ± 22.5 млн лет. Данное значение соответствует времени экструзии

массива на глубину <3.5 км, и данный возраст согласуется с трековыми датировками других массивов таких, как Озёрная Варака, Ковдор [4, 6].

Согласно полученной t - T модели, исследуемые породы пересекли изотерму 110 °С около 320 млн лет назад. Девонские щелочные массивы Кольского полуострова имеют в среднем возраст образования около 380 млн лет. Учитывая, что скорость эрозии для территории Кольского полуострова, как платформенной области или плоскогорья составляла в этот период в среднем 1–20 м/млн лет [7], при геотермическом градиенте 30°/км можно предположительно оценить, что в период 320–380 млн лет было эродировано не менее 0.06–1.2 км. Подъём территории может быть связан с региональными тектоническими процессами герцинского времени, которые привели к подъёму центральной части Кольского полуострова.

В диапазоне 320–30 млн лет последовал этап тектонической стабильности со скоростью эрозии примерно 0.6 км/млн лет, что соответствует платформенным областям [7].

Второй этап охлаждения оценивается в период 30–20 млн лет назад и до настоящего времени. Эксгумация и эрозия в это время происходит со скоростью около 100 м/млн лет, что вероятно связано с поздним рифтогенезом во время раскрытия Атлантического океана в районе северной Скандинавии в палеоцене–эоцене [3].

В результате трекового датирования апатита из массива Репоярви получено, что эрозия центральной части Кольского полуострова проходила в два этапа: ~320 млн лет, и ~30 млн лет. Оба события связаны с региональными тектоническими событиями (герцинской складчатости восточнее Балтийского щита и Атлантическим рифтогенезом, соответственно), которые привели к подъёму территории и последующей эрозии, и эксгумации массива Репоярви. В первый этап было размыто не менее 0.6–1.2 км, во второй порядка 2.0 км верхней части континентальной коры.

Литература

1. *Ketcham R.A.* Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data // *J. Rev Mineral Geochem.* 2005. V. 58. P. 275–314. doi: 10.2138/rmg.2005.58.11.

2. *Arzamastsev A.A., Mitrofanov F.P.* Paleozoic plume-lithospheric processes in northeastern Fennoscandia: evaluation of the composition of the parental mantle melts and magma generation conditions // *J. Petrology.* 2009. V. 17. N 3. P. 300–313. doi: 10.1134/S0869591109030060.

3. *Stuevold L.M., Eldholm O.* Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin // *J. Glob Planet Change.* 1996. V. 12. P. 359–386.

4. *Veselovskiy R.V. et al.* Thermochronology and exhumation history of the Northeastern Fennoscandian Shield since 1.9 Ga: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and

apatite fission track data from the Kola Peninsula // J. Tectonics. 2019. V. 38. N 7. P. 2317–2337. doi: 10.1029/2018TC005250.

5. McDowell F.W., McIntosh W.C., Farley K.A. A precise ^{40}Ar - ^{39}Ar reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard // J. Chemical Geology. 2005. V. 214. P. 249–263. doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.10.002.

6. Veselovskiy R.V. et al. New apatite fission-track data from the murmansk craton, NE Fennoscandia: An echo of hidden thermotectonic events // J. Minerals. 2020. V. 10. N 12. P. 1–15. doi: 10.3390/min10121095.

7. Dunai T.J. Cosmogenic nuclides. Principles, concepts and applications in the Earth surface sciences. New York: Cambridge University Press, 2010. 187 p.

А.А. Сенцов¹, А.О. Агибалов¹

Структурно-геоморфологические индикаторы сдвиговых перемещений на острове Итуруп (Большая Курильская гряда)

В основу работы положены структурно-геоморфологические исследования цифровой модели рельефа острова Итуруп разрешением 1 угловая секунда [5]. На первом этапе дешифрирования, выполненном по методике Н.П. Костенко [3], были выделены наиболее протяженные (длиной порядка 40 км) «слабые» зоны, относящиеся к 1-му рангу. Они фрагментируют изучаемую территорию на блоки и формируют 2 системы – северо-восточного (по азимуту 25°) и восток–северо-восточного (по азимуту 70°) простираний (рисунок). Линеаменты каждой системы расположены кулисообразно на равном расстоянии друг от друга. Такая эшелонированность и эквидистантность характерны для сдвиговых зон, а общий рисунок линеаментного поля, отличающийся наличием ромбовидных в плане морфоструктур, напоминает сдвиговые дуплексы [6]. Отметим, что вдоль межблоковых границ восток–северо-восточного простирания наблюдаются смещения «слабых» зон северо-восточного направления как при правом сдвиге. Эти подвижки возможны при ориентировке сжимающих напряжений в северо-западном направлении, установленном по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений. В целом сдвиговые деформации южного фланга Курильской гряды объяснимы тем, что Тихоокеанская плита приближается к субдукционному желобу под

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

острым углом порядка 55° [2]. Ориентировка менее протяженных межблоковых границ 2-го ранга согласуется с конфигурацией «слабых» зон 1-го ранга. Линейные элементы дешифрирования средней протяженностью ~ 15 км относятся к 3-му рангу. Они представлены, в основном, линейными понижениями рельефа с крутыми склонами, а в ряде случаев с ними связан перистый рисунок гидросети. На примере острова Уруп показано, что эти геоморфологические особенности можно интерпретировать как признак морфоструктур растяжения [4]. Их закономерная ориентировка преимущественно по азимуту 130° соответствует направлению простирания трещин отрыва в сдвиговой обстановке при общем северо-западном сжатии территории. Показанные на геологической карте [1] разрывные нарушения соответствуют «слабым» зонам 3-го ранга.

Таким образом, структурно-геоморфологический анализ позволил выделить предполагаемые разрывные нарушения сдвиговой кинематики и выраженные в рельефе трещины отрыва на острове Итуруп.

Исследование выполнено в рамках Госзадания ИФЗ РАН и комплексной экспедиции РГО и Министерства обороны «Восточный бастион – Курильская гряда».

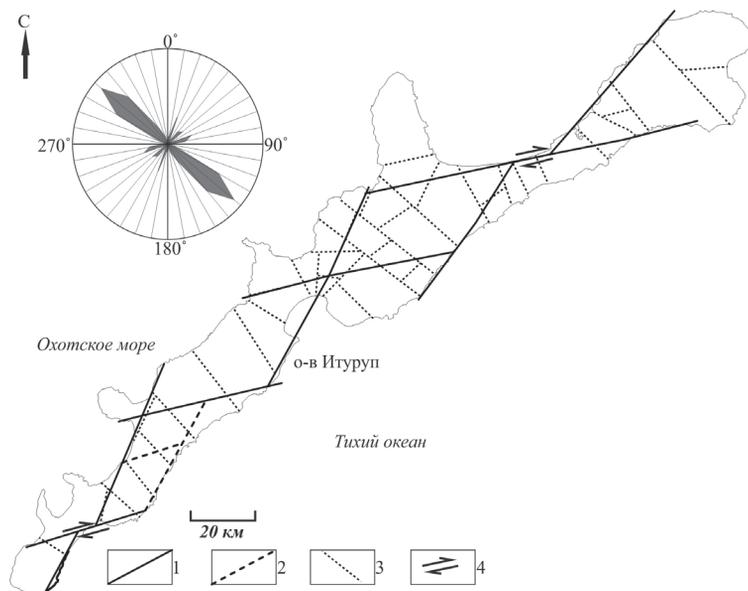


Рисунок. Схема блоковой делимости острова Итуруп: 1–3 – «слабые» зоны: 1 – 1-го, 2 – 2-го, 3 – 3-го ранга; 4 – направление перемещения вдоль предполагаемых разрывных нарушений сдвиговой кинематики. Слева вверху: роза-диаграмма, иллюстрирующая ориентировки «слабых» зон 3-го ранга (с учетом их протяженности)

Литература

1. Атлас Курильских островов. Москва–Владивосток: Дизайн. Информациа. Картография, 2009. 516 с.
2. Борискина Н.Г., Касаткин С.А., Хомич В.Г. Геология, геодинамика и благороднометалльное оруденение южного фланга Курильской островодужной системы // Успехи современного естествознания. 2019. № 8. С. 44–49.
3. Костенко Н.П. Геоморфология. М.: МГУ, 1999. 379 с.
4. Собисевич А.Л., Агibalов А.О., Сенцов А.А. Выделение активных разрывных нарушений сдвиговой кинематики острова Уруп структурно-геоморфологическими методами // Добрецовские чтения: наука из первых рук. Материалы Первой Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающего ученого и организатора науки академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова 1–5 августа 2022 г. Новосибирск: СО РАН, 2022. С. 303–305.
5. Цифровая модель рельефа. URL: <https://lpdaac.usgs.gov/products/srtmgl1nv003/>. Дата обращения 28.11.2022.
6. Юдин В.В. Надвиговые и хаотические комплексы. Симферополь: АРИ-АЛ, 2013. 250 с.

**С.А. Силантьев¹, Е.А. Краснова^{1,2}, И.В. Кубракова¹,
А.А. Новоселов³, М.В. Портнягин⁴, В.В. Шабыкова¹,
А.С. Грязнова¹**

Тектоническая позиция магматических и метаморфических комплексов Северо-Западной акватории Тихого океана: Результаты 201-го и 249-го рейсов НИС «Зонне»

Литосфера Северо-Западной акватории Тихого океана была образована в контрастных геодинамических обстановках: в строении ее отдельных фрагментов участвует коровый субстрат, характерный для океанических

¹ Институт геохимии и аналитической химии РАН имени В.И. Вернадского, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Institute of Applied Economic Geology (GEA), University of Concepción, Chile

⁴ Helmholtz Centre for Ocean Research Kiel (GEOMAR), Kiel, Germany

центров спрединга; трансформных разломов; зон субдукции; и сформированных в вулканической цепи подводных гор, маркирующей след Гавайской горячей точки. Принципиально важные данные о строении литосферы этого региона были получены в 201-ом и 249-ом рейсах НИС «Зонне», в ходе которых были проведены многочисленные драгирования на хребтах Стелмейт (северо-западная граница Тихоокеанской плиты) и Ширшова (западная акватория Берингова моря) (рис. 1). Рейс 201 НИС «Зонне» проводился под эгидой российско-германского проекта KALMAR в 2009 г., а рейс 249 – в рамках российско-американо-германского проекта BERING в 2016 г.

Наиболее популярная плейт-тектоническая схема северо-западной акватории Тихого океана была предложена в [1]. Согласно геодинамической интерпретации геофизических данных, предполагается, что хребт Стелмейт был образован при тектоническом взбросе блока океанической литосферы мелового возраста вдоль трансформного разлома. Данные о составе и петрографических типах метаморфических и магматических пород, слагающих отдельные сегменты хребта Ширшова, впервые были представлены в работе [2]. В этой работе было высказано предположение, что комплекс драгированных здесь пород, относится к офиолитовой

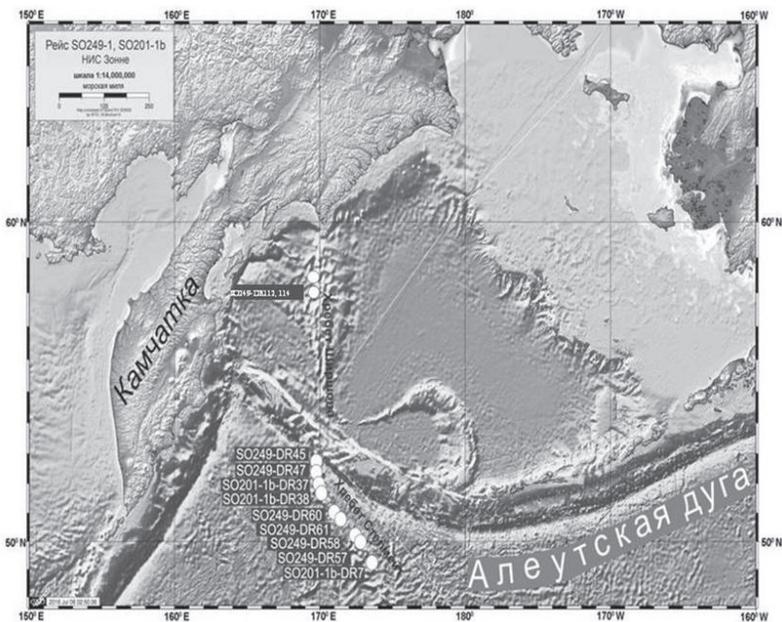


Рис. 1. Расположение станций драгирования 201-го и 249-го рейса НИС «Зонне», на которых были получены изученные породы

ассоциации, магматический протолит которой был сформирован в задуговом центре спрединга. Позже, в [3], хребт Ширшова рассматривался как структура, сформированная в течение мелового периода, акустический фундамент которой сложен океанической корой Алеутской котловины.

Результаты драгирования, проведенного в указанных акваториях в 201-ом и 249-ом рейсах НИС «Зонне», позволили прийти к важному выводу о том, что ассоциации магматических и метаморфических пород, слагающих хребты Стелмейт и Ширшова, обладают петрографическим сходством и соответствуют комплексам пород, слагающих типичные офиолитовые разрезы [4] (рис. 2). Характер распределения содержаний несовместимых элементов в изученных вулканических и субвулканических породах свидетельствует о присутствии среди них представителей, по меньшей мере, двух магматических серий: к одной из них относятся базальтоиды хребтов Стелмейт и Ширшова, в которых фиксируются отрицательная аномалия нормированного к примитивной мантии содержания Nb и положительная Ba, U, и Sr. Эти геохимические признаки указывают на принадлежность пород к продуктам супрасубдукционного магматизма. С другой стороны, в обоих хребтах присутствуют вулканические по-

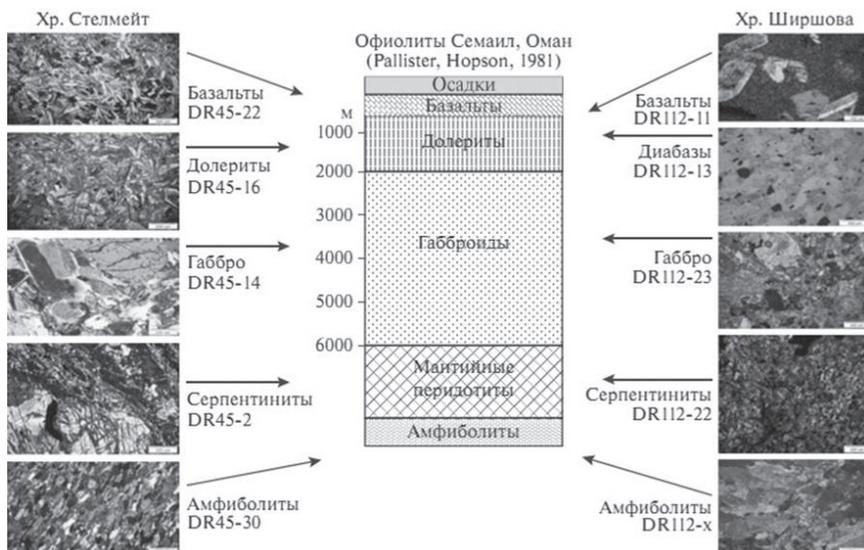


Рис. 2. Сопоставление петрографических типов пород, драгированных на станциях DR-45 (хр. Стелмейт) и DR-112 (хр. Ширшова), с разрезом типичного офиолитового комплекса Семайл, Оман (строение офиолитового разреза приведено по [4])

роды, которые по характеру распределения несовместимых элементов демонстрирует сходство с представителями семейства MORB. Судя по характеру распределения РЗЭ в плутонических породах хр. Стелмейт, среди них присутствуют представители трех различных магматических серий: толеитовой, обогащенной внутриплитного типа, и бонинитовой. Уровень содержания РЗЭ в плутонических и субвулканических породах хр. Ширшова, также как морфология их нормализованных спектров, позволяет относить их к продуктам эволюции магматических расплавов толеитовой серии. Изотопно-геохимические особенности ультрамафитов хребтов Стелмейт и Ширшова свидетельствуют о том, что большая их часть относится к урало-алаякинскому типу, характерному для палео-коллизонных зон. С другой стороны, наблюдается изотопная гетерогенность источников магматизма хребта Стелмейт. Среди плутонических пород, драгированных здесь, обнаружены образцы, геохимические особенности которых не позволяют рассматривать их, как производные эволюции родительских расплавов MORB.

В северо-западном отрезке хр. Стелмейт широко проявлены процессы деформации океанического фундамента, в результате которых слагающие его породы испытывали брекчирование и крупноамплитудные вертикальные движения. На одной из станций драгирования здесь обнаружены тектонизированные конгломераты, литокласты в которых представлены галькой и фрагментами пород, драгированных на близлежащих станциях. Присутствие в этом районе подобных конгломератов указывает на размыв коренных обнажений, сложенных перидотитами и габброидами, в субаэральных условиях.

Амфиболиты, близкие по составу протолита и P - T -условиям образования к амфиболитам хребтов Ширшова и Стелмейт, участвуют в строении многих разновозрастных офиолитовых комплексов в виде так называемых «субофиолитовых метаморфических подошв» [5]. Полученные данные позволяют относить амфиболиты хребтов Стелмейт и Ширшова к продуктам высокобарического метаморфизма, связанным с зонами субдукции. В обоих случаях протолит этих пород был представлен базальтоидами литосферы, образованной в океаническом (хр. Стелмейт) или задуговом (хр. Ширшова) центрах спрединга.

Результаты 201-го и 249-го рейсов НИС «Зонне» позволяют по-новому взглянуть на тектоническую природу мафит-ультрамафитовых комплексов хребтов Стелмейт и Ширшова:

1) мафит-ультрамафитовая ассоциация пород северо-западного сегмента хр. Стелмейт была образована на конвергентной границе литосферных плит;

2) в формировании магматических комплексов хр. Стелмейт принимали участие деплетированные и обогащенные источники;

3) на всем простирании хребта Стелмейт спорадически встречаются магматические породы, в образовании которых не участвовали мантийные резервуары океанического типа;

4) в районе 170° в.д., в пределах хребта Стелмейт, располагается крупная разломная зона, к северо-западу от которой в строении магматических комплексов участвуют ультраосновные породы, отсутствующие к юго-востоку от нее;

5) амфиболиты хребтов Сталемейт и Ширшова являются продуктами высокобарического метаморфизма, образованными в зонах субдукции.

Проведенное исследование было поддержано Германо-Российскими проектами KALMAR и BERING; грантами РФФИ 09-05-00008 и 18-05-00001; а также Министерством Науки и Образования Германии.

Литература

1. *Lonsdale P.* Paleogene history of the Kula plate: Offshore evidence and on-shore implications // *Geological Society of America Bulletin*. 1988. V. 100. P. 733–754.

2. *Силантьев С.А., Баранов Б.В., Колесов Г.М.* Геохимия и петрология амфиболитов хребта Ширшова, Берингово море // *Геохимия*. 1985. № 12. С. 1694–1705.

3. *Сухов А.Н., Чехович В.Д., Ландер А.В., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н.* Возраст фундамента хребта Ширшова (Берингово море): результаты датирования U-Pb методом циркона на микроанализаторе SHRIMP // *Докл. РАН*. 2011. Т. 439. № 2. С. 233–239.

4. *Pallister J.S., Hopson C.A.* Semail Ophiolite Plutonic Suite: Field Relations, Phase Variation, Cryptic Variation and Layering, and a Model of a Spreading Ridge Magma Chamber // *J. Geophys. Research*. 1981. V. 86. NB4. P. 2593–2644.

5. *Силантьев С.А., Грязнова А.С., Шабыкова В.В.* Амфиболиты хребтов Стелмейт и Ширшова (северо-западная Пацифика): индикаторы геодинамического режима метаморфизма на конвергентной границе литосферных плит // *Геохимия*. 2021. Т. 66. № 3. С. 1–18.

Комплекс позднедевонских долеритовых даек в Хабарнинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне на Южном Урале: варианты геотектонической интерпретации

Активный островодужный магматизм завершается на Южном Урале на рубеже франского и фаменского веков в позднем девоне. В это время происходит аккреция островодужных блоков к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и начинается формирование полимиктовой молассы и флишоидных толщ [4]. Однако мантийный мафит-ультрамафитовый магматизм, хотя и в существенно меньших объемах, продолжается вплоть до каменноугольного времени, отражая различные источники и геодинамические условия магмогенерации [5]. В позднедевонское время на Урале отмечается формирование крупных роев долеритовых даек, которые рассматриваются либо как постаккреционный магматизм, связанный с «мантийными окнами» [2], либо как отражение взаимодействия Кольско-Днепровского и Якутско-Вилуйского суперплюмов [6]. Одним из примеров проявления позднедевонского магматизма является комплекс долеритовых даек в Хабарнинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне в Сакмарской зоне Южного Урала. В этом сообщении приводятся первые данные о возрасте и геохимических характеристиках долеритов, позволяющие обсуждать их природу и геодинамические условия образования.

Хабарнинский мафит-ультрамафитовый аллохтон расположен в нескольких километрах западнее города Новотроицк (Оренбургская область) и делится рекой Урал на две части. Большая северная часть расположена в России, а меньшая южная – в Казахстане. Массив образует верхнюю тектоническую пластину Сакмарской аллохтонной зоны [1]. Он является комплексным образованием и состоит из 5 магматических комплексов и метаморфических пород основания аллохтона [1, 3]: 1) офиолитовый дунит-гарцбургитовый комплекс, слагающий центральное ядро массива; 2) восточно-хабарнинский (ВХК) дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовый комплекс; 3) молостовский комплекс малых интрузий клинопироксенит-габбро-гранитоидного состава; 4) аккермановский интрузивный верлит-габбро-плагиогранитный комплекс с комагматичным комплексом параллельных даек высокомагнезиальных базальтов и андезитов; 5) метаморфические породы, залегающие в основании аллохтона

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

и входящие в его структуру. Проведенные систематические изотопно-геохронологические исследования по определению возраста различных комплексов Хабаровинского аллохтона показали, что большинство из них укладывается в узкий временной интервал силур – ранний девон, хотя для гранат-ортопироксеновых гнейсов метаморфической подошвы аллохтона были получены более древние ордовикские датировки [3]. Долеритовые дайки прорывают породы всех перечисленных магматических комплексов и метаморфиты основания аллохтона. По составу они заметно отличаются от различных габброидов в составе аллохтона. Это позволяет выделять долериты в самостоятельный магматический комплекс послераннедевонского возраста.

Долеритовые дайки распределены неравномерно, наибольшее их количество наблюдается в восточной части массива среди пород ВХК, где они имеют, преимущественно, субмеридиональное простирание. В офиолитовых перидотитах центральной и западной части аллохтона, дайки встречаются реже и имеют, чаще, северо-западное простирание. Мощность даек сильно варьирует от первых сантиметров до 15–20 метров, при протяженности от нескольких метров до 10 км и более. Все дайки имеют отчетливо выраженную криптокристаллическую зону закалки. Центральные зоны крупных даек имеют мелко-, среднезернистую структуру. Микроструктура пород офитовая, иногда пойкило-офитовая. Долериты имеют простой минеральный состав. Три главных породообразующих минерала: клинопироксен, амфибол и плагиоклаз и аксессуарные – апатит и титаномагнетит. Породы подвержены частичному диафорезу, при котором плагиоклаз сосюритизируется, а титаномагнетит замещается вторичными минералами с сохранением ильменитовой решетки распада твердого раствора. Плагиоклаз образует призматические зерна и обладает зональностью. Его состав варьирует от почти чистого анортита до андезина. Клинопироксен в центральных раскристаллизованных частях даек имеет светло-бурый цвет в проходящем свете и образует зерна неправильной формы в интерстициях плагиоклаза. В зонах закалки он встречается в виде порфириковых вкрапленников со структурой «песочных часов». Клинопироксен относится к ряду диопсид-авгит с умеренным содержанием $Al_2O_3 = 2-4$ мас.%, $TiO_2 = 0.5-1.2$ мас.%, варьирующей магнизиальностью 0.85–0.70 и низким уровнем $CaO = 19-21$ мас.%, что является отражением его высокотемпературного происхождения. Позднемагматический амфибол коричневого цвета обрастает и замещает клинопироксен. По составу он определяется как роговая обманка. Содержание TiO_2 в амфиболе достигает 2.5 мас.%, а $Mg\# = 0.34-0.38$, что существенно ниже, чем магнизиальность клинопироксена.

По химическому составу долериты отвечают базальтам нормальной щелочности. Среднее содержание $TiO_2 = 1.6$ мас.%, при вариациях от 1.4

до 2.2 мас.%. Средняя магнезиальность пород 0.40. Содержания Rb и Sr изменяются в узких пределах 5–20 и 170–350 г/т соответственно. На геохимических дискриминантных диаграммах, используемых для интерпретации геодинамических условий формирования основных вулканитов, долериты Хабаровинского аллохтона располагаются то в поле океанических, то в поле островодужных базальтов. На мультиэлементных диаграммах они характеризуются отрицательной аномалией Nb и положительной Sr и Ba, что типично для надсубдукционных магматитов, но при этом не имеют аномалий по Ti и Zr. Нормированные на хондрит распределения РЗЭ соответствуют субгоризонтальной модели базальтов СОХ с более низким уровнем концентраций на уровне 2–4 хондритовых стандартов. Европиевые аномалии отсутствуют, что свидетельствует о первичности расплавов и об отсутствии сколько-нибудь заметной их дифференциации. В составе пород не просматриваются геохимические маркеры, которые могли бы указывать на плюмовую природу расплавов. В целом, они более соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов с дополнительными геохимическими метками, привнесенными из надсубдукционных субстратов, например, положительная аномалия Sr и Ba и негативная Nb.

Возраст долеритовых даек определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (ИГМ СО РАН, Новосибирск) по позднемагматическому титанистому амфиболу и соответствует франскому ярусу верхнего девона – 377 млн лет, что согласуется с данными о геологическом положении долеритов и их взаимоотношениях с различными комплексами Хабаровинского аллохтона.

Полученные результаты по геологическому положению, составу и возрасту комплекса долеритовых даек, образующих крупный рой в составе Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале, позволяет рассмотреть три геотектонические модели их образования – плюмовую, постаккреционного магматизма, связанного с режимом отрыва слэба и формированием «мантийных окон» и спрединговую в условиях задугового бассейна. Пока однозначное решение принять трудно из-за отсутствия изотопных данных и более надежного подтверждения абсолютного возраста пород. Однако геохимия долеритов, скорее всего, противоречит их плюмовой природе. Сходство петрохимических характеристик хабарнинских долеритов с дайками ивдельского комплекса такого же возраста на Северном Урале [2], вероятно, дает основание для их сопоставления. Некоторые магматические комплексы верхнедевонского возраста, известные на Южном Урале, также связывают с плавлением в области разрыва слэба, после отмирания Магнитогорской островной дуги [5]. При этом в них сильнее ощущается влияние надсубдукционного материала, в отличие от долеритов Хабаровинского аллохтона. Спрединговый магматизм в задуговых бассейнах, характеризуется обычно геохимией

базальтов СОХ и может быть рассмотрен в качестве реалистичного для объяснения генезиса долеритовых даек в Хабаровинском аллохтоне на Южном Урале.

Работа выполнена по госбюджетной теме АААА-А18-118052590029-6 в Лаборатории петрологии магматических формаций ИГГ УрО РАН. Аналитические работы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург).

Литература

1. *Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др.* Петрология постагрибуржитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.

2. *Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В.* Проявление позднедевонского постагрекционного магматизма на восточном склоне Северного Урала: новые данные о возрасте и геохимии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 1. С. 38–46.

3. *Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М., Готтман И.А., Серов П.А., Бирюзова А.П., Юдин Д.С.* Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы 3-й международной конференции. Т. 2. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 125–132.

4. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

5. *Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р.* Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М.: Наука, 2019. 392 с.

6. *Puchkov V.N., Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Sergeeva N.A* Devonian >2000-km Long Dolerite Swarm Belt and Associated Basalts along the Urals-Novozemelian Fold-belt: Part of an East-European (Baltica) LIP Tracing the Tuzo Superswell // GFF. 2016. V. 138. N 1. P. 6–16.

Среднепалеозойская габбро-гранитная интрузивная серия архипелага Шпицберген: основные характеристики и обстановки формирования

Среднепалеозойский (S_2 – D_1) гранитоидный магматизм широко представлен в литотектонических блоках складчатого основания архипелага Шпицберген, где его массивы выступают в качестве маркёра каледонского тектоно-магматического события. Массивы этих гранитоидов, сопровождаемые дайками лампрофиров, выведены на дневную поверхность на севере архипелага, где они прорывают породы древних комплексов в районах Северо-Западного Шпицбергена (СЗШ), полуострова Нью Фрисланд (НФ) и острова Северо-Восточная Земля (СВЗ). Массивы обладают целым рядом общих характеристик, в том числе изотопным возрастом. Во всех районах с проявленным PZ_2 гранитоидным магматизмом присутствуют и тела габброидов, как правило, в различной степени метаморфизованные. Данные по изотопному возрасту и геологической характеристике всех этих пород позволяют определить последовательность их формирования: габбро, долериты, габбро-диориты → граниты, граносиениты, сиениты → лампрофиры.

Комплекс PZ_2 гранитоидов на архипелаге представлен крупными массивами и серией мелких штоков. Вмещающими породами для гранитоидов являются в разной степени метаморфизованные породы PR_1 – RF_3 . На НФ граниты с размывом перекрыты отложениями S_2 . Крупные массивы (200–300 км²), такие как Рийп-фьорд и Хёгколлен (СВЗ), Хорнеман (СЗШ) и Ньютон (НФ), имеют форму гарполитов. Контактный метаморфизм, достаточно мощный [4, 8, 9, 13], проявлен наиболее наглядно в районе «шляпки» гарполитов. Важной чертой этих гранитов является их высокая намагнитченность: магнитная восприимчивость λ составляет до $(50–70) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [9, 12]. Граниты сопровождаются жильной фазой аплитов, пегматитов и поздних лампрофиров. Тела метагабброидов описаны в этих же районах и представлены штоками, силлами и дайками. Самые крупные (более 30 км²) известны на острове Большом и мысе Лаура (СВЗ), они двухфазные. В ряде обнажений можно видеть, как габброиды прорываются гранитоидами. Характерен метаморфизм разной интенсивности. Все тела отличаются повышенной намагнитченностью (λ в среднем 4.62 ед. СИ) [9].

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия

Гранитоиды представлены субщелочными гранитами и монцонитами, реже гранодиоритами; на НФ присутствуют граносиениты и *Kв* сиениты. Для крупных тел можно выделить до 3–5 фаз внедрения. На диаграмме TAS – это ассоциация в ряду монцониты – граносиениты (сиениты) – субщелочные граниты. По составам они характеризуются как пересыщенные Al_2O_3 при частом доминировании FeO над Fe_2O_3 ; по содержанию щелочей – как субщелочные и высококалийевые породы. На диаграмме (Na+K)/Ca – As точки этих пород попадают в поле субщелочной серии [9]. Распределение РЗЭ в гранитоидах характеризуется обогащением лёгкими РЗЭ, большим разбросом суммы РЗЭ в ранних и поздних фазах (60–860 г/т) и слабым в целом европиевым минимумом. Гранитоиды относятся к гранит-граносиенитовому формационному типу [2], проявления которого характерны для областей завершённой складчатости.

Габброиды представлены габбро, долеритами, троктолитами, норитами, габбро-диоритами; диориты острова Большой – поздняя фаза этого массива. В породах описаны два парагенезиса: магматический и метаморфогенный. По составу метагабброиды СВЗ и СЗШ соответствуют породам толеитовой серии, а НФ – субщелочной. На диаграмме нормативных составов Q-Hy-Di-Ol-Ne они соответствуют, в основном, Q-Hy-Di составам, наименее метаморфизованные разности характеризуются отсутствием нормативного Di. Распределение РЗЭ характеризуется их низкой суммой, низким отношением $(La/Yb)_n$, слабо проявленным европиевым минимумом либо его отсутствием. При этом габброиды характеризуются высокими содержаниями Sr (до 1100 г/т) и Ni (до 350 г/т).

Лампрофиры (керсантиты и минетты) – это основные умереннощелочные и щелочные породы, отвечающие по составу трахибазальтам и щелочным базальтам. По составу нормативных минералов они малокварцевые либо безкварцевые, отдельные пробы характеризуются присутствием нефелина. Резкий наклон графика РЗЭ свидетельствует о значительном преобладании лёгких РЗЭ, но европиевый минимум незначителен [5].

Возраст гранитов СВЗ (U-Pb, Pb-Pb) составляет 410–427 млн лет [10, 12 и др.], для лампрофиров определён U-Pb возраст 411 ± 7 млн лет [7]. Для дайки метадолеритов из этого района возраст (U-Pb) кристаллизации составил 428 ± 3 млн лет [8]. Новые данные по U-Pb датированию циркона из этих пород следующие. Метагаббро острова Большой – 409 ± 6 млн лет; равнины Троллей – 409 ± 5 млн лет; в районе мыса Чухновского метагаббро с возрастом 407 ± 5 млн лет прорвано дайкой гранитоидов с возрастом 404 ± 9 млн лет [10]. Предполагаем, что цифры в интервале 409–407 млн лет указывают на возраст метаморфизма габброидов. Массив Хорнеман (СЗШ) – гранитоиды ранней фазы: $418 \pm 0,8$, $421 \pm 0,6$, $423 \pm 1,5$ млн лет, U-Pb; главной фазы: 414 ± 10 млн лет, Rb-Sr, 413 ± 5 , Rb-Sr; поздней фазы: 411.8 ± 4.1 млн лет, U-Pb [9, 10 и др.]. Для мелких массивов

серых гранитов в разных частях СЗШ разными методами (U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr, K-Ar) получены цифры в интервале 436–380 млн лет [4, 10 и др.]. Для дайки диоритов – 421 ± 36 млн лет, Pb-Pb [10 и др.]. Возраст граносиенитов массива Ньютон (НФ), K-Ar метод (вал) – 385–406 млн лет, Rb-Sr метод (биотит) – 401–402 млн лет, Rb-Sr метод (вал и апатит) – 432 ± 10 млн лет [10, 13]. Наши данные (U-Pb) по сиенитам нунатака Эркокаузене – 399 ± 3 и 388 ± 3 млн лет [10].

Приведённые выше материалы по характеристике PZ_2 метагабброидов и гранитоидов показывают их возрастное и парагенетическое единство. Главный член этой интрузивной серии – гранитоиды. На диаграмме $(Na+K)/Ca - As$ они отвечают субщелочной серии [9]. Дискриминантные диаграммы для этого комплекса указывают на их внутриплитное происхождение [5, 7]. Н.Б. Кузнецов [1] пришёл к выводу, что эти гранитоиды могут быть сопоставимы с гранитами А-типа. Наши данные [5, 6] демонстрируют, что источниками для формирования этих гранитоидов были породы нижней коры (или даже мантии), а становление конкретных массивов шло в ходе фракционной кристаллизации первичной магмы. Это же подтверждается постоянной ассоциацией гранитоидов и лампрофиров: они могут являться составными частями контрастной габбро-гранитной магматической парагенетической ассоциации, что характерно для гранитов А-типа. Высокая магнитная восприимчивость этих пород указывает на их глубинность. По мнению [3], появление такого рода магматитов связано со структурами растяжения, особенно в пределах жёстких масс, а верхний предел существования магматических очагов, где идёт процесс выплавки подобных магм, соответствует условиям: $P = 21$ кбар (глубина около 70 км), T – до 1250 °С.

Метагабброиды, постоянно проявленные на этих территориях, имеют внутриплитное происхождение и характеризуются как толеитовые или субщелочные. Геохимические черты этого базитового магматизма определяются составом их мантийного резервуара, который может характеризоваться как неистощенная мантия.

Геологические взаимоотношения изученных образований позволяют говорить, что внедрение глубинных магм основного состава привело к прогреву и частичному расплавлению пород на границе мантия – нижняя кора. Результатом стало формирование массивов субщелочных гранитоидов и лампрофиров. Внедрение больших масс гранитоидов привело к термальному метаморфизму ранее сформированных тел габброидов PZ_2 . На значительные масштабы PZ_2 термального метаморфизма на СЗШ указывал ранее М.Г. Равич [4]; также этот процесс был описан на НФ и СВЗ [8, 13].

Можно предположить, что PZ_2 магматизм в этой части Арктики связан с рифтогенно-плюмовыми процессами, которые привели к образованию

Восточно-Баренцевоморского прогиба, в центре которого проявлен трапповый вулканизм, а на плечах (включая Шпицберген) расположены проявления щелочного магматизма [11]. Шпицберген относится к литосферным блокам со «зрелой» сиалической корой, где большой объём занимают гранитоиды, пересыщенные Al_2O_3 и изменяющиеся по своим характеристикам от высокоглинозёмистых гранитов до умереннощелочных и щелочных гранитов. Последние обычно ассоциируются с габброидами повышенной калиевой щёлочности и рассматриваются как породы смешанного генезиса (корово-мантийного), что в совокупности может указывать на их формирование в плюм-тектонических обстановках.

Отметим, что PZ_2 габбро и граниты (430–390 млн лет) эквивалентны по возрасту времени заложения (S_2-D_1) девонского грабена Шпицбергена. Такие грабены являются индикаторами рифтогенных обстановок. Учитывая приведенные материалы, заключаем, что выделенная PZ_2 габбро-гранитная (с граносиенитами) интрузивная серия маркирует собой деструктивный геотектонический процесс в условиях воздействия мантийного плюма на блок коры гренвильской консолидации. Этот факт и другие характеристики этих пород дают основание отнести PZ_2 интрузивную серию к глубинным мантийно-коровым образованиям, становление которых шло в условиях внутриплитных обстановок S_2-D рифтогенеза.

Литература

1. Кузнецов Н.Б. Основание Свальбарда: северо-восточное продолжение скандинавских каледонид или северо-западное продолжение протоуралид-тиманид? // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 23–51.
2. Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. Магматические формации СССР. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 318 с.
3. Печерский Д.М., Багин В.М. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
4. Равич М.Г. Существует ли гранито-гнейсовый комплекс нижнепротерозойского возраста на северо-западе Шпицбергена? // Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976. С. 32–55.
5. Сироткин А.Н. Возраст, состав и структурная характеристика метаморфического комплекса Дувефьорд (о. Северо-Восточная Земля, арх. Шпицберген) // Региональная геология и металлогения. 2012. № 51. С. 32–41.
6. Сироткин А.Н. Магматизм Шпицбергена: синтез геологических, петрохимических и геохронологических данных // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Тез. докл. Т. 2. Спб.: изд-во СпбГУ, 2012. С. 232–236.
7. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н. Эндеогенные режимы и эволюция регионального метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген. Спб, ВНИИОкеангеология, 2011. 270 с.

8. Сироткин А.Н., Скублов С.Г. U-Pb возраст циркона из метабазитов кристаллического фундамента архипелага Шпицберген и история его формирования // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 47–58.

9. Сироткин А.Н., Евдокимов А.Н., Скублов С.Г. Эндеогенные процессы в породах древнего основания архипелага Шпицберген. LAMBERT Academic Publishing RU, 2017. 139 с.

10. Сироткин А.Н., Шарин В.В., Милославский М.Ю., Окунев А.С. Геологические исследования на Шпицбергене: люди, события, результаты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2022. 232 с.

11. Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Щербакова Т.Ф., Серов П.А. Геохимия палеозойских долеритовых даек северо-востока Кольского полуострова и их соотношение с трапповым и щелочным магматизмом // Геохимия. 2020. Т. 65. № 8. С. 752–767.

12. Gee D., Johansson A., Larionov A. N., Tebenkov A. M. A Caledonian granitoid pluton at Djupkilsodden, central Nordaustlandet, Svalbard: age, magnetic signature and tectonic significance // Polarforschung. 1999. V. 66. N 1/2. P. 19–32.

13. Tebenkov A. M., Ohta Y., Balashov Ju. A., Sirotkin A. N. Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age // Polar Research. V. 15. N 1. 1996. P. 67–80.

**С.Г. Сколотнев¹, К.О. Добролюбова¹, А.А. Пейве¹,
С.Ю. Соколов¹, Н.П. Чамов¹**

Разломные зоны мегатрансформной системы Долдрамс (Приэкваториальная Атлантика)

Представление о мегатрансформах как о новом типе межплитных границ [2] привлекло внимание к изучению сложно организованного кластера трансформных разломов, находящегося в северной части Приэкваториальной Атлантики, обладающих большими офсетами, и очень близко расположенных друг к другу. По итогам наших исследований мы именуем его как мегатрансформная система Долдрамс (МСД). На первом этапе было изучено строение спредингговых сегментов МСД [1]. Настоящая работа посвящена строению трансформных разломов, входящих в этот кластер и основана на материалах 45-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» [3].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Мегатрансформная система Долдрамс включает трансформные разломы Вернадского и Богданова, и мегатрансформы Долдрамс и Пушаровского. Мегатрансформы имеют две разломные долины, разделенные линзовидным межразломным хребтом.

В пределах МСД направление спрединга меняется с юга на север, поворачиваясь против часовой стрелки от 89° до 93° , что приводит к напряжениям сжатия и растяжения, перпендикулярных направлению спрединга, закономерным образом распределенных вдоль разломных зон. В разломе Богданова и северном разломе Пушаровского эти напряжения отсутствуют. На участках действия сил сжатия разломные долины сужаются, а сил растяжения – расширяются.

Глубина разломных долин последовательно увеличивается с периферии МСД (разломы Богданова и Долдрамс) к центру (разлом Пушаровского) в соответствии с уменьшением температуры верхней мантии на уровне зоны магмогенерации.

В каждом разломе глубина долины уменьшается от зон интерсекта рифт–разлом в сторону центра активной части до некоторой фоновой глубины. Предполагается, что данное явление есть результат подъема днища долины, произошедшее из-за разуплотнения литосферы, вызванного серпентинизацией ультраосновных пород. Предлагается считать данную серпентинизацию новым гидротермальным типом образования океанической коры.

В разломных зонах МСД сформировался ряд поднятий, среди которых выделяются межразломные, медианные и трансверсивные хребты, поперечные пороги и продольные поднятия днища разломной долины. Медианные хребты, в основном простирающиеся параллельно разлому, широко распространены в осевых зонах активных частей разломных долин за исключением таковой в южном разломе Пушаровского. По нашему представлению это серпентинитовые диапиры, оторвавшиеся от новообразованной серпентинитовой коры и выжатые выше поверхности дна.

В МСД обнаружено три трансверсивных хребта, они параллельны своим разломам и надстраивают ограниченный участок одного из бортов разломной долины. Протяженные сопоставимые с длиной офсета хребты на южных бортах разломов Долдрамс и южного разлома Пушаровского, находящиеся в их западных пассивных частях, образовались 10–11 млн лет назад в результате флексурного изгиба края литосферной плиты в условиях трансенсии, возникших в правосторонних трансформных разломах при резком изменении направления спрединга. Короткий трансверсивный хребет на северном борту разлома Вернадского, в состав которого входит гора Пейве, сформировался в интервале между 3.65–2.4 млн лет в условиях нестабильности спрединговых центров, часто меняющих свое

положение. Из-за частых перескоков оси спрединга этот хребет оказался разделенным на три сегмента.

Продольное поднятие днища разломной долины, встреченное в активной части южной ветви разлома Пушаровского, рассматривается нами как недоразвитый трансверсивный хребет, формирующийся в условиях транстенсии, но при незначительных значениях амплитуды растяжения.

Поперечные пороги распространены нешироко, но повсеместно и в большинстве своем представляют собой бывшие крупные неовулканические поднятия, выступавшие за пределы рифтовой долины и перегораживающие разломную долину.

Межразломный хребет в мегатрансформе Пушаровского, в котором активны оба трансформала одновременно, существует с самого начала возникновения МСД около 30–32 млн лет назад, таковой в мегатрансформе Долдрамс, в котором преимущественно активен один из трансформалов, образовался около 4 млн лет назад. В силу криволинейности очертаний под давлением движущихся литосферных плит межразломные хребты испытывают продольные напряжения сжатия и растяжения, компенсируемые вертикальными подъемами их отдельных блоков и образованием депрессий и пулл-апарт впадин, периодически переходящих в спрединговые центры (в мегатрансформе Пушаровского), соответственно.

Вблизи различных хребтов и поднятий, образовавшихся в разломной зоне, разломная долина сужается, ее глубина уменьшается, и она приобретает V-образное поперечное сечение. В активной части разломов долина также в основном имеет V-образное поперечное сечение, но с расширенным дном. В пассивных частях разломов у долины корытообразное сечение за исключением участков вблизи хребтов и поднятий.

Поднятый блок межразломного хребта мегатрансформала Долдрамс и гора Пейве испытали контрастные вертикальные движения, после того как их вершинные части были подняты выше уровня моря, они быстро опустились на большую глубину.

Структурообразующие процессы, определяющие строение и морфологию разломных зон, входящих в состав МСД, связаны своим происхождением со спрединговой и трансформной геодинамическими системами. Эти два типа процессов оказывают суммарное воздействие и контролируют друг друга. Действие осадочного процесса, также влияющего на строение и морфологию разломных зон, более значимо в пассивных частях разломов.

Литература

1. Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Ligi M. Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического

ского хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 3–26.

2. Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.N.B. Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology*. 2002. V. 30. P. 11–14.

3. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al. Large-scale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7–8°N Equatorial Atlantic): preliminary results from the 45th expedition of the R/V A.N. Strakhov // *Ofioliti*. 2020. V. 45. № 1. P. 25–41.

А.В. Сметанин¹, А.К. Марченко²

Матрица регулярных морфоструктур центрального типа Сибирской платформы и её ближайшего окружения

Имеющиеся построения морфоструктур центрального типа характеризуются большим разнообразием, чрезмерной идеализацией и загруженностью разноранговыми структурами [1, 3–5]. При исследовании количественных характеристик гравитационных аномалий по карте масштаба 1:2 500 000 было выделено 21 крупная структура, которые образуют матрицу (систему), характеризующуюся определённым набором «следов» геологических событий, отражённых в геофизических аномалиях. Выделенные морфоструктуры равномерно распределены по исследуемой территории, расстояние между их эпицентрами изменяется от преимущественных 400–500 км на юге до 600–800 км на севере. Закартированная форма структур преимущественно округлая или овальная, детали их строения проявлены слабо из-за мелкомасштабной съёмки, но могут быть изучены по геофизическим данным масштаба 1:200 000 и крупнее. Структуры круговой формы характерны для западной части платформы, овальной – для центральной и восточной.

Анализ взаимного расположения эпицентров посредством аппроксимаций ближайшего окружения кругами или овалами с вычислением коэффициента сжатия выявил три субширотные зоны, различающиеся числовыми характеристиками. Центральная Алдано-Байкитская зона простирается вдоль осевой шестидесятой параллели и имеет ширину около

¹ Пенсионер, бывший работник АО «Иркутскгеофизика»

² ОП АО «РОСГЕО» «ИГП», Иркутск, Россия

1100 км; здесь региональное сдавливание практически всестороннее (коэффициент сжатия равен единице). Наиболее деформировано пространство южнее этой зоны – здесь коэффициент сжатия достигает величины 0.32, существенно ниже деформации севернее Алдано-Байкитской зоны, где соотношение малой и большой полуосей эллипса достигает 0.6–0.8. Направления выявленных тангенциальных напряжений хорошо коррелируется с закартированными геологическими съёмками структурами по окраинам Сибирской платформы. Выделенные элементы системы, в большинстве случаев, либо соответствуют известным поднятиям, либо содержат в пределах своих контуров локальные выступы по фундаменту платформы.

Геологическая природа выявленной матрицы морфоструктур хорошо вписывается в известную модель формирования первичной коры в период до 3.1 млрд лет [2] при относительно стабильных условиях формирования покрывки. В дальнейшем эта кора и структуры подвергались многочисленным воздействиям и перестройкам, наиболее масштабные из которых фиксируются геологическими данными и геофизическими аномалиями.

Литература

1. Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М., Наука, 1990. 215 с.
2. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б. Ранняя эволюция земли, начало ее геологической истории: как и когда появились гранитоидные магмы // Литосфера, 2018. № 5. С. 653–671.
3. Рыжкова В.М., Соловьев В.В. / Под ред. Соловьева В.В. Карта морфоструктур центрального типа территории России. Масштаб 1: 10 000 000. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995.
4. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. / Под ред. Зинчука Н.Н. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. М.: Недра, 2001. 196 с.
5. Харитонов А.Л. Нефтегазоносность морфоструктур центрального типа на территории Восточной Сибири // Neftegaz.RU. 2019. № 10. С. 106–110.

Крупные палеосейсмодислокации в Индигиро-Охотском звене сейсмического пояса Черского

Основной задачей палеосейсмологии, по словам одного из ее основателей, является уточнение параметров сейсмической активности территорий и определение на них максимально возможной силы землетрясений [9]. Особенно актуально это для сейсмических районов, где имеется малая база инструментальных данных и отсутствуют исторические сведения о землетрясениях. Это в полной мере относится и к Северо-Востоку России.

В Индигиро-Охотском звене сейсмического пояса Черского установлены следующие виды тектонических и гравитационных палеосейсмодислокаций: сейсморазрывы; скальные оползни и сбросо-обвалы, иногда образующие плотины в речных долинах; поверхностные оползни. Парагенетически с ними связаны сейсмозбужденные формы рельефа: коллювиальные потоки и конусы выноса, подпрудные озера и осушенные поверхности подпруженных долин, а также селевые потоки. Аномальным является само сосредоточение на локальном участке большого числа активных разрывов, свежих коллювиальных конусов выноса, селевых потоков, оползней чехла.

Главными элементами сеймотектоники Индигиро-Охотского региона являются крупные сдвиги, протяженностью до 500–700 км северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний [4]. С ними связаны все крупные палеосейсмодислокации, представленные скальными оползнями. Разлом Улахан, ограничивающий сейсмический пояс Черского с востока, играет первостепенную роль в геодинамике региона, поскольку с ним связывается граница между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами [1]. Во многих местах он имеет признаки левосдвиговых смещений в четвертичное время. К нему приурочено несколько сильных землетрясений магнитудой $M = 5.4$ и большое число слабых толчков, которые трассируют линию разлома. В зоне разлома выявлены многочисленные тектонические и гравитационные палеосейсмодислокации: сбросы, зияющие тектонические трещины, тектонические клинья, обвалы, а также крупная Тирехтяхская палеосейсмодислокация в хр. Улахан-Чистай, которая образована сейсмообвальной плотиной вы-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

сотой около 140 м и объемом около 300 млн м³. Ее возраст по данным радиоуглеродного анализа коррелятных осадков около 560 лет [6].

Чай-Юрьинский разлом северо-западного простирания ограничивает Индигиро-Охотское звено сейсмического пояса с запада. Его кинематика определяется как левосдвиговая, вдоль него установлены оперяющие четвертичные взбросы и надвиги, свидетельствующие о напряжениях сжатия. К нему приурочены многие землетрясения, в том числе сильнейшее из зарегистрированных в этом регионе Артыкское 18 мая 1971 г. магнитудой около $M = 7$ [3], которое сопровождалось сейсмогравитационными дислокациями в виде поверхностных оползней [2]. В зоне разлома выявлены многочисленные тектонические и гравитационные палеосейсмодислокации, в том числе крупный скальный оползень – Ольская палеосейсмодислокация в верховье р. Ола (бассейн Охотского моря) на юго-восточном фланге Чай-Юрьинского разлома. Скальный оползень обрушился с левобережного горного склона, захватив водораздельную часть, и своей раздробленной частью перекрыл р. Ола [7]. Длина оползня (по направлению движения) 570 м, ширина (по фронту) 650 м, максимальная мощность 50 м в центральной части. Объем обломочного тела оползня около 15 млн м³. По данным радиоуглеродного анализа коррелятных осадков Ольская палеосейсмодислокация возникла не позже 2000 лет назад.

Кроме отмеченных выше палеоплейстосейстовых областей, на рассматриваемой территории обнаружено большое число отдельных или небольших групп палеосейсмодислокаций в зонах крупных активных разломов. Это – Дондычанская палеоплейстосейстовая область [8], отдельные палеосейсмодислокации в басс. р. Омулевка и ее правого притока р. Переправа [6]. С крупным Ланково-Омолонским правосторонним сдвигом северо-восточного простирания связан ряд палеосейсмодислокаций в басс. рр. Нявленга, Киволга, Яма [5].

В ходе изучения палеосейсмодислокаций постоянно встает проблема их надежной диагностики, отличения палеосейсмодислокаций от форм регулярного рельефа. Она особенно актуальна при сеймотектоническом анализе горных сооружений, где ведущими являются гравитационные и нивально-гляциальные процессы, образующие формы рельефа (обвалы, скальные оползни, кары, каменные глетчеры), на которые внешне могут походить гравитационные палеосейсмодислокации.

Корректное решение этой проблемы возможно лишь при проведении комплексного геолого-геоморфологического анализа, в основе которого должны лежать следующие основные критерии выделения сейсмодислокаций:

– сейсмодислокации всегда являются геоморфологическими аномалиями, они не вписываются в ансамбль развивающихся форм рельефа,

выделяясь не свойственными фоновому типу рельефа морфометрическими, морфологическими, гранулометрическими, кинематическими показателями;

– сейсмодислокации образуются в результате спорадических одноактных процессов, у них отсутствуют признаки постепенного развития [6].

Литература

1. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмо-тектоника северо-восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 140 с.

2. *Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М.* Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток, 1976. С. 50–60.

3. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977. 535 с.

4. *Смирнов В.Н.* Морфотектоника областей горообразования Северо-Востока Азии. Автореф. дис. ... докт. географ. наук). М.: МГУ, 1995. 42 с.

5. *Смирнов В.Н.* Ланково-Омолонская неотектоническая зона разломов // Геофизические модели геологических процессов на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 135–147.

6. *Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.* Сейсмодислокации – геоморфологические аномалии на фоне развивающегося экзогенного рельефа в хр. Улахан-Чистай (сейсмический пояс Черского) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. № 4. С. 3–15.

7. *Смирнов В.Н., Кондратьев М.Н., Колегов П.П.* Крупная палеосейсмодислокация в юго-восточной части сейсмического пояса Черского (Северное Приохотье) // Докл. РАН. 2018. Т. 479. №4. С.422–425.

8. *Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю., Колегов П.П., Кондратьев М.Н.* Палеосейсмодислокации в бассейне р. Дондычан (Северное Приохотье) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2017. №2. С. 41–50.

9. *Солоненко В.П.* Палеосейсмология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 13–16.

Соотношение кайнозойских разрывных нарушений севера-востока Убсунурской впадины (Республика Тыва)

Экспедиционные исследования, проведенные в 2020–2021 гг. на юге республике Тыва, на границе Убсунурской впадины и горного сооружения Танну-Ола, и структурное дешифрирование материалов дистанционного зондирования выявили два парагенезиса новейших разрывных нарушений. Они имеют разное структурное и рельефообразующее значение, и, предположительно, разную геологическую природу и периоды активности.

Первый парагенезис выражается Северо-Убсунурским разломом, который представляет собой скрытый надвиг, выступающий северным структурным ограничением Убсунурской впадины. Разлом не выходит на дневную поверхность, выражен в осадочном чехле флексурой и приразломными складчатыми деформациями. Эти деформации затрагивают породы олигоцена – позднего миоцена [2–4] и хорошо выражены в крупных оврагах, прорезающих предгорный пролювиальный шлейф (Козий и Заячий), а также в долине реки Холу. Отложения неогена залегают на палеогеновых с резким угловым несогласием, величиной до 15 градусов, что видно в Козьем овраге, что маркирует первые этапы активизации разлома. Неогеновые отложения также деформированы, углы падения на отдельных участках достигают значительных величин, вплоть до 70–80 градусов (овраг Заячий), но часто выполаживаются на удалении от границы фронта горного сооружения Танну-Ола. В неогеновых породах также встречаются малоамплитудные локальные разрывные нарушения взбросового типа (р. Холу). С учетом мощности палеоген-неогеновых отложений Убсунурской впадины, составляющей до 900 м [2, 4] и высотного положения палеогеновой денудационной поверхности выравнивания, известной на севере Танну-Ола [2], размах неотектонических относительных движений составляет около 2200 м. Из этого можно заключить, что амплитуды движений по Северо-Убсунурскому разлому составляют как минимум несколько сот метров. Деформации не затрагивают комплекс четвертичных пород, пролювиальные и аллювиальные породы позднего

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения РАН, Кызыл, Россия

неоплейстоцена–голоцена залегают горизонтально, складчатых и разломных структур в них не обнаружено. Геоморфологические признаки активности разлома в голоцене также выражены слабо, хотя и обнаруживаются при детальном дешифрировании МДЗ. Это говорит, что Северо-Убсунурский разлом зародился на рубеже олигоцена–миоцена и проявлял высокую активность вплоть до плиоцена, или раннего плейстоцена. Далее его активность значительно снижается, вплоть до полного отсутствия, за исключением отдельным сегментов.

Второй парагенезис структур выражен разломами, секущими границу Убсунурской впадины и проявляющие значительные признаки активности в позднем плейстоцене – голоцене. Движения по ним не обеспечивают значительных вертикальных амплитуд движений, но подчиняются современному напряженному состоянию территории, выраженному условиями меридионального сжатия [5, 6, 8]. В этот парагенезис входят Южно-Таннуольский левый взбросо-сдвиг и Эрзин-Агардагский левый сдвиг.

Южно-Таннуольский разлом под углом сечет границу Убсунурской впадины, проникая вглубь горного сооружения и отсекая южный отторженный участок, выдвинутый вверх по разлому. Разрывное нарушение формирует сложно устроенную зону с многочисленными оперяющими структурами и разветвлениями. В рельефе хребта Танну-Ола данная зона выражается относительно узкой долиной, которая плавно изгибается, четкообразно расширяется и сужается, закономерно создавая структуры сжатия и растяжения, приуроченные к изгибам плоскости разлома. К таким структурам относятся дуплексы сжатия, формирующие структура «цветка», ограниченные взбросами, которые можно увидеть в районе горы Харган-Шибир. Проявлены надвиговые деформации, между сегментами разлома, формирующими правый сегментный ряд, наиболее яркие пример располагается между реками Аспара и Улуг-Серлин. По бортам долины проявлены свежие тектонические уступы, характерные для разломов взбросовой кинематики. Однозначным признаком активности является трещина, секущая четвертичные породы, вскрытая в траншее, пройденной в крест простирания тектонического уступа в районе долины реки Деспен. Таким образом Южно-Таннуольский разлом является активным левым взбросо-сдвигом, секущим границу Убсунурской впадины.

Второй разлом, входящий в парагенезис более молодых нарушений – Эрзин-Агардагский левый сдвиг, протянувшийся от хребта Хан-Хухэй на северо-восток, через днище впадины, до ее северо-восточной границы. Разлом прослеживается далее в Остроконечный Танну-Ола, Сангилен, до южного обрамления Бусейнгольской впадины. Разлом был описан в работе С.Г. Аржанникова, были выявлены смещения долин водотоков, амплитудой от 5 до 8 м, которые отражают разовые подвижки по разлому при сейсмособытиях, смещения склонов горы Хайракан, вдоль текто-

нического уступа, составляющие 280 м, что соответствует накопленной амплитуде смещения по разлому [1]. При полевых работах в 2021 г. нами была пройдена канава у юго-западного подножья г. Хайракан, на продолжении сейсмоуступа, секущего склон этой горы. В канаве обнаруживается сложная цветковая структура, характерная для сдвиговых разломов [7], в которой запечатлено как минимум три сейсмособытия. Таким образом, протяженный Эрзин-Агардагский был многократно активизирован в позднплейстоцен-голоценовое время. Следы сейсмодислокаций хорошо выражены в рельефе, накопленные и единовременные амплитуды смещений могут быть измерены по изменению положения современных форм рельефа. Многоактность смещений подтверждается историей деформаций, вскрытых траншеей. Сложное цветковое строение разлома в траншее отвечает взбросо-сдвиговой кинематике, согласуется с геоморфологическими данными и отражает современную геодинамическую обстановку. Разлом косо сечет северо-восточную границу Убсунурской котловины, которая, как и на севере впадины, не проявляет признаков активизации в голоцене.

Таким образом, в пограничной области Убсунурской впадины выявлены два парагенезиса разрывных нарушений, активных на неотектоническом этапе развития. Первый парагенезис образован Северо-Убсунурским скрытым надвигом, он играет важнейшую структурообразующую роль, разделяя Убсунурскую впадину и поднятие Танну-Ола и обеспечивая многосотметровые амплитуды вертикальных тектонических движений. Его заложение датируется границей олигоцена и миоцена, а развитие занимало весь неогеновый период и, возможно, ранний плейстоцен. В дальнейшем активность этих структур резко снижается, вплоть до полного отсутствия подвижек по ним.

Южно-Таннуольский и Эрзин-Агардагский разломы второго парагенезиса протягиваются косо к границам впадины, секут их. Кинематика и положение этих разломов определяется современным напряженным состоянием. Разломы, входящие в эту группу структур, проявляют все признаки активизации в позднем плейстоцене и голоцене, как геоморфологические, так и сейсмогеологические. Таким образом, наиболее интенсивное развитие второго парагенезиса происходило после развития первого парагенезиса, хотя в начале четвертичного периода они могли частично совпадать по времени.

Литература

1. Аржанников С.Г., Аржанникова А.В. Палеосейсмогенная активизация Большеозерского сегмента Эрзино-Агардагского разлома // Вулканология и сейсмология. 2009. № 2. С. 56–66.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская Лист М-46 – Кызыл. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008.

3. *Девяткин Е.В., Зажигин В.С., Лискун И.Г.* Первые находки фауны мелких млекопитающих в плиоцене Тувы и Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 183. № 2. С. 404.

4. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии: стратиграфия, геохронология, корреляция. М.: Наука, 1981. 200 с.

5. *Демьянович М.Г., Ключевский А.В., Демьянович В.М.* Основные разломы Монголии и их роль при сейсмическом районировании территории/ Литосфера. 2008. №3. С. 3–13.

6. *Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 225 с.

7. *McCalpin J.P.* Paleoseismology. 2nd Edition. Amsterdam-London: Academic Press, 2009. 615 p.

8. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. V. 4. N 201. P. 419–425.

С.Д. Соколов¹, Л.И. Лобковский²

Тектонические сценарии формирования арктических окраин Чукотки и Северной Аляски: от океана до коллизии

Основными элементами Восточной Арктики являются Амеразийский бассейн и континентальные окраины Евразии и Северной Америки с гигантским шельфом, которые сложены мезозойскими покровно-складчатыми структурами Чукотки и Северной Аляски.

Существуют различные гипотезы и тектонические модели образования и эволюции основных структур литосферы Восточной Арктики в период от поздней юры до конца раннего мела, и в частности, возникновения Канадского бассейна, закрытия океанических бассейнов Ангаючам и Южно-Анюйского, формирования коллизионных структур при движении континентальных блоков Аляски и Чукотки.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

В позднем палеозое – раннем мезозое Прото-Арктический океан располагался между континентальными массивами Сибири и Лаврентии. Это был обширный палеоокеан, состоящий из двух бассейнов Южно-Анюйского и Ангаючам. В позднем палеозое до коллизии Карского микроконтинента с Сибирью он соединял Палео-Пацифик с Уральским палеоокеаном. После коллизии Прото-Арктический океан превратился в залив Палео-Пацифика с системой островных дуг и окраинных морей вдоль южной, сибирской границы.

Тектоническая модель формирования арктической окраины Чукотки [4, 5]. Время завершения спрединга в Южно-Анюйской ветви Прото-Арктического океана датируется оксфордским–кимериджским ярусами на основании возраста наиболее молодой океанической базальт-кремнистой ассоциации и интраокеанической Кульпольнейской островной дуги.

В кимеридже завершился спрединг в Южно-Анюйском океаническом бассейне и прекратился вулканизм в энсиматической Кульпольнейской островной дуге. Начиная с волжского времени, Южно-Анюйский бассейн заполнялся турбидитами. Зона субдукции сосредоточилась вдоль Олойского вулканического пояса, который образовался на краю Колымо-Омолонского супертеррейна (микроконтинента). Субдукционный магматизм был связан с погружением вначале океанической литосферы и затем континентальной коры Чукотского микроконтинента. Вдоль конвергентной границы формировались аккреционные призмы с блоками базальтов и кремней [4]. Коллизия Чукотского микроконтинента с Сибирью завершилась в готерив-барремское время. Постколлизийные граниты имеют возраст 117–115 млн лет.

Тектоническая модель формирования структур Северной Аляски [6, 7]. В позднеюрско-раннемеловое время к югу от пассивной окраины Арктической платформы (супертеррейн Арктической Аляски) располагался океанический бассейн Ангаючам, в южной части которого существовала энсиматическая дуга Коюкук. В северной части располагались подводные возвышенности и гайоты с внутриплитными базальтами.

Океаническая кора была полностью поглощена в зоне субдукции около 145–140 млн лет и затем 130–125 млн лет назад произошла коллизия островной дуги Коюкук с пассивной окраиной континента. Субдукция пассивной окраины Арктической платформы сопровождалась формированием покровно-складчатой структуры на верхнем коровом уровне в Северном Бруксе и андерплейтингом в Южном Бруксе [6].

Очевидно общее сходство тектонических моделей Чукотки и Северной Аляски. Следует подчеркнуть, что южная вергентность зон субдукции, в которых поглощалась океаническая литосфера Южно-Анюйской и Анга-

ючам ветвей Прото-Арктического океана согласовывается с обстановкой растяжения на краю Северо-Американского континента.

Геодинамическая модель формирования Американо-Азиатского бассейна.

Модель основана на представлении о существовании в верхней мантии под Арктикой и Северо-Восточной Азией циркуляции вещества в горизонтально вытянутой конвективной ячейке протяженностью в несколько тысяч км [1–3]. В эту циркуляцию вовлечена субдуцируемая Тихоокеанская литосфера, вещество которой движется вдоль подошвы верхней мантии в сторону континента от зоны субдукции, формируя нижнюю ветвь ячейки, а замыкающая верхняя ветвь ячейки образует обратное течение вещества под литосферой в сторону зоны субдукции, что, собственно, и является движущей силой, определяющей поверхностную кинематику блоков коры и деформации литосферы. Верхний поток в процессе вязкого сцепления с подошвой литосферы вызывал развитие деформаций и отрыв блоков литосферы от окраины Северо-Американского континента.

Благодарности. Работа подготовлена при финансовой поддержке проекта РНФ № 20-17-00197 и темам Государственного задания № 0135-2019-0078 и № 0128-2021-0004.

Литература

1. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. №1. С. 3–35.
2. Лобковский Л.И., Соколов С.Д., Сорохтин Н.О., Кононов М.В. Двухъярусная субдукция в верхней мантии как механизм эволюции литосферы восточной Арктики в поздней юре – раннем мелу. // Докл. РАН. Науки о земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 13–20.
3. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и ее геодинамические приложения для Арктики и Северо-Восточной Азии // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
4. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
5. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Леднева Г.В., Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Ватрушкина Е.В., Моисеев А.В. Тектоническая позиция Южно-Ануйской сутуры Геотектоника. 2021. № 5. С. 51–72.
6. The Geology of Alaska. Plafker G., Berg H.C. (eds). The Geology of North America, G-1. Geological Society of America, Boulder, CO. 1994. 1055 p.

7. Moore T.E., Wallace W.K., Mull C.O., Adams K.E., Plafker G., Nokleberg W.J. Crustal implications of bedrock geology along the Trans-Alaska Crustal Transect (TACT) in the Brooks Range, northern Alaska // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. B9. P. 20645–20684.

С.Ю. Соколов¹, А.П. Денисова^{1,2}, И.С. Патиная¹

Геодинамический режим пассивных частей трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика)

Одной из задач работ в рамках научной программы ГИН РАН в 53-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» (Северная Атлантика, июль–август 2022 г.) являлось изучение распределения осадочного чехла, его свойств и неотектонических деформаций в гребневой зоне САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс (ЧГ). В процессе съемки многолучевым эхолотом SeaBat 7150 (Дания) и высокочастотным профилографом EdgeTech 3300 (США) были выполнены разрезы осадков северной и южной пассивных частей двойного трансформного разлома Чарли Гиббс (~52° с.ш.) к востоку от САХ (рис. 1).

Особенностью распределения сейсмичности по данным [1] в районе работ является ее группирование в плотные кластеры (рис. 1), фактически полное отсутствие мелкофокусных событий в ряде сегментов, свойственное зонам с рифтовым магматизмом, и доминирование глубокофокусных событий. Мелкофокусная сейсмичность группируется в компактные кластеры со средним интервалом 70–80 км вдоль САХ. Это, по-видимому, соответствует среднему интервалу сфокусированного апвеллинга прогретого вещества в иерархически организованных спредингových ячейках. Глубокофокусная сейсмичность сосредоточена в основном вдоль нетрансформных смещений на флангах САХ и в центральной части разломной зоны, где по данным [2] отмечено событие с магнитудой 7.1 M_w . Мы полагаем, что природа этих событий не связана с магогенерацией, но исключительно со сдвиговыми тектоническими смещениями плит, прилегающих к САХ, которые вносят главный вклад в энерговыделение вдоль геодинамически активных зон океана с пассивными окраинами

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

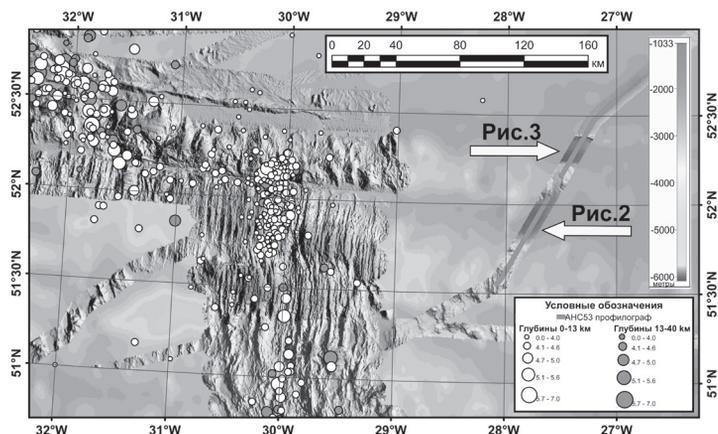


Рис. 1. Сейсмичность района работ в восточной части разлома Чарли Гиббс по данным [1] и положения разрезов верхней части осадочного чехла в его северной и южной пассивных частях к востоку от САХ. Эпицентры на разных глубинных интервалах отмасштабированы магнитудой событий

[3]. Отметим, что южный трог ЧГ (рис. 1) перекрыт плотным мелкофокусным кластером, который указывает на распространение процессов магмогенерации через трог в межразломный хребет. Северный трог ЧГ представлен более редкими в пространстве событиями с большей магнитудой и сдвиговыми механизмами [2] (рис. 1), что указывает на более вязкую реологию литосферы. Сейсмичность таким образом показывает возможность различий в геодинамических режимах в этих трогах.

Пересечение восточной пассивной части южного трога ЧГ показано на рис. 2. В средней части трога эффективная глубинность осадочного разреза достигает 85 м. В разрезе проявлены дислокации, характерные для сдвигового парагенеза [4], отличающиеся симметричным сбросовым рисунком оперяющих основной сдвиг разломов. Наблюдаемая конфигурация рефлекторов указывает на существование современной трансенсии в пассивной части трансформного разлома на удалениях ~150 км от активного рифтового сегмента. Полученные данные пока не позволяют оценить на каком удалении от активных структурных элементов происходит затухание сдвиговых движений в пассивных частях трансформного разлома. Над осью сдвига наблюдается максимальное прогибание трога, которое выполнено (рис. 2) осадочным покровом с акустической прозрачностью и увеличенной мощностью по сравнению с другими стратиграфическими разделами. Это указывает на локально увеличенную скорость осадконакопления и растяжение в троге. Северный борт трога осложнен сбросовыми нарушениями, которые достаточно распространены в пас-

сивных частях разломов [5]. Южный борт содержит возвышенности с сохранившимися ненарушенными стратифицированными осадочными телами на вершине. При этом в основании склона наблюдаются осадоч-



Рис. 2. Фрагмент сейсмоакустического разреза ANS53-50 на пересечении южного трога разлома Чарли Гиббс. Положение фрагмента приведено на рис. 1. Пояснения пунктов, указанных стрелками, даны в тексте

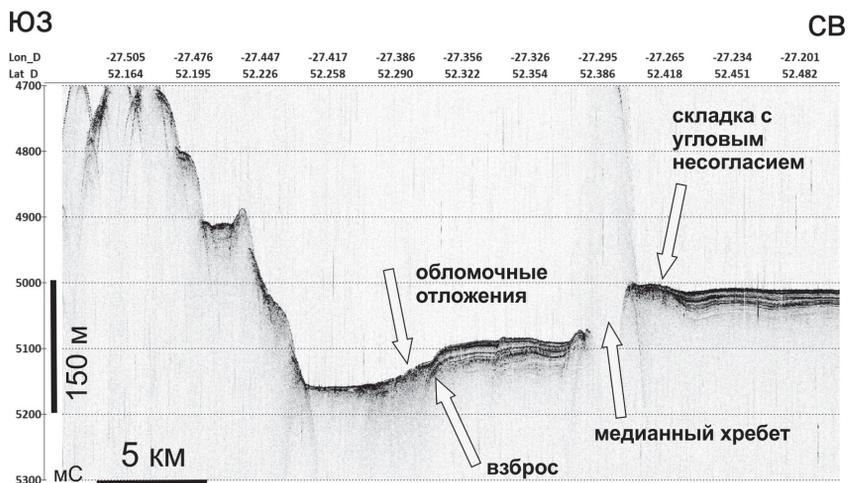


Рис. 3. Фрагмент сейсмоакустического разреза ANS53-50 на пересечении северного трога разлома Чарли Гиббс. Положение фрагмента приведено на рис. 1. Пояснения пунктов, указанных стрелками, даны в тексте

ные тела с акустической мутностью, которая обычно свойственна обломочным отложениям, возникающим, в частности, вследствие схода оползней. Это дает дополнительный аргумент в пользу локального подъема на южном борту трога.

Разрез через северный трог двойной разломной системы ЧГ показан на рис. 3. В его осевой части выделяется медианный хребет, в обрамлении которого в осадках видны складки, указывающие на современное протыкание хребтом осадочной толщи. Складка с северного борта медианного хребта имеет в замке угловое несогласие с рефлектором, залегающим на глубине около 6 мс поверх разрушенного эрозией замка складки. Осадочный слой, для которого этот рефлектор является подошвой, также деформирован над складкой, что указывает на продолжающееся вертикальное движение хребта и примыкающей осадочной толщи. В связи с этим разломы к югу от хребта интерпретируются как взбросы. Эту точку зрения подкрепляет наличие осадков с акустической мутностью к югу от приподнятого сегмента со стратифицированными осадками. Таким образом, можно заключить, что северный трог разломной системы ЧГ находится на современном этапе в условиях транспрессии, которая сопровождается формированием медианного хребта при выжимании глубинного вещества и формированием специфических деформаций осадочного чехла.

Выводы

1. Современные признаки геодинамики по неотектоническими деформациям осадочного чехла и сейсмичности показывают, что южный трог ЧГ развивается в режиме транстенсии, а северный – транспрессии. Признаки активности в строении верхней части разреза осадков отмечены в восточных пассивных частях двойной разломной системы ЧГ на удалении не менее 150 км от активной зоны САХ.

2. В осадочном разрезе южного трога разломной системы ЧГ проявлены дислокации, сдвигового транстенсионного парагенеза, признаки увеличенной скорости осадконакопления. На северном борту проявлены сбросы, на южном ненарушенные стратифицированные осадочные тела. Наблюдаются признаки оползневых процессов.

3. В осевой части северного трога системы ЧГ выделяется медианный хребет со складчатými структурами, перекрытыми осадками с угловым несогласием. Разломы к югу от хребта интерпретируются как взбросы. Северный трог разломной системы ЧГ находится на современном этапе в условиях транспрессии, которая сопровождается формированием медианного хребта при выжимании глубинного вещества.

Благодарности. Данная работа выполнена при поддержке темы госзадания № FMUN-2019-0076 Геологического института РАН.

Литература

1. USGS Earthquake Composite Catalog. 2021. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>, catalog search 16.02.2021.
2. Aderhold K., Abercrombie R.E. The 2015 Mw 7.1 earthquake on the Charlie-Gibbs transform fault: Repeating earthquakes and multimodal slip on a slow oceanic transform // GRL. 2016. V. 43. P. 6119–6128. DOI:10.1002/2016GL068802
3. Соколов С.Ю., Чамов Н.П., Хуторской М.Д., Силантьев С.А. Индикаторы интенсивности геодинамических процессов вдоль Атлантико-Арктической рифтовой системы // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 2. С. 302–319.
4. Тимурзиев А.И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидо-динамический аспекты. 2009. Автореф. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2009. 48 с.
5. Соколов С.Ю. Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики. М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 618).

**А.Н. Стафеев¹, А.В. Ступакова¹, А.А. Сулова¹,
Е.А. Краснова^{1,2}, Р.С. Сауткин¹, Ю.А. Гатовский¹**

Тектонические условия и эволюция обстановок накопления черных сланцев фанерозоя Северной Евразии

Накопление высокоуглеродистых ЧС (черных сланцев) – битуминозных карбонатно-глинисто-кремнистых пород происходит в условиях высокой первичной биопродуктивности, высокой степени захоронения и fossilization ОБ (органического вещества) и низкой скорости минеральной седиментации [6]. Такие условия характерны для внутренних и краевых морей периода максимальной эвстатической трансгрессии, полного тектонического покоя и затухания эрозии на суше [1]. Иными словами, роль тектоники, которая оценивается просто как пассивная, остается недостаточно раскрытой. Мы рассматривали условия формирования ЧС нижнего-среднего кембрия Сибирской платформы, верхнего девона Вос-

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

точно-Европейской платформы, титона–берриаса Западно-Сибирской плиты и олигоцена Скифской плиты. Во всех перечисленных случаях ЧБ (черносланцевые бассейны) занимают центральную позицию в цепочках бассейнов, которые выполнены парагенетически связанными латеральными последовательностями осадочных формаций – от фосфатоносной или угленосной к глауконитовой, а далее – к черносланцевой, которая в аридных условиях сменяется карбонатной и эвапоритовой. Эта последовательность формаций и бассейнов прослеживается либо в аридных условиях (в направлении от семиаридной к аридной зоне), либо протягивается от гумидной зоны в аридную. В этом же направлении развиваются холодные (донные) стоковые течения. Донные течения во всех случаях следовали из холодных полярных и бореальных поясов в направлении более тёплых. Высказываются мнения, что в течение всего фанерозоя ЧС отлагались на большинстве этапов цикла Вилсона [7]. Однако, судя по схеме Е.Е. Милановского [2] исследованные нами интервалы формирования ЧС связаны с завершающими фазами эпох активизации рифтогенеза и последующим началом орогенеза (на смежных территориях). Это особенно ярко проявляется в титоне–берриаса Западной Сибири. Здесь, как и все исследованные ЧС, высокоуглеродистая баженовская свита перекрывается (орогенной?) клиноформной формацией – предположительно «дистальными» фациями – «хвостами» молассы Предверхоанского передового прогиба. Кульминация верхоанской орогении приходится на титон–барремское время [3]. Другой яркий пример показывает, что олигоценовые ЧС Предкавказья постепенно перекрываются с востока на запад мощной клиноформной формацией в начале неотектонического этапа.

Глубина бассейна и рельеф дна

Минимальная глубина, необходимая для накопления ЧС должна обеспечивать наличие термоклина (и сероводородного заражения), уровень которого располагается между базисами сезонных и сильных (раз в 30–50 лет) штормов [5]. Сильные штормы могут обеспечивать вынос к водной поверхности БЭ (биофильных элементов) и периодические вспышки первичной биопродуктивности, что находит отражение в характерной для ЧС тонкой (0.05 мм) ритмичной слоистости. Минимальная глубина на обширных акваториях ЧБ может достигать 50–100 м, тогда как в локальных, например, – межрифовых суббассейнах, обрамленных карбонатными платформами (разрушающими штормовые волны) она может не превышать 30–50 м. В таких суббассейнах – с более высоким уровнем термоклина и сероводородного заражения (с меньшей толщиной перемешанного слоя воды) цветение планктона может происходить и при относительно слабых более частых, штормах (возможно, и сезонных).

Например, во франское время наиболее богатые органикой ЧС накапливались не в Мелекесском прогибе, а в межрифовых(?) западинах дна Южно-Татарского свода (палеоподнятия). ЧС промышленного масштаба подстилаются глауконит-содержащими породами и не редко содержат их прослой, что может свидетельствовать о том, что максимальные глубины формирования ЧС обычно не превышают 100–200 м. Наличие в прослоях между ЧС остатков бентосных организмов, косослойчатых радиоляритов, штурмогенных текстур также указывает на небольшие глубины (30–200 м) ЧБ, которые обычно, вероятно составляют 50–100 м. Из новой модели осадконакопления ЧС следует, что баженовская свита накапливалась не в глубоководном бассейне, а на шельфовых плато [5].

Скорость минеральной седиментации

Низкая скорость карбонатной седиментации при формировании ЧС связана с биогенным и хемогенным осаждением карбонатов на весьма обширных мелководных шельфах. В случае поступления с суши значительных количеств терригенного материала, важную роль играют улавливающие проточные бассейны на подступах к ЧБ. Это либо обширные мелководные (олигоцен Русской плиты) бассейны, либо бассейны относительно глубоководные (титон–берриас Тазовского и Енисей-Хатангского палеопрогибов) с конусами выноса стоковых течений [4]. Такие конусы выноса иногда ошибочно принимают за речные дельты. Прямого поступления материала со стороны крупных речных дельт для исследованных ЧБ не установлено.

Гидродинамика и высокая первичная биопродуктивность

Гидродинамика зависит от окраинно- или внутриплитной позиции ЧС бассейнов, их связей с открытым Океаном, а также от периодических трансгрессивно-регрессивных событий и межбассейнового стока, связанных с тектоническими перестройками дна ансамблей бассейнов. Гидродинамика контролирует извлечение БЭ из глубин Океана и геохимически активных ландшафтов континентов (торфяники и зоны химического выветривания). Благодаря донным течениям БЭ без больших потерь (характерных для поверхностных течений) переносятся на большие расстояния и пополняют придонные воды ЧБ питательными веществами, «запас» которых постепенно убывает по мере выпадения их из биологического цикла, что может привести к полному прекращению накопления ЧС. О зонах донных течений свидетельствуют врезы и шнурковые тела косослоистых небитуминозных песчаников и радиоляритов. Течения по ложбинам по мере их ослабления и повышения температуры в дистальных участках

могут трансформироваться в контурные на уровне термоклина. Механизм течений, которые часто следуют вдоль региональных сдвигов или грабе-нообразных структур, связан с повышенной плотностью стоковых вод и с вертикальными тектоническими движениями дна в цепочках бассейнов.

Эволюция обстановок накопления ЧС

При совпадении множества благоприятных условий формирования ЧС, устанавливаются отличия, связанные, в первую очередь, с тектонической позицией бассейнов, режимом гидродинамики и эволюцией органического мира. В кембрии ЧС накапливались в шельфовых окраинных морях, БЭ поступали почти исключительно благодаря апвеллингу. Океан впервые(?) в истории Земли начал поставлять на шельфы БЭ в массовом количестве, обеспечив взрыв первичной биопродуктивности и биоразнообразия, а также появление скелетных форм. В это же время возникает пеллетовый транспорт ОВ, что обеспечивало его быструю доставку на дно ЧБ. Для кембрийских толщ характерна компактность формационных ансамблей (цепочек бассейнов), что связано, возможно, с ограниченными масштабами трансгрессий и повышенной контрастностью рельефа дна шельфовых бассейнов. В позднем девоне особенностью формирования ЧС было массовое «производство» БЭ на приморских (включая дельтовые) геохимически активных ландшафтах – в торфяниках. Они активно формировались в результате экспансии высших растений на сушу. Роль Океана в поставке БЭ стала менее значительной. При этом связи с Океаном оставались широкими, вдольбереговые и проливные течения несли осадочный материал и БЭ. В поздней юре «главную» роль в поставке БЭ в Западно-Сибирский ЧБ начинает играть внутриконтинентальный Предверхоянский торфяной бассейн. Сток из Океана также приносил БЭ, но главная его роль заключалась в создании придонной транзитной системы транспортировки БЭ. Связи с Океаном остаются довольно широкими (Енисей-Хатангский пролив), однако ЧБ становится более удаленным от Океана. О широком распространении заболоченных сильно увлажненных ландшафтов в девоне и поздней юре свидетельствует расцвет плауновидных. ЧБ эоцена – раннего олигоцена Паратетиса имеют лишь весьма ограниченные и удаленные, но практически постоянные связи с Океаном. БЭ поставляются в них из множественных небольших торфяных бассейнов.

Выводы

В течение фанерозоя накопление ЧС Северной Евразии смещалось из окраинно-плитных обстановок (кембрий Сибирской платформы) во

внутриплитные впадины, наследующие внутриконтинентальные рифты (верхний девон Восточно-Европейской платформы и титон–берриас Западно-Сибирской плиты), а позднее – в области внутренних морей (эоцен–олигоцен Паратетиса). В позднем девоне и в поздней юре накопление ЧС имело глобальный характер. Связи ЧБ с Мировым Океаном от кембрия к олигоцену становятся все более затрудненными, однако океанский сток всегда проникает в ЧБ, он контролирует придонную гидродинамику и транзит БЭ. Одновременно менялись главные источники БЭ – от чисто океанского апвеллинга в кембрии, через смешанное питание из Океана и торфяных бассейнов, а также формирующихся кор выветривания в позднем девоне и поздней юре до преимущественно континентальных источников БЭ в эоцене–олигоцене. В рассмотренных ЧС фанерозоя вверх по разрезу увеличивается содержание глинистой компоненты и террагенного ОВ.

Литература

1. *Гурари Ф.Г.* Доманикиты и их нефтегазоносность // Советская геология. 1981. № 11. С. 3–12.
2. *Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое // Геотектоника. 1978. № 6. С. 3–16.
3. *Парфенов Л.М., Кузьмин М.И.* Тектоника и геодинамика территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
4. *Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А., Гиляев Р.М., Шелков Е.С., Книппер А.А.* Баженовский горизонт Сибири (титон – нижний берриас): тектонические и гидродинамические условия осадконакопления // Георесурсы. 2019. Т. 21. № 2. С. 117–128.
5. *Ступакова А.В., Стафеев А.Н., Сулова А.А., Гиляев Р.М.* Палеогеографические условия Западно-Сибирского бассейна в титоне – раннем берриасе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 10–19.
6. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.
7. *Trabucho-Alexandre J., Hay W.W., de Boer P.L.* Phanerozoic environments of black shale deposition and the Wilson Cycle // Solid Earth. 2012. V. 3. P. 29–42.

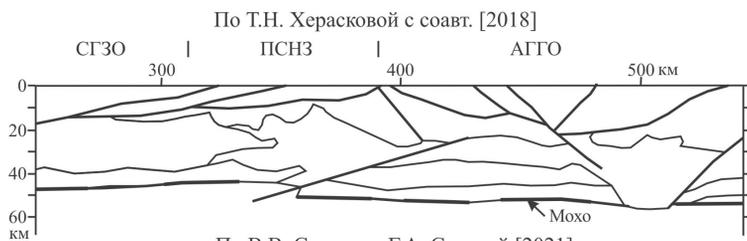
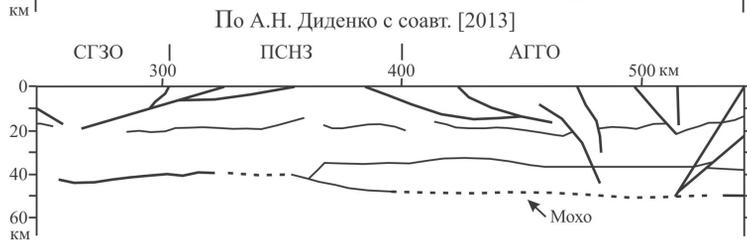
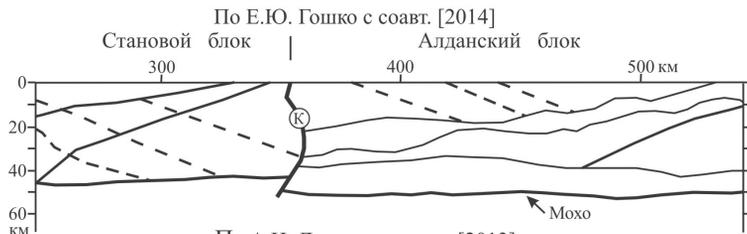
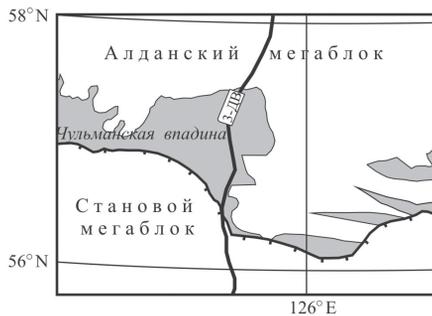
Южно-Алданская система угленосных впадин Алдано-Станового щита: геодинамическая модель формирования по материалам профиля 3-ДВ

Южно-Алданская система впадин, протягивающаяся в субширотном направлении более чем на 1000 км вдоль северной границы Станового мегаблока Алдано-Станового щита, объединяет около 20 впадин разной площади, детально изученных якутскими геологами в связи с открытием в Чульманской и Токинской впадинах уникальных месторождений угля. Глубинное строение земной коры наиболее крупной (240×80 км) Чульманской впадины характеризуют материалы опорного геофизического профиля 3-ДВ «Сковородино-Адыгылах», пересекающего впадину в интервале 330–470 км (рисунок).

Имеющиеся точки зрения на образование впадин Южно-Алданской системы различаются прежде всего отнесением их к предгорным прогибам либо к рифтогенным структурам. Согласно [3, 5], накопление мезозойских осадков происходило в едином предгорном бассейне, состоящем из ряда седиментационных ванн, разделенных поперечными поднятиями. Предгорный прогиб рассматривается как тыловой прогиб активной континентальной окраины [8]. Предстановой предгорный прогиб в процессе сложного тектонического развития распался на множество впадин и грабенов, разделенных Олекминским, Верхнеалданским, Тимптонским, Сутамским и Тырканским поперечными сводово-глыбовыми поднятиями [12]. М.И. Ициксон и Л.И. Красный [4] образование Южно-Алданской системы впадин связали с Монголо-Байкало-Южноякутским рифтовым поясом. В последующем эта точка зрения нашла отражение в ряде публикаций.

Данная проблема рассмотрена нами на примере геолого-геофизических разрезов глубинного строения земной коры Чульманской впадины, разработанных по материалам ОГТ профиля 3-ДВ и приведенных в работах [1, 2, 10, 13]. Представленные модели строения земной коры Чульманской впадины по результатам интерпретации сейсмических данных по профилю 3-ДВ (рисунок) основаны на различных подходах к изучению раннедокембрийского этапа и тектоническому районированию Алдано-Станового щита. Непосредственно в полосе профиля 3-ДВ в 1978–1987 гг. авторы проводили производственные геолого-геофизические работы с целью оценки на медно-никелевое оруденение Зверевского блока, на золото

¹ Геофизический институт ВНИЦ РАН, Владикавказ, Россия



— Границы слоёв земной коры

Разломы: — главные / второстепенные - - - предполагаемые

Рисунок. Геолого-геофизические разрезы земной коры Чульманской впадины Алдано-Станового щита по профилю 3-ДВ [1, 2, 10, 13] (с упрощением). Главные разломы: К – Каларский, Ч – Чульманский. Чл – Чульманская область разуплотнения. Тектонические области и зоны по [Диденко и др., 2013; Хераскова и др., 2018]: АГГО – Алданская гранулит-гнейсовая область, СГЗО – Становая гранит-зеленокаменная область, ПСНЗ – Пристановая складчато-надвиговая зона [2], Пристановая сдвиго-надвиговая зона [13]. На врезке: положение линии профиля 3-ДВ в пределах Чульманской впадины

Верхнетимптонского рудного района, на титаномагнетитовое оруденение Кавактинского ультраосновного массива и изучения Южно-Якутского надвига, ограничивающего с юга Чульманскую впадину [11].

Глубинное строение земной коры Чульманской впадины на разрезе, предложенном Е.Ю. Гошко с соавторами, осложнено вертикальным коро-мантийным Каларским разломом, разграничивающим Становой и Алданский блоки.

Чульманская впадина по А.Н. Диденко с соавторами с юга ограничена надвигом, прослеженным до глубины 20 км в верхнем слое земной коры, а в ее северной части надвиг имеют северное падение. Данный интервал профиля (300–400 км) было предложено рассматривать как сегмент Пристановой складчато-надвиговой зоны, на месте которой в юрское время заложился Южно-Алданский рифтогенный угленосный прогиб протяженностью свыше 700 км и шириной 100–150 км [2].

Т.Н. Херасковой с соавторами [13] подчеркивается, что «движения южного крыла Станового разлома в восточном направлении привело к растяжению, рифтогенезу и формированию позднеюрско-раннемеловых Южно-Алданских впадин».

Консолидированная кора под Чульманской впадиной по данным В.В. Стогний и Г.А. Стогний разуплотнена до 30 км, а Южно-Якутский надвиг, ограничивающий Становой мегаблок на поверхности, прослежен до 20 км. Границей между Алданским и Становым мегаблоками является не Становой разлом, а Предстановая система надвигов (Южно-Якутский, Атугей-Нуямский, Авгенкуро-Майский, Токинский и др.), сформированная в условиях взаимодействия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов [9]. Например, Южно-Якутский надвиг прослежен по разрезам скважин, пробуренных в 150–450 м к югу от него в толще палеоархейских метаморфических пород, так, скважиной С-18 мезозойские отложения вскрыты на глубине 152 м и прослежены до глубины 304 м.

По нашему мнению, на представленных разрезах земной коры (рисунок) преобладают структуры надвигового типа, а структура типа рифта не просматривается. Наличие в южной части Алданского щита процессов рифтогенеза, которые хорошо изучены в Байкальской рифтовой системе,

также не подтверждается характером напряжений в очагах землетрясений Олекмо-Становой сейсмической зоны Байкало-Охотского пояса. По характеру напряжений в очагах землетрясений для Байкальского региона характерен режим растяжения, а для Алданского щита – режим сжатия, при этом смена режима растяжения на режим сжатия происходит по меридиану 116° в.д. [7]. Согласно [6], вырождение поля тектонических напряжений рифтового типа наблюдается в междуречье Чары и Олекмы.

Таким образом, материалы ОГТ профиля 3-ДВ подтверждают точку зрения о формировании Южно-Алданской системы впадин Алдано-Станового щита в условиях Предстанового предгорного прогиба, ограниченного с юга системой надвигов Станового мегаблока (гранулит-гнейсового пояса). Образование прогиба произошло в мезозойский коллизионный этап становления Станового гранулит-гнейсового пояса в области взаимодействия Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов.

Литература

1. Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры Юго-Востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. № 3. С. 785–798.

2. Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А. и др. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сквородино-Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1883–1599.

3. Желинский В.М. Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980. 119 с.

4. Ицксон М.И., Красный Л.И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР // Геотектоника. 1970. № 2. С. 121–135.

5. Ишина Т.А. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии // Южноякутская угленосная площадь. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 43–121.

6. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 184 с.

7. Мишарина Л.А. Напряженное состояние земной коры в районе БАМ по данным о механизме очагов землетрясений // Геологические и сейсмические условия района Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск: Наука, 1978. С. 150–161.

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

9. Стогний В.В., Стогний Г.А. Тектоническая расслоенность Алдано-Станового геоблока. Новосибирск: Наука, 1997. 151 с.

10. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Неоднородности земной коры Алдано-Станового щита по профилю 3-ДВ (Восточная Сибирь, Россия) // *Геофизический журнал*. 2021. Т. 34. № 3. С. 27–46.

11. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005. 174 с.

12. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев, А.Ф. Петров, Г.С. Фрадкин и др. М.: Наука, 1985. 248 с.

13. *Хераскова Т.Н., Яковлев Д.В., Пиманова Н.Н., Березнер О.С.* Строение Алданского щита и зоны его сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом по геофизическим данным интерпретации трансектов «3-ДВ» и «Тында-Амурзет» // *Геотектоника*. 2018. № 1. С. 3–27.

А.Л. Стром¹

Геоморфологические свидетельства тектонической расслоенности верхней части земной коры Центрального Тянь-Шаня

Концепция тектонической расслоенности литосферы, разработанная А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровским и их последователями [3–5], согласно которой деформации глубинных и приповерхностных «слоев» литосферы могут развиваться существенно по-разному, базируется, преимущественно, на геофизических и сейсмологических данных, на сведениях о строении складчато-надвиговых горных сооружений и предусматривает наличие субгоризонтальных срывов на достаточно большой глубине. Как отмечено в работе [6] «В общем виде тектоническая расслоенность проявляется в автономности деформаций верхней части коры по отношению к литосферной мантии, причем нижняя, а местами и средняя части коры выступают в роли подвижного слоя пониженной вязкости, что аналогично роли астеносферы по отношению к литосфере в целом. В отдельных складчатых областях, в зависимости от физических свойств деформируемых пород, тектоническая расслоенность может быть более сложной и многообразной»

Нам удалось обнаружить участок, где тектоническая расслоенность верхней части земной коры имела место на глубине в первые километры

¹ Центр службы геодинамических наблюдений в энергетической отрасли – филиал АО «Институт Гидропроект», Москва, Россия

и, в процессе новейшего складкообразования, привела к образованию крайне своеобразных современных морфоструктур, ярко выраженных в рельефе. Эти образования располагаются в Центральном Тянь-Шане, на правом берегу р. Нарын, примерно в 15 и в 50 км ниже устья его правого притока р. Кокомерен. Долина реки Нарын здесь приурочена к западной части Минкуш-Кокомеренской новейшей межгорной впадины – рампового грабена, выполненного отложениями неогена, на которые с севера и с юга взброшены новейшие антиклинальные поднятия [2, 7]. На своде северного поднятия, образующего горы Санташ, в верховьях ручья Кызылкель находится ромбовидная в плане котловина, размерами в плане примерно 3×2 км, со сравнительно плоским дном, полого наклоненным на юг, и со средней глубиной около 500 м (рис. 1). Северный борт котловины срезает небольшие эрозионные формы рельефа, что свидетельствует о том, что этот провал произошел после формирования новейшего поднятия гор Санташ и развития эрозионного рельефа на его своде [8]. Борты котловины в ее северной части и ее дно сложены красноцветными каменноугольными отложениями дунгурминской свиты, а южный борт – комплексом нижнепалеозойских метаморфических отложений, прорванных интрузиями. В настоящее время котловина вскрыта долиной ручья Кызылкель, впадающего в р. Нарын, при этом ниже по течению от котловины, борты этого ущелья «замазаны» красноцветным материалом, вынесенным ручьем на высоту всего лишь в первые десятки метров. Это говорит о том, что первоначально котловина представляла собой замкнутое кальдеро-подобное образование, а не оползень, так как последнему было бы просто некуда ползти (не было свободного пространства, куда мог бы сместиться материал). Котловина, объем которой составляет около 3 км³, образовалась именно вследствие колоссального провала, причем, судя по «срубленным» верховьям ручьев, произошедшего катастрофически,

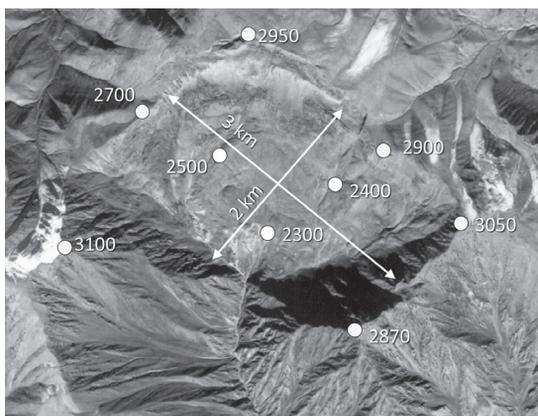


Рис. 1. Космический снимок КФА-1000 дислокации Кызылкель. Показаны отметки высот по контуру котловины и на ее дне

и, судя по свежести и крутизне обрывов, скорее всего в голоцене, может быть в позднем плейстоцене.

Примерно в 35 км западнее, в верховьях ручья Джузумдыбулак, находится еще одна, по-видимому, аналогичная морфоструктура. Она также расположена в осевой части новейшей антиклинали, которая, в отличие от антиклинали гор Санташ, сформировалась в пределах гранитного массива палеозойского возраста. Дислокация Джузумды намного меньше, объем котловины составляет примерно 100 миллионов кубометров, и выглядит она намного древнее.

Описанные морфоструктуры – это не вулканические кальдеры, так как во всем регионе нет проявлений четвертичного вулканизма. Это не астроблемы, так как отсутствуют какие-либо признаки ударного воздействия. Карстовое происхождение провалов также исключено, так как в разрезе палеозойских отложений, слагающих основание гор Санташ отсутствуют карстующиеся породы, а дислокация Джузумды вообще находится в пределах гранитного массива. Нет основания предполагать здесь и формирование впадин типа pull-apart, так как нет никаких признаков сдвигов, выходящих за пределы бортов котловин.

Тем не менее, для того чтобы объяснить образование таких катастрофических провалов, необходимо найти место в недрах Земли, куда могли бы поместиться «исчезнувшие» горные породы. Модель растяжения на своде, предложенная в свое время Н.А. Флоренсовым и В.П. Солоненко для объяснения генезиса структуры Битут при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. [1], для которой ими предполагался аналогичный генезис, для дислокации Кызылкель не подходит – слишком велик объем «исчезнувших» горных пород – три кубических километра. К тому же вообще непонятно, как такое кратковременное растяжение могло сконцентрироваться в одном месте, где и произошел провал.

В качестве альтернативного объяснения предлагается модель, согласно которой в процессе новейшего складкообразования в расслоенной верхней коре, когда и верхний и подстилающий «слои» литосферы образованы компетентными породами, произошел отрыв верхнего «слоя» с образованием «тектонической пещеры» в ядре новейшей антиклинали, осложненной надвигом (рис. 2). Свод этой полости мог одновременно или постепенно обрушаться, что, в конечном итоге и привело к образованию замкнутой котловины на своде. Можно провести сопоставление с коробчатыми антиклиналями Известнякового Дагестана, схожими с новейшей антиклиналью гор Санташ и по форме, и по размеру и образованными мощной толщей прочных известняков и доломитов верхней юры – нижнего мела. Но в Дагестане под ними залегают пластичные алевролиты и аргиллиты средней и нижней юры, которые «перетекали» в ядра растущих коробчатых антиклиналей, а на Тянь-Шане в новейшее

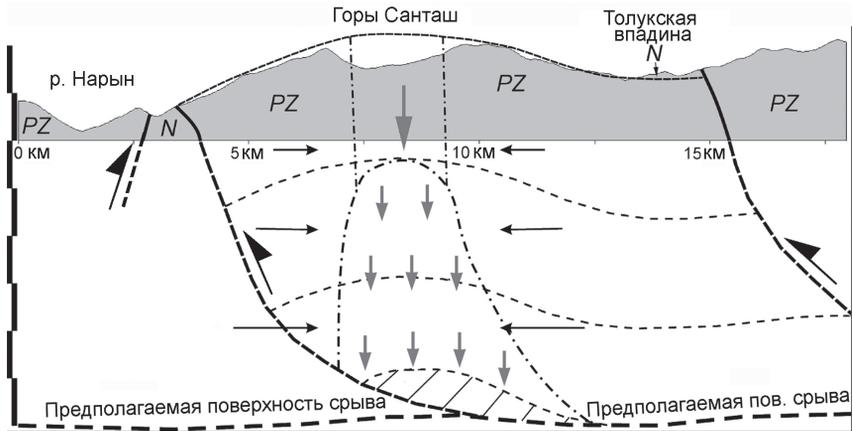


Рис. 2. Модель формирования «тектонической пещеры» в ядре новейшей антиклинали, осложненной надвигом, формирующейся под действием горизонтальных напряжений сжатия, и последующего обрушения ее свода

складкообразование были вовлечены намного менее пластичные комплексы протерозойских и палеозойских отложений, прорванных интрузиями и метаморфизованных.

Несмотря на «экзотичность» предложенной модели, она логично объясняет «исчезновение» большого объема горных пород в недрах хребтов, представляющих собой новейшие антиклинали, что и позволило рассматривать описанные дислокации, как отражение процесса новейшего складкообразования в тектонически расслоенной литосфере.

Литература

1. Гоби-Алтайское Землетрясение. М.: Изд-во Академии Наук СССР, 1963. 301 с.
2. Садыбакасов И.С. Неотектоника Центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 116 с.
3. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с. (Труды ГИН АН СССР; Вып. 343).
4. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 113 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 359).
5. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990, 293 с.
6. Трифонов, В.Г., Соколов С.Ю. Тектонические явления мезозоя и кайнозоя и геодинамические процессы, их определяющие // Геотектоника. 2018. № 5. С. 75–89.

7. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 314 с.

8. Strom A., Groshev M. Mysteries of rock massifs destruction // Abbie M., Bedford J.S. (eds.). Rock Mechanics: New Research. Nova Science Publishers, 2009. P. 211–231.

Т.В. Суханова¹, Н.В. Макарова¹, А.Н. Стафеев¹

Новейшая тектоника и геодинамика восточного склона Среднего Урала и их влияние на условия захоронения промышленных отходов

Новейшая тектоника районов захоронения радиоактивных отходов определяет условия надежности и устойчивости участков к проявлению различных геологических процессов, негативно влияющих на условия захоронения. Это – повышенная трещиноватость и проницаемость вмещающих пород, нарушающие монолитность или герметичность сооружений; современные движения по разрывам, ведущие к перемещениям блоков, вызывающих подтопление участков размещения техногенных объектов и нарушение стоков поверхностных и подземных вод, с которыми мигрируют опасные вещества; и др. Определение современных геодинамических условий формирования новейших структур позволяет прогнозировать развитие указанных выше процессов, выбирать безопасные участки, а также предпринимать необходимые меры для предупреждения или устранения возможных негативных последствий.

Средний Урал, на территории которого расположены некоторые объекты захоронения промышленных отходов, в пределах исследованного района представлен главной крупной новейшей структурой всего Уральского орогена – Осевым поднятием, Восточной структурной ступенью и Нейво-Гаватуйским прогибом (рисунок). Осевое поднятие является водоразделом между реками, текущими на запад в бассейн р. Камы, и на восток в бассейн р. Оби. На участке от Н. Тагила на севере до пос. Починок на юге абсолютная высота Осевого поднятия уменьшается с 600 м до 400 м, а ширина сокращается – с 10–15 км до 6–7 км. Это – так называемый, участок пережима Уральского орогена. Поднятие включает несколько крупных интрузивных массивов, сложенных габбро, габбро-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

диоритами и плагиогранитами ордовикского и силурийского возраста. Поднятие развито на месте герцинского Тагильского синклинория.

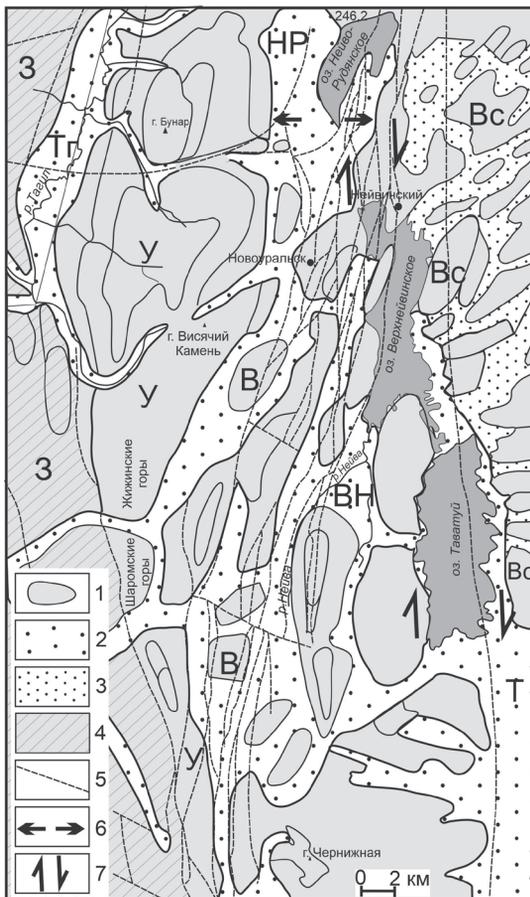
Широкий западный склон Осевого поднятия, от долины р. Тагил на запад, представляет собой область развития грабенов и горстов. Восточный склон Осевого поднятия более узкий, снижается до 300–400 м к Нейво-Таватуйскому прогибу. Прогиб отделяет Осевое поднятие от Восточной структурной ступени, образованной на месте древнего Восточно-Уральского поднятия и представляющей собой выраженную в рельефе денудационную равнину с абс. отметками 300–450 м. Таким образом, Осевое поднятие и структурная ступень по отношению к герцинским структурам являются обращенными, наследующими лишь их меридиональное простирание.

Для разрывных нарушений исследуемого района характерна значительная унаследованность древних структур. Большая их часть отражается в рельефе. Они являются границами неотектонических поднятий, разновысотных ступеней, обуславливают прямолинейные очертания озерных впадин, по ним заложены русла рек и др. Особенно это относится к протяженной древней субмеридиональной (север-северо-восточной) Серовско-Маукской системе разломов, а также отдельным разломам других направлений. Многие из них являются границами положительных и отрицательных структур, развитых на восточном склоне Осевого поднятия, что позволяет считать их грабенами и горстами. Многие поднятия-горсты асимметричные, абс. высотой 350–450 м, а разделяющие их впадины-грабены различной ширины, замкнутые или сквозные, дренированные небольшими речками. Для некоторых структур характерно кулисное сочленение с развитием преимущественно правосдвиговых деформаций.

Большая раздробленность, по сравнению с восточным склоном Осевого поднятия, характерна для структурной ступени, расположенной восточнее водохранилищ и долины р. Нейва. Это область развития локальных структур ярко выраженного северо-восточного простирания. Абсолютная высота поднятий от 250 до 450 м. В рельефе – это гряды или отдельные холмы-купола, сложенные гранитами и гранодиоритами ранне-среднекаменноугольного возраста, разделенные обширными болотистыми понижениями, развитыми над зонами разломов.

Нейво-Таватуйский прогиб на исследуемой территории частично наследует Серовско-Маукскую систему герцинских разломов. Он включает с севера на юг впадины Нейво-Рудянскую и Верхнейвинскую с водохранилищами и впадину оз. Таватуй. Кулисное сочленение впадин в плане проявляет правосдвиговые деформации, что вместе с северо-восточным простиранием впадин позволяет определить на этой территории субмеридиональное (север-северо-восточное) направление сжатия и вызванное им запад-северо-западное растяжение. Этим условиям отвечает сбросовый

Рисунок. Схема новейшей тектоники восточного склона Среднего Урала: 1 – обобщенные контуры новейших поднятий и их стадий развития; 2 – новейшие прогибы; 3 – понижения, большей частью болотистые, развитые на Восточной структурной ступени; 4 – Западный склон Урала; 5 – разрывные нарушения; 6 – направление растяжения; 7 – сдвиги. Буквенные обозначения: У – Осевое поднятие Урала, З – Западный склон, Тг – Тагильский прогиб, В – Восточный склон, Вс – Восточная структурная ступень, Нейво-Таватуйский прогиб: НР – Нейво-Рудянская впадина, ВН – Верхнейвинская впадина, Т – Таватуйская впадина



характер разрывных нарушений, имеющих северо-восточную и субмеридиональную ориентировки, и развитых на большей части территории исследования. В связи с этим долина р. Нейвы, соединяющая впадины водохранилищ, ограниченная разломами Серовско-Маукской зоны, представляет собой грабен.

Наиболее широкая северная часть Нейво-Таватуйского прогиба включает Нейво-Рудянскую впадину и долину р. Нейвы. Впадина преимущественно эрозионно-денудационная, четвертичный покров представлен в основном делювием, покрывающим маломощную кору выветривания, развитую на палеозойских метаморфических сланцах. И лишь в долинах Нейвы и ее притоков развит аллювий, а на побережье водоемов – озерно-болотные отложения мощностью в первые метры. С четвертичного времени впадина втягивается в слабое поднятие Осевой части Уральского

орогена, о чем свидетельствуют ее ступенчатый наклонный с запада на восток рельеф и маломощный чехол четвертичных отложений.

Отдельные локальные поднятия в пределах Нейво-Рудянской впадины, сложенные палеозойскими интрузивными породами, представляют собой ответвления от интрузивных массивов Осевого поднятия. Их куполообразное строение с развитием опоясывающих невысоких ступеней и разрывные границы позволяют предполагать участие процессов выжимания [4] в их образовании. Вместе с условиями растяжения, в целом характерного для Нейво-Рудянской впадины, эти процессы обуславливают раздробленность поднятий, особенно в их сводовых частях, широкое развитие открытой трещиноватости, разрывных нарушений в виде сбросов, деформацию коренных пород, являющихся основанием резервуаров промышленных отходов, и негативно влияет на условия их захоронения.

Анализ рельефа, разрывных нарушений, новейших структур, среди которых широко развиты молодые грабены, показывает, что исследуемая территория на современном этапе находится в обстановке субширотного растяжения со сдвиговой составляющей. Возможно, это характерно и для всего Среднего Урала, который, предположительно, в целом испытывает деградацию орогенной структуры [3]. Это противоречит установленному для Урала напряжению всестороннего сжатия [1, 2]. Противоречие может быть объяснено разноранговостью и разноглубинностью действующих здесь напряжений.

Литература

1. *Влох Н.П., Сапурин А.Д., Зубков А.В.* Напряженное состояние горных пород рудных месторождений Урала // Напряженное состояние земной коры. М.: Наука, 1973. С. 87–106.
2. *Зубков А.В.* Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С.3–18.
3. *Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Галкин В.А., Голикова Т.И., Зайцев В.А., Талиц Е.В.* Типы новейших структур Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 3–14.
4. *Трифонов В.П., Алейников А.Л., Беллавин О.В., Овчинникова Л.И., Таврин И.Ф.* О возможной природе неотектонических движений на Урале // Вопросы геологии и гидрогеологии Урала. Вып. 63. Свердловск: Изд. СГИ, 1969. С. 34–41.

**Роль магматизма в истории формирования
Юго-Западно-Индийского хребта вблизи зоны
демаркационных трансформных разломов
Дю Туа и Анрю Бэйн**

В пределах Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ) выделяются два мегасегмента: западный (в русской литературе его называют Африкано-Антарктическим хребтом), простирающийся от тройного соединения Буве до 24° в.д., и восточный – от 33° в.д. до тройного соединения Родригос [1]. Эти сегменты разделены системой крупных демаркационных трансформных разломов: Дю Туа, Анрю Бэйн и Принц Эдуард, которые смещают эти сегменты друг относительно друга на расстояния до 1000 км и, видимо, служат ЮЗИХ, характеризующимся различным характером аккреции коры и морфоструктурной сегментации рифтовой зоны. Ранее изученные базальты и долериты 23 рейса «Академик Николай Страхов» выявили существенную неоднородность в составах образцов, драгированных из этих сегментов. Отсутствие четких трендов дифференциации свидетельствует о различии первичных толеитовых расплавов по многим компонентам [2].

Нами были изучены представительные образцы базальтов и долеритов, драгированных со склона рифтовой долины, расположенной западнее южного сочленения с разломом Эндрю Бэйн (станции драгирования S2317, S2318), а также с северо-западного борта разломной долины Эндрю Бэйн, расположенной в 60 км (ст. S2326) и 150 км (ст. S2330) от его южного сочленения с рифтовой долиной [2]. В ходе опробования дна наряду с глубинными породами (ультрабазитами, габбро) были получены породы, характеризующие верхние части океанической коры – базальты, долериты [2].

Петролого-геохимическое изучение базальтов района разломной зоны Анрю Бэйн и прилегающей к разлому рифтовой долины выявило существенные различия в составах базальтов. Если для рифтовой долины

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

² Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

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

характерно развитие толеитов, обогащенных Na и обедненных Fe (генетический тип Na-ТОР), то западный борт разлома Андре Бэйн сложен базальтами глубинного типа ТОР-1 (рис. 1 а). Наличие магм этих типов отражает возможное изменение геодинамических условий магмогенерации в процессе формирования этой зоны, смену режима выплавления с более глубинных и высоко температурных условий (в интервале давлений 20–10 кбар, при средней $T = 1300\text{ }^{\circ}\text{C}$, $F \geq 15\%$) на менее глубинные ($P = 4\text{--}15\text{ кбар}$, $T = 1250\text{ }^{\circ}\text{C}$, $F \approx 10\%$ [3]). В отличие от толеитов ТОР-1, которые развиты преимущественно вблизи горячих точек, малоглубинные характерны для холодных областей Индийского и Атлантического океанов, таких как область экваториальных разломов, хребта Книпович, восточное окончание ЮЗИХ [3–5].

Различия в первичных расплавах толеитов рифтовой долины и трансформного разлома Андрю Бэйн прослеживаются и в составах ликвидусных оливинов. Оливины базальтов ст. S2317 близки к типичным оливинам типа Na-ТОР с магнизиальностью Fo_{88-87} , с низкими содержаниями в них Ni и повышенными Mn, в то время как оливины толеитов разломной зоны Андю Бэйн, наоборот, обогащены Ni и обеднены Mn, что может свидетельствовать о включении в процесс плавления пироксенитового вещества [6]. Подобный процесс был установлен при образовании первичных расплавов вблизи тройного соединения Буве (ТСБ), где выявлена по составам оливинов существенная неоднородность в содержании в них примесных элементов [7]. Этот компонент представляет собой либо

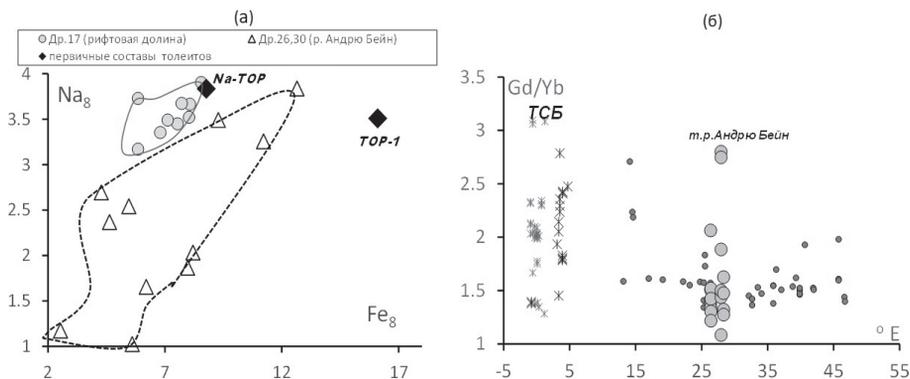


Рис. 1. Петро-геохимическая характеристика лав района разломной зоны Андрю Бэйн.

а – различие в содержаниях Na, Fe в толеитах рифтовой долины разломной зоны; б – распространение толеитов с повышенными значениями Gd/Yb вдоль ЮЗИХ, указывающие на их выплавление в присутствии граната (по данным работ [10, 11] и нашим данным)

рециклированную океаническую литосферу [6, 8], либо фрагменты ранее образованной океанической коры, впоследствии вовлекающиеся в плавление при перескоке осей спрединга, или формировании структур типа пулл-эпарт [9].

Геохимические особенности показали, что в пределах данной области существуют как деплетированные, так и обогащенные литофильными элементами базальты. Причем это особенно характерно для базальтов, поднятых с борта разлома Андру Бейн. Базальты ст. S2326 обогащены наиболее несовместимыми элементами по сравнению с деплетированными базальтами ст. S2317,18, типичными для N-MORB. В спектрах 26 драги отмечается положительная Pb аномалия и отрицательная Nb, Ta. Обогащенные толеиты отличаются повышенными отношениями Gd/Yb. Это отношение отражает присутствие граната в плавящемся источнике [8], который может представлять собой безоливиновый пироксенит, образующийся при подъеме гранулитовых фрагментов древней океанической мантии в плюмовом или астеносферном источнике. Также подобный источник может быть блоком или линзой гранулитов континентальной литосферы, включенной в плавление на ранних этапах формирования океанической коры. Образующиеся специфические расплавы могли захораниваться в мантии, образуя субокеаническую обогащенную мантию. Впоследствии, при перескоках осей спрединга, либо при возникновении тектонически ослабленных зон, такая субокеаническая обогащенная мантия могла вовлекаться в процесс плавления. Ранее обогащенные толеиты с повышенными отношениями Gd/Yb отмечались среди толеитов западной части ЮЗИХ [10], и особенно характерны для района ТСБ (рис. 16) [11].

Обогащенные толеиты разлома Андру Бэйн по изотопным данным близки к обогащенным магмам поднятий Индийского океана – Крозе, Марион, Буве [11, 12], но отличаются от поднятий Конрад, Афанасия Никитина (рис. 2). Для них типичны повышенные значения радиогенных Pb Sr. Подобный источник магм тяготеет к модельному источнику типа Н1МУ (с высокими первичными отношениями U/Th) возможно с примесью источника с характеристиками ЕМ-II (мантия с повышенным отношением Rb/Sr). Обогащенный источник типа Н1МУ отражает, главным образом, древнюю континентальную мантию, что типично для Гондванской мантии. Он проявлен также и во многих базальтах океанических островов, западной части Антарктиды, а также обогащенных толеитов экваториальной зоны Атлантики [3, 4].

В процессе раскрытия Южной Атлантики и западной части Индийского океана на границе океан–континент могла образовываться обогащенная, контаминированная плюмовыми расплавами мантия, плавление которой привело к появлению магм, формирующих современные вулка-

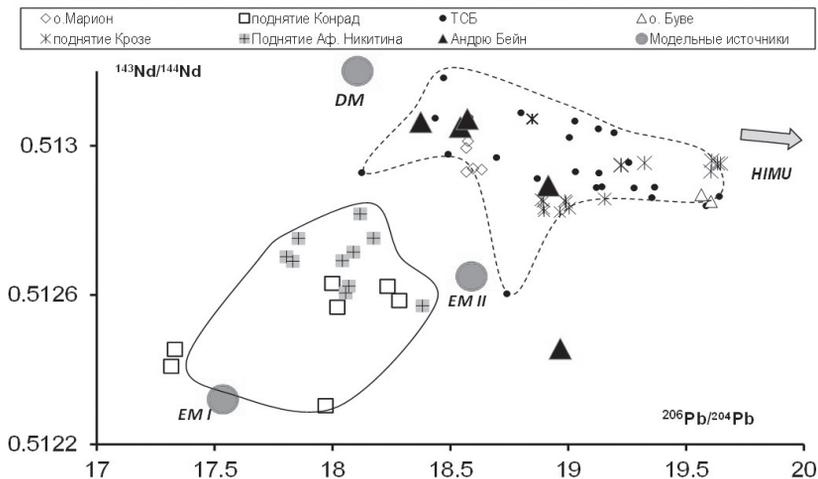


Рис. 2. Вариации изотопных отношений Nd и Pb в магмах толеитов района разломной зоны Анрю Бейн

ны в зоне перехода океан–континент. Хотя и можно отметить некоторые различия в изотопных характеристиках островов Буве, Крозе, Марион и других островов западной Антарктиды, что связано с процессом формирования мантийного субстрата в различных регионах Гондваны, но все они лежат в едином поле (рис. 2). Базальты ст. S2326 из разломной зоны Анрю Бейн, относящиеся к более раннему этапу формирования коры, свидетельствуют, что при их генерации помимо сугубо деплетированного астеносферного источника в процесс плавления был включен и обогащенный (континентальный) источник, типичный для древней литосферы Африканского континента, присутствие которого не отмечается в современных магмах спрединговой зоны.

Литература

1. Кохан А.В., Дубинин Е.П., Сущевская Н.М. Строение и эволюция восточной части Юго-Западного срединно-океанического Индийского хребта // Геотектоника. 2019. № 4. С. 3–24.
2. Пейве А. А., Сколотнев С. Г. Особенности составов базальтов западной части разлома Эндрю Бейн Юго-Западно-Индийского хребта // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 4. С. 441–447.
3. Сущевская Н.М., Беляцкий Б.В., Дубинин Е.П. и др. Геохимические неоднородности толеитового магматизма рифтовых зон, обрамляющих Антарктиду // Геохимия. 2003. № 8. С. 803–816.

4. Суццевская Н. М., Бонатти Э., Пейве А.А. и др. Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш.–3° ю.ш.) // Геохимия. 2002. № 1. С. 30–55.

5. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Суццевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30.

6. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. V. 316. P. 412–417.

7. Мигдисова Н.А., Соболев А.В., Суццевская Н.М., Дубинин Е.П., Кузьмин Д.В. Мантийная гетерогенность в районе тройного сочленения Буве по составам оливиновых вкрапленников // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1633–1648.

8. Hofmann A.W. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. Treatise on Geochemistry. V. 2. P. 61–101.

9. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Суццевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника. 2013. № 3. С. 3–30.

10. Janney P.E., Le Roex A.P., Carson R.W. Hafnium isotope and trace element constrains on the nature of mantle heterogeneity beneath the Central Southwest Indian Ridge (13° E to 47° E) // J. Petrol. 2005. V. 46. № 12. P. 2427–2464.

11. Суццевская Н.М., Мигдисова Н.А., Беляцкий Б.В., Пейве А.А. Образование обогащенных толеитовых магм в пределах западной части Африкано-Антарктического хребта (Южная Атлантика) // Геохимия. 2003. № 1. С. 3–24.

12. Breton T., Nauret F., Sylvain P. et al. Geochemical heterogeneities within the Crozet hotspot // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 376. P.126–136.

В.Т. Съедин¹, С.П. Плетнев¹, Т.Е. Седышева²

Тектоно-магматические и палеогеографические этапы эволюции Магеллановых гор (Тихий океан)

Начиная с 70-х годов прошлого века, резко активизировались геологические исследования океанов и прежде всего – Тихого океана. Значительный вклад в изучение Тихого океана и его обрамления внес Ю.М. Пущаровский. В частности, в 80-ые годы он высказал идею о единых этапах

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

² ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия

эволюции различных структур Тихого океана [8]: «В области, охватывающей Центральную и Северную Пацифику, отчетливо проявляются три тектоно-магматических этапа: 1 – позднеюрско-раннемеловой, 2 – поздне-меловой–раннекайнозойский, 3 – позднекайнозойский–современный». Позднее Э.Д. Голубева [3] приняла и в какой-то степени развила идею Ю.М. Пушаровского о единых тектоно-магматических этапах в эволюции Тихого океана, выделив здесь 4 этапа магматизма.

Целью настоящей работы является выделение возрастных вулканических комплексов, тектоно-магматических и палеогеографических этапов эволюции гайотов Магеллановых гор на основании изучения вулканических и осадочных пород.

На самом раннем этапе изучения Магеллановых гор исследователи обратили внимание, что эти структуры сложены разновозрастными магматическими и осадочными породами. Разными авторами выделялись 2 (нижний или ранний; верхний или поздний) или 3 (ранний, средний, поздний) возрастных вулканических комплекса как для отдельных гайотов, так и для всех Магеллановых гор [1, 4, 7]. Однако, четкие морфологические привязки и возрастные параметры для выделенных комплексов чаще всего отсутствуют.

В настоящее время на основе имеющихся определений изотопного возраста, биостратиграфических данных, а также материалов глубоководного бурения нами на гайотах Магеллановых гор выделены 5 крупных возрастных вулканических комплекса: 1 – позднеюрско-раннемеловой (самый ранний мел – 160–140 млн лет); 2 – раннемеловой (поздний баррем (?)-апт-альбский – 127–96 млн лет); 3 – позднемеловой (позднесеноман (?)-турон-раннекампанский – 95–76 млн лет); 4 – позднемеловой (позднекампан-маастрихский 74.5–66.0 млн лет); 5 – кайнозойский – менее 66 млн лет. Каждый из них соответствует определенному тектоно-магматическому этапу эволюции Магеллановых гор, а также характеризует конкретное морфологическое пространство гайотов (основание или пьедестал, основное тело, небольшие осложняющие наложенные структуры 2-го порядка) и геохимические особенности слагающих их вулканических пород [2]. В основу этого разделения положены многочисленные (71 датировка) определения изотопного возраста, полученные нами К-Аг методом в одной лаборатории (аналитик В.А. Лебедев, ИГЕМ РАН). Эти и опубликованные данные (всего 107 датировок по 11 гайотам; К-Аг и ^{39}Ar - ^{40}Ar методы) использованы в настоящей работе.

Позднеюрско-раннемеловой (1-ый комплекс) возрастной вулканический комплекс не подтвержден изотопными датировками по породам, поднятым с гайотов Магеллановых гор. Его выделение основывается на общей геологической ситуации в этой части Тихого океана, а также на материалах бурения. Большинство исследователей считает, что

эта часть Тихого океана сформировалась в позднеюрско-раннемеловое время [1–4, 7, 8]. В скв. 801С (котловина Пигафетта), пробуренной несколько северо-восточнее Магеллановых гор, вскрыт щелочной силл позднеюрского (157.4 ± 0.5 млн лет) и толеитовые базальты среднеюрского (166.8 ± 4.5 млн лет) возраста [10]. Этот факт позволяет уверенно говорить о проявлении щелочного магматизма в позднеюрское время в данном районе. Вероятно, мы достаточно уверенно можем говорить о позднеюрско-раннемеловом времени проявления вулканизма первого комплекса, в результате которого, скорее всего, на рубеже юры и мела (около 150 млн лет) и были сформированы основания (пьедесталы, или цоколи, до 4500–4000 м) гайотов Магеллановых гор.

Раннемеловой–апт-альбский (2-ой комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется на основании многих датировок, полученных по гайотам, и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 127–96 млн лет (поздний баррем – ранний апт – ранний сеноман) в количестве 34 датировок имеются для 5-и гайотов – Говорова, Коцебу, Альба, Ита-Май-Тай и Бутакова. Они получены как К-Аг (12 датировок), так и Аг-Аг (22 датировки) методами. Наиболее древние определения (от 127.0 ± 2.0 до 117 ± 0.9 млн лет) получены Аг-Аг методом для гайотов Коцебу, Говорова и Ита-Май-Тай [6, 9]. В скв. 800А и 802 разбурены базальтовые силлы соответственно, позднебарремского (126.1 ± 0.7 и 126.1 ± 0.9 млн лет) и позднеаптского (114.6 ± 3.2 млн лет) возрастов [10]. Кроме этого, в нескольких скважинах (скв. 585; 800А; 801С) DSDP и ODP, расположенных вблизи гайотов, разбурены мощные толщи (до 300 м) вулканокластических осадков (турбидитов) апт-альбского возраста [2, 10]. Это позволяет уверенно выделять для гайотов Магеллановых гор раннемеловой (апт-альбский) возрастной вулканический комплекс и отвечающий ему тектоно-магматический этап.

Позднемеловой – поздний сеноман – турон-раннекампанский (3-й комплекс) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании многих датировок радиоизотопного возраста и подтверждается материалами глубоководного бурения. Определения в интервале 95–76 млн лет (поздний сеноман – ранний кампан) в количестве 41 датировки имеются для 9 из 11 гайотов, по которым есть определения возраста. Они получены как К-Аг (28 датировок), так и Аг-Аг (13 датировок) методом. Значительная часть определений (13 из 41 датировок) получены Аг-Аг методом [6, 9]. В скв. 802 ODP разбурены сеноман(?)–коньяк-позднекампанские вулканокластические турбидиты, формирование которых совпадает по времени с 3-м и 4-м вулканическими комплексами. Это позволяет уверенно выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой – поздний сеноман – турон-раннекампанский тектоно-магматический этап. Скорее всего, породы этого комплекса, наряду с образованиями 2-го

(раннемеловой) комплекса формируют основное тело гайотов – от глубин 4000–3500 м до их вершин.

Позднемеловой – позднекампан-маастрихский (4-й комплекс) возрастной вулканический комплекс выделяется нами на основании многих датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор, и подтверждается материалами глубоководного бурения в прилегающих к гайотам котловинах. Определения в интервале 74.5–66 млн лет (поздний кампан – маастрихт) в количестве 16 датировок имеются для 7 из 11 гайотов, по которым выполнены определения возраста. В скважинах, которые располагаются вблизи гайотов Ита-Май-Тай и Федорова (скв. 199, 585, 802), разбурены кампан-маастрихтские турбидиты с прослоями вулканических туфов и гиалокластитов [4, 7]. Всё это позволяет выделять в эволюции гайотов Магеллановых гор позднемеловой позднекампан-маастрихтский тектоно-магматический этап. В маастрихте на основных телах гайотов формируются небольшие вулканические структуры 2-го порядка [2, 5].

Кайнозойский вулканический комплекс (5-й комплекс, комплекс кайнозойской активизации) возрастной вулканический комплекс также выделяется на основании датировок, полученных по гайотам Магеллановых гор. Определения (16 датировок), отвечающие кайнозойскому времени (65–15 млн лет, ранний палеоцен – средний миоцен) имеются для 6 из 11, охарактеризованных возрастными гайотов. Подавляющее большинство определений получены К-Аг методом, и только одно (19.9 ± 0.8 млн лет) – Аг-Аг методом [7]. Мы полагаем, что кайнозойский вулканический комплекс отвечает крупному (порядка 50 млн лет) одноименному тектоно-магматическому этапу в эволюции гайотов Магеллановых гор, который характеризует, скорее всего, процесс кайнозойской тектонической активизации этих структур. В этот период на основных телах гайотов формируются небольшие наложенные структуры 2-го порядка, обычно приуроченные к их платообразной поверхности [2, 5]. Размеры этих структур варьируют от первых сотен метров в поперечнике до 10 км (преобладают 1.0–2.5 км), а высота – от 30 до 650 м (преобладают до 400 м). Кайнозойский тектоно-магматический этап – наиболее слабый этап магматизма на гайотах Магеллановых гор.

Палеогеографические этапы осадконакопления установлены нами на основе изучения осадочных пород гайотов Магеллановых гор. Судя по стратиграфическому разрезу осадочные образования на гайотах стали формироваться с аптского времени [2]. То есть, к этому времени вулканические основания гайотов не только успели оформиться, но на них возникли нормальные морские условия для роста и образования рифовых биогермов. Выделяются следующие палеогеографические этапы развития гайотов Магеллановых гор: 1 – апт-альбский (раннемеловой); 2 – позд-

неальб-сеноманский (раннетуронский (?)); 3 – турон-раннекампанский (среднекампанский (?)); 4 – позднекампан-маастрихтский; 5 – кайнозойский. Каждый из этих этапов соответствует определенному трансгрессивно-регрессивному циклу в эволюции Магеллановых гор. Отчетливо выделяются 2 регрессивных цикла: 1-й (апт-среднеальбский) и 3-й (турон-раннекампанский); а также 2 трансгрессивных цикла: 2-й (позднеальб-сеноманский) и 4-й (позднекампан-маастрихтский).

Кайнозойский (5-й) этап – это самый длительный, однонаправленный этап геологической эволюции гайотов Магеллановых гор, сопряженный с их общим опусканием. В позднем миоцене отметки вершинных плато достигли современных глубин.

Литература

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Геология гайотов Магеллановых гор (Тихий океан). Владивосток: Дальнаука, 2020, 200 с.
3. Голубева Э.Д. Эволюция магматизма Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2009. 132 с.
4. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП «Южморгеология», 2005. 230 с.
5. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Анохин В.М., Седышева Т.Е., Иванов В.В. Вулканические постройки на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 6. С. 46–54.
6. Пертяжко И.С., Савина Е.А., Пуляева И.А., Юдин Д.С. Внутриплитный вулканизм гайота Альба: геодинамические модели формирования Магеллановых гор в Тихом Океане на протяжении 100 миллионов лет // Геология и геофизика. С. 98–104. <https://doi.org/10.15372/GiG2021179>.
7. Петрологические провинции Тихого океана. М.: Наука, 1996. 444 с.
8. Пуцаровский Ю.М. О магматических провинциях и тектонике Тихого океана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984. № 11. С. 13–18.
9. Koppers A.P. et. al. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Lett. 1998. V. 163. P. 53–68.
10. Pringle M.S. Radiometric ages of basalts basement recovered at Sites 800, 801 and 802, Leg 129 Western Pacific Ocean // Proc. ODP, Sci. Results. 1992. Vol. 129. P. 389–404.

Раннепалеозойская тектоническая эволюция Омулевского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России)

Омулевский террейн пассивной континентальной окраины и Рассохинский островодужный террейн находятся в западной части Колымо-Омолонского микроконтинента в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы, простираются в северо-западном направлении и граничат на северо-востоке с Арга-Тасским турбидитовым террейном, а на юго-западе с Полоусно-Дебинским террейном [4].

Основным объектом исследования являются нижнепалеозойские терригенные породы и штоки гранитоидов, расположенные в пределах Омулевского и Рассохинского террейнов (верхнее течение рек Рассоха, Булкут, Трюлинья и Агынджа), для которых проведены U–Pb геохронологические исследования цирконов. В пределах Омулевского террейна отбор проб для изотопного датирования обломочных цирконов осуществлялся из средне-верхнеордовикских, нижнесилурийских и верхнесилурийских пород, а в Рассохинском террейне пробы отбирались из верхнекембрийско-нижнеордовикских и верхнеордовикских пород и двух штоков гранитоидов, расположенных в междуречье Трюлинья-Булкут [2, 3]. U–Pb-датирование цирконов осуществлялось в ЦИИ ВСЕГЕИ и в ГИН СО РАН. Для построения графиков и дальнейшей интерпретации использовались анализы с дискордантностью менее 30%.

В Омулевском террейне для всех образцов характерно широкое развитие обломочных цирконов раннепалеозойского, нео- и палеопротерозойского возрастов.

Образец С16-7-3 (S₂). Дискордантность менее 30% зафиксирована в 63 из 65 зерен. Из них 35 зерен образуют пик с возрастом 431 млн лет. Незначительные пики отмечаются для палеопротерозойских возрастов – 1710 млн лет и в интервале 1945–2035 млн лет. Присутствуют единичные зерна с нео- и мезопротерозойскими и архейскими возрастaми.

Образец 79-1 (S₁). 97 из 110 зерен характеризуются дискордантностью менее 30%. Палеозойские возрасты обнаружены в 9 зернах и образуют

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

³ Геологический институт РАН, Москва, Россия

отчетливый пик с возрастом 440 млн лет. Нео- и мезопротерозойские возрасты получены соответственно в 16 и 15 зернах, образующих пики 774, 801, 1173 и 1530 млн лет. Наиболее широко распространены зерна палеопротерозойского возраста (45 зерен), образующие отчетливые пики с возрастными 1731 и 1877 млн лет. 12 зерен имеют архейский возраст.

Образец 82-1 (O_{2,3}). Дискордантность менее 30% определена в 76 из 80 зерен. Наиболее широко распространены зерна раннепалеозойского (21 зерно) и непротерозойского (43 зерна) возрастов, образующие многочисленные пики в интервалах 480–575 и 740–885 млн лет. Зерна с мезо- и палеопротерозойскими возрастными единичны. 7 зерен имеют архейский возраст.

В Рассохинском террейне для всех образцов характерно наличие обломочных цирконов венд-ордовикского, мезо- и палеопротерозойского возрастов.

Образец 3036-4 (O₃). 68 из 70 зерен характеризуются дискордантностью менее 30%. Отчетливо выделяются 2 группы возрастов – раннепалеозойско-позднепротерозойские (вендские), состоящие из 11 зерен с пиками в интервале 445–575 млн лет, и мезо-палеопротерозойские, состоящие из 48 зерен, с пиками в интервале 1060–1385 млн лет, 1526, 1620, 1752, 1915–1995 млн лет. Более древние зерна единичны.

Образец 3036-30 (O₃). Из 81 зерна дискордантность менее 30% установлена в 73 зернах. Доминируют зерна раннепалеозойско-позднепротерозойского возраста (40 зерен), которые образуют пики в интервале 455–495 млн лет. 28 зерен имеют мезо-раннепалеопротерозойские возрасты и образуют серию небольших пиков 1248, 1449, 1511, 1694, 1750 и 1816 млн лет. Более древние зерна единичны.

Образец 4107-1 (Є₃-O₁). 107 зерен характеризуются дискордантностью менее 30%. 2 самых молодых зерна имеют неопротерозойский возраст. Мезо- и палеопротерозойские возрасты имеют 90 зерен, слагающие пики с возрастными 1209, 1313, 1461, 1553, 1657, 1758, 1895 и 2092 млн лет. Более древние зерна образуют лишь один пик 2741 млн лет.

Полученные U–Pb датировки обломочных цирконов свидетельствуют, что основные источники обломочного материала для ордовикско-силурийских осадочных пород Омuleвского террейна имели палеопротерозойско-архейские возрасты, характерные для фундамента Сибирской платформы, и неопротерозойские возрасты, близкие к задокументированным в Центральной зоне Таймыра [8, 9]. Это позволяет предположить палеогеографическое положение террейна у северной оконечности Сибири. Палеогеографически близко находился и террейн Фэрвелл, что доказывается сходством ископаемой фауны [6]. Другим аргументом служит сходство возрастных характеристик обломочных цирконов в сопоставимых по возрасту отложениях [7]. В области нахождения обоих террейнов

можно предположить трансформный разлом с праводвиговой кинематикой, по которому происходило перемещение вдоль окраины Сибири [3, 6]. Источники сноса обломочных цирконов кембрийско-раннеордовикского возраста неочевидны. Близкие по возрасту породы присутствуют на Карском террейне, но его соотношение с Омuleвским террейном для раннего палеозоя остается неясным.

Рассохинский террейн на протяжении раннего палеозоя был связан с северо-восточной окраиной Северной Америки (Лаврентии) или северо-западной окраиной Балтики, о чем свидетельствует обилие цирконов с мезопротерозойскими возрастaми. Несогласие в основании девона может быть результатом элсмирских деформаций, характерных для Лаврентийской окраины. Определены сходные возрастa популяций обломочных цирконов для Рассохинского террейна и террейна Александер [2]. Террейн Александер фигурирует на многих палеогеографических реконструкциях и находится вблизи северо-восточной окраины Лаврентии или северо-западной Балтики [6].

Расположенные в пределах Рассохинского террейна Трюлиньинский и Левобулкутский массивы гранитоидов имеют возраст 440 ± 2 и 424 ± 2 млн лет соответственно, и их островодужная природа подтверждается геохимическими характеристиками [2]. В то же время, продукты размыва Трюлиньинской и других пока не установленных разновозрастных интрузий присутствуют в нижнесилурийских комплексах Омuleвского террейна, где в распределении возрастa обломочных цирконов присутствует пик 440 млн лет. Это позволяет рассматривать данные интрузивы как сшивающие Омuleвский и Рассохинский террейны, амальгамация которых произошла в руданском веке силура. Данное тектоно-магматическое событие отражает фазу каледонского орогенеза и может быть связано с закрытием океана Япетус. Размыв гранитоидов продолжался на протяжении всего силура, вплоть до образования грубообломочных отложений верхнего силура (лудфорд–пржидолий), в которых обломочные цирконы образуют пик с возрастa 431 млн лет.

В связи с новыми данными о расположении Омuleвского и Рассохинского террейнов нуждаются в уточнении имеющиеся палеогеографические модели Л.М. Парфенова, Н.А. Берзина и др. [1, 5], на которых эти террейны находятся на восточной окраине Сибирского кратона. В частности, намного севернее (в современных координатах) мог располагаться Колымо-Омолонский супертеррейн, а Амандыканская (Рассохинская) островная дуга имела значительно более сложное строение и в раннем ордовике вероятно располагалась за пределами окраин Сибирского палеоконтинента. В этом случае близкие по возрастa гранитоиды Рассохинского террейна и Охотского массива характеризуют близкие во времени, но территориально разобценные тектонические структуры и события.

Интерпретация изотопных данных выполнена при поддержке проекта РНФ 20-17-00197.

Литература

1. *Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И.* и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
2. *Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю.* и др. Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна (Северо-Восток России) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 9–14.
3. *Сычев С.Н., Худoley А.К., Лебедева О.Ю.* и др. Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омuleвского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2022. № 5. С. 3–26.
4. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 570 с.
5. *Berzin N.A., Distanov E.G., Tomurtogoo O.* et al. Neoproterozoic through Silurian metallogensis and tectonics of Northeast Asia // U.S. Geol. Surv. Professional Paper, 2010. V. 1765. P. 51–571.
6. *Colpron M., Nelson J.L.* A Palaeozoic northwest passage; incursion of Caledonian, Baltican and Siberian terranes into eastern Panthalassa, and the early evolution of the North American Cordillera // Geol. Soc. Spec. Publ. 2009. V. 318. P. 273–307.
7. *Dumoulin J.A., Jones J.V., Bradley D.C.* et al. Neoproterozoic-early Paleozoic provenance evolution of sedimentary rocks in and adjacent to the Farewell terrane (interior Alaska) // Geosphere. 2018. Vol. 14. P. 1–28.
8. *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A.* et al. The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // International Geology Review. 2017. V. 59. P. 1632–1656.
9. *Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Pease V., Gee D.* Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // Geol. Soc. London. Memoirs. 2004. V. 30. P. 233–248.

Узловые системы Большого Кавказа – закономерности положения

Узловые системы – участки пересечения подвижных линейных зон земной коры (литосферы в целом) различной ориентировки (в том числе пологих). В понятие подвижные зоны мы включаем, в первую очередь, тектонические подвижные структуры (зоны концентрации деформаций различного кинематического типа). Пологие структуры (в частности, покровы) определяют формирование тектонической расслоенности литосферы. Тектонической расслоенности литосферы способствует также наличие «литологически» подвижных комплексов отложений, т.е. к подвижным зонам необходимо отнести также первичные слои низкой плотности и вязкости, т.е. нелитифицированные осадки эпизоны, возникшие в результате процессов гравитационной дифференциации слоев с разными физико-химическими свойствами (слои частичного плавления, астеносфера). Для крутопадающих подвижных зон концентрации деформаций характерен повышенный флюидодинамический поток, способствующий физико-химической активизации геологического вещества.

На пересечении подвижных зон любой природы возникают каналные (когда пересекаются две подвижные зоны) и очаговые (когда пересекаются не менее трех различно ориентированных подвижных зон) структуры, в пределах которых процесс активизации геологического вещества вследствие активной флюидодинамики усиливается вплоть до разжижения песчано-глинистых толщ эпизоны и даже мезозоны или расплавления уже метаморфизованных сложнодислоцированных толщ катазоны. Подобные каналные и очаговые структуры проявлены в различных масштабах и на разных глубинных уровнях.

На поверхности Земли крутопадающие подвижные зоны выражены зонами концентрации деформаций различного типа, каналные зоны – структурами центрального типа разной природы (с проявлением вулканизма или грязевого вулканизма, с выходом на поверхность изометричных в плане штоков и магматических диапиров, концентрацией радиальных или кольцевых разломов). Часто к таким участкам приурочены месторождения полезных ископаемых.

Итак, под узловыми системами мы подразумеваем в первую очередь участки пересечения крутопадающих зон концентрации деформаций –

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

своеобразных структурных «каналов» – протяженных, но относительно малых в поперечном сечении деформационных зон, с которыми могут быть связаны флюидопроводящие системы, жерловины вулканических построек, корни грязевых вулканов, т.е. на более глубоких уровнях с этими канальными зонами могут быть связаны и очаговые структуры.

В строении Большого Кавказа к узловым системам можно отнести участки пересечения орогена с поперечными флексурно-разрывными зонами. На этих участках происходит значительная перестройка структуры орогена – изменение простирания его основных продольных элементов, концентрация поперечных зон повышенной дислоцированности, появление специфических образований, свойственных непосредственно данному участку. Именно в таких местах на определенных глубинных уровнях возникают объемы аномального состояния вещества вплоть до его плавления или разжижения с образованием очаговых структур, являющихся трехмерными относительно ограниченными областями на пересечении уже не двух, а трех плоскостных элементов (зон концентрации деформаций). Наличие над очаговыми структурами зон повышенной проницаемости (структурных «каналов») определяет формирование вулканических жерл, корней грязевых вулканов, интрузивных, гипабиссальных и субвулканических штоков и магматических диапиров.

Если крутопадающие системы представляют собой зоны концентрации деформаций, то пологие неоднородности связаны со слоистым строением разрезов осадочных пород и наличием толщ особой литологии (например, глинистые или соленосные толщи), а также структурно-вещественной расслоенностью литосферы в целом, в частности, тектонической расслоенностью покровно-складчатых сооружений, каким является и Большой Кавказ. Расслоенность выражена также чередованием в литосфере слоев (пологих зон) различных геомеханических свойств, выражающихся, в частности, в различных скоростях сейсмических волн (литосфера–астеносфера). Кроме того, в условиях формирующих орогены интенсивных коллизионных процессов в деформирующейся литосфере могут возникать пологие зоны пониженной плотности как структуры отрывного типа.

Распространение узловых систем по площади и на разных глубинах отвечает концепции линейно-очагового распределения эндогенных и рудных процессов [1].

На региональном структурном уровне, когда мы рассматриваем всю систему Большого Кавказа, можно говорить об узлах пересечения орогена с системой поперечных флексурно-разрывных зон, разделяющих Большой Кавказ на сегменты различной ширины и различной величины эрозионно-денудационного среза – Анапской (определяющей переход орогена к его западной периклинали), Пшехско-Адлерской (определяющей резкое сужение орогена и замыкание палеозойского ядра в зоне Транскавказского

поднятия), Центрально-Кавказской (определяющей восточную границу Транскавказского поперечного поднятия), Самурской (определяющей переход орогена к восточному замыканию). На пересечении этих зон с орогеном Большого Кавказа расположены узловые системы, одним из признаков которых является наличие структур центрального типа. Строение как орогена, так и секущих его перечисленных поперечных зон, сложное и в пределах каждой узловой системы можно выделить более мелкие узловые системы на пересечении локальных зон концентрации деформаций.

Крупнейшими же в структуре Большого Кавказа, «надпорядковыми» по отношению к региональным поперечным зонам, являются: Центрально-Кавказская, с которой связана Эльбрусско-Тырныаузская магматическая узловая система, а также межпериклинальные Керченско-Таманская и Каспийская поперечные зоны, с которыми связаны соответственно межпериклинальные Керченско-Таманская (между Большим Кавказом и Горным Крымом) и Апшероно-Прибалханская (между Большим Кавказом и Копетдагом) грязевулканические узловые системы.

С Центрально-Кавказской системой, разделяющей Большой Кавказ на Центральный и Восточный, помимо Эльбрус-Тырныаузской, связана и другая узловая система – Минераловодская, расположенная на пересечении Центрально-Кавказской системы с зоной Предкавказских прогибов.

Между Эльбрус-Тырныаузской и Минераловодской узловыми системами наиболее крупной поперечной орогену Большого Кавказа является Эльбрус-Минераловодская зона сбросо-раздвигово-левосдвиговых деформаций, с которой связано большинство месторождения минеральных вод Северного Кавказа, представляющих узловые системы более высокого порядка.

Расстояние между главными узловыми системами Большого Кавказа составляет порядка 300–350 км при ширине (диаметре) систем около 150–200 км. Между ними можно рассчитать еще три-четыре узловых систем меньшего размера.

Структурные узлы фиксируются также вдоль поперечных зон – на пересечении с крупными параллельными простиранию Большого Кавказа структурными элементами – градиентными ступенями перед краевыми и межгорными прогибами (Ахтырская, Нагутская – элементы Северо-Кавказской краевой зоны; Южно-Кавказская краевая зона перед Закавказскими впадинами).

Некоторая затрудненность в определении положения структурных узлов связана с тем, что крупные узлы, где проявлены магматические процессы, при кристаллизации магматических массивов и прекращении существования магматических очагов, становятся участками упрочнения и определяют новое распределение ослабленных зон. Происходит своеобразная миграция узлов проявления магматической деятельности.

Литература

1. Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М., Семенов В.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.

**А.В. Тевелев^{1,2}, Н.В. Правикова¹, А.А. Борисенко³,
П.А. Шестаков¹, Е.В. Коптев¹, И.Д. Соболев⁴,
Е.А. Володина¹, А.С. Новикова⁵, А.Ю. Казанский^{1,5}**

Первые результаты U-Pb-датирования цирконов из раннекаменноугольных вулканитов Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и проблема изотопного возраста щелочных гранитоидов

Введение

Определение возраста магматических пород U-Pb-изотопным методом по цирконам в настоящее время является одним из основных методов датирования. Вместе с тем при получении реальных датировок интрузивных массивов геологи часто сталкиваются с тем, что зерна циркона, выделенные из одной пробы, имеют разный изотопный возраст. Объектом настоящего исследования являются кислые вулканиты березовской свиты Центрально-Магнитогорской зоны Южного Урала, для которых U-Pb изотопным методом по цирконам подтвержден раннекаменноугольный возраст, установленный ранее по фауне [1]. Эти цирконы мы сравнили с цирконами из среднетриасовых щелочных гранитоидов Чекинского массива, для которых также имеются раннекаменноугольные возрасты. По-

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

² ООО НТПП «ГЕОПОЙСК», Челябинск, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья имени Н.М. Федоровского, Москва, Россия

⁴ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

⁵ Геологический институт РАН, Москва, Россия

лученные результаты заставляют несколько по-иному интерпретировать соотношение этих комплексов и изотопный возраст массива.

Березовская свита

Березовская свита представляет собой контрастную серию вулканических пород с прослоями известняков. Состав вулканитов преимущественно умеренно-щелочной: трахибазальтовый (трахиандезибазальтовый) – трахидацитовый (трахириолитовый). Кислые вулканиты опробованы в двух точках: проба 704 (52°30'46,1" с.ш.; 59°07'13,9" в.д.), пробы 706 и 706-3 (52°24'06,3" с.ш.; 59°02'20,8" в.д.).

Из дацитов пробы 704 выделено 30 и проанализировано 10 зерен циркона. Это целые кристаллы и их обломки размером 100–200 мкм. Кристаллы имеют короткопризматический габитус ($K_{удл} < 2$), светлые на катодолюминесцентных изображениях, с четкой осцилляционной зональностью. В них умеренное содержание U и Th. Это очень однородная популяция, интервал значений возраста в которой плавно изменяется от 343 до 361 млн лет, а конкордантный возраст составляет $348.5 \pm 3,1$ млн лет. В пробе есть одно прекрасно ограниченное мелкое зерно (около 50 мкм) с темной внутренней зоной. Оно отличается от остальных, но, к сожалению, не датировано. Кроме того, есть 2 захваченных циркона: раннесилурийский и кембрийский.

Из флюидалных дацитов пробы 706 выделены 50 зерен циркона двух популяций. Первая представлена зернами циркона, которые по своим характеристикам не отличаются от цирконов пробы 704, разве что размеры у них чуть поменьше: 100–150 мкм (проанализировано 9 зерен, возраст которых изменяется от 337 до 363 млн лет; конкордантный возраст составляет 350.7 ± 2.9 млн лет). Вторая популяция резко отличается от первой – это мелкие (около 50 мкм), прекрасно ограниченные кристаллы ($K_{удл} = 1.1–1.5$) с темными внутренними зонами и повышенным содержанием U и Th (таких кристаллов много, но проанализировано только 2 зерна (344 и 351 млн лет, что целиком находится в интервале возрастов цирконов первой популяции). Удивительно, но совершенно разные по морфологии и составу цирконы имеют одинаковый возраст

В риолитовых игнимбритах пробы 706-3 (45 зерен) преобладают целые кристаллы и их обломки ($K_{удл} = 1.5–2$) с четкой осцилляционной зональностью и умеренным содержанием U и Th, то есть цирконы аналогичны первой популяции из пробы 706 (проанализировано 14 таких зерен, возраст которых меняется в интервале 330–353 млн лет; конкордантный возраст 340.6 ± 2.8 млн лет), причем одно зерно из них относится, скорее, к второй популяции пробы 706 (высокий U и Th, темная центральная зона). Ещё один кристалл отличается от остальных по морфологии. Он длинный

($K_{удл} = 3$), а кроме того – высокоурановый и высокоторийевый, он тоже имеет раннекаменноугольный изотопный возраст (330.7 ± 3.8 млн лет), правда, он самый молодой в пробе.

Таким образом, в кислых вулканитах березовской свиты выявлены, по крайней мере, две популяции цирконов с раннекаменноугольным изотопным возрастом, которые хорошо различаются и морфологически, и по составу. Представители первой популяции преобладают во всех пробах, представители второй популяции также встречаются во всех пробах, но датированы только в пробах 706 и 706-3.

Массив Чека

Массив Чека входит в состав среднетриасового малочекинского комплекса щелочных гранитоидов. Он расположен на западе Центрально-Магнитогорской зоны и сложен монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, сиенитами, щелочными граносиенитами, щелочными гранитами и щелочными лейкогранитами. Возраст массива до сих пор является предметом споров, начавшихся сразу после получения среднетриасовых Rb-Sr изохронных датировок для щелочных гранитоидов [2]. Позднее нами были получены: Ar-Ar датировка по щелочным амфиболам, Sm-Nd изохронная датировка и две U-Pb датировки по цирконам. Все методы дали различные результаты, однако для Чекинского массива и малочекинского комплекса был принят среднетриасовый возраст.

Благодаря последним работам мы имеем сейчас семь U-Pb проб по цирконам, выделенным из различных пород массива: 9721 – щелочные сиениты ($52^{\circ}37'11,5''$ с.ш., $59^{\circ}05'42,9''$ в.д.); 9791 – щелочные граниты ($52^{\circ}37'11,5''$ с.ш., $59^{\circ}05'43,0''$ в.д.); 701 – щелочные кварцевые монцониты ($52^{\circ}35'45,1''$ с.ш., $59^{\circ}4'53,9''$ в.д.); 702 – щелочные кварцевые монцониты ($52^{\circ}36'07,5''$ с.ш., $59^{\circ}06'2,4''$ в.д.); 753 – щелочные монцониты ($52^{\circ}34'56,1''$ с.ш., $59^{\circ}04'36,0''$ в.д.); 754 – щелочные монцониты ($52^{\circ}34'59,3''$ с.ш., $59^{\circ}04'52,6''$ в.д.); 756 – щелочные граносиениты ($52^{\circ}34'40,2''$ с.ш., $59^{\circ}05'33,3''$ в.д.).

Пробы 9721 и 9791 взяты практически из одной точки, хотя и из разных пород. В них резко преобладают цирконы размером 150–250 мкм ($K_{удл} = 1.2–1.5$), светлые в катодоллюминесцентном изображении, с четкой тонкой осцилляционной зональностью и слабо выраженной секториальной. Кристаллы и их обломки имеют хорошую огранку. Цирконы умеренноурановые и умеренноториевые. Диапазон изотопных возрастов цирконов в пробах 9721 и 9791 – 342–376 млн лет. Их конкордантный возраст практически совпадает: для пробы 9721 – 353.9 ± 4.0 млн лет, а для пробы 9791 – 352.7 ± 3.9 млн лет. Кроме того, в этих пробах есть несколько удлинённых кристаллов циркона ($K_{удл} = 2.5–3.0$) размером до 350 мкм,

темных на катодоллюминесцентном изображении, с большим количеством включений и метамиктных зон, но они не датированы.

Проба 702 из кварцевых монцонитов содержит много цирконов, почти одинаковых по морфологии и составу. У них четкая тонкая осцилляционная зональность и слабо выраженная секториальная, Кристаллы хорошо огранены, имеют размер 100–150 мкм, а $K_{удл} = 1.2–1.5$. По составу это умеренноурановые и умеренноториевые цирконы. Очень похожи на цирконы проб 9721 и 9791. Конкордантный возраст 345.4±3.2 млн лет.

Ещё 5 проб дали плохо интерпретируемые результаты.

В пробе 701 из 40 зерен датированы 12 (все < 100 мкм) – один кембрийский (низкоурановый); 4 девонских (самые мелкие, почти черные, высокоурановые); 7 раннекаменноугольных (грубая осцилляционная и хорошая секториальная зональность).

В пробе 753 из 25 зерен удалось датировать всего 6 зерен, все они разные: одно зерно циркона хорошо ограненное, крупное, с осцилляционной зональностью имеет среднекаменноугольный возраст; 3 зерна очень мелкие, видимо, подрастворенные, темно-серые с очень высоким содержанием урана (2000–3000 г/т) и тория (3000–7000 г/т) – раннекаменноугольный; 2 зерна окатанные, яркие, со следами осцилляционной зональности, с низким содержанием урана и тория – рифейский; одно зерно окатанное, похожее на рифейские – раннепротерозойский.

В пробе 754 из 20 выделенных зерен определено 12. Все разного возраста: от средней перми до средней юры, однако раннекаменноугольные цирконы этой пробы похожи на каменноугольные цирконы проб 701 и 702.

В пробе 756 из 25 мелких зерен датировано 6. Разброс возрастов огромный: от кембрия до юры. Раннекаменноугольные цирконы похожи на такие же из других проб.

Обсуждение и выводы

U-Pb датировки цирконов из кислых вулканитов березовской свиты подтвердили ее раннекаменноугольный (турнейский) возраст. Но их морфология и состав оказались важным ключом к пониманию цирконологии щелочных гранитоидов малочекинского комплекса. Известно, что в щелочных гранитоидах собственные цирконы могут вообще не кристаллизоваться, поскольку весь цирконий может распределяться в щелочные темноцветные минералы. В таком случае в породе останется только унаследованный циркон, а он будет фиксировать возраст кристаллизации более древних фаз, а не самого щелочного гранитоида. Кроме того, в щелочных расплавах может происходить и растворение унаследованных цирконов. На многих зернах видны признаки растворения, которое, вероятно, продолжалось недолго, поскольку массив застыл в гипабиссальных

условиях довольно быстро, поэтому породы имеют порфирированную мелкокристаллическую структуру.

Раннекаменноугольные зерна циркона во всех пробах щелочных гранитоидов похожи друг на друга, они имеют типично магматический облик и зональность, а концентрация и соотношение урана и тория также весьма типичны. Вместе с тем для обогащенных щелочами флюидонасыщенных магматитов обычно характерно соотношение тория к урану близкое или существенно более высокое чем 1. И в целом, концентрации урана и тория обычно очень высокие. Описанные особенности, скорее всего, указывают на ксеногенную природу этих цирконов по отношению к гранитоидам. Они, скорее всего, были захвачены из вулканитов березовской свиты. Кроме того, щелочной расплав обогатился и более древними цирконами, вплоть до рифейских.

Появление в вулканитах разновозрастных цирконов двух популяций, видимо, указывает на процессы смешения магм при их формировании, что не удивительно для контрастной серии.

Исследование подготовлено при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-55-26009 Чехия_а «Урал: уникальная природная лаборатория роста земной коры и сборки суперконтинента».

Литература

1. Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинария. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1992. 138 с.

2. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А., Фурина М.А., Беляцкий Б.В. Триасовый магматизм Южного Урала: геохимия, изотопия, геодинамика // Вестник Моск. ун-та. Серия 4. Геология. 2009. № 2. С. 29–38.

Д.Е. Трапезников¹

Деформационные структуры соляной толщи Тюбегатанской антиклинали (Юго-Западный Гиссар, Южный Узбекистан)

Тюбегатанская антиклиналь одна из структур в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта. В пределах её пологого северо-западного крыла в 1960-е гг. были открыты крупное месторождения калийных со-

¹ Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

лей – Тюбегатанское. В начале 2000-х, месторождение вновь привлекло к себе внимание, началась доразведка, а в начале 2010-х и отработка его ресурсов.

Юго-Западный Гиссар в структурно-тектоническом отношении относится к Байсун-Кугитангскому антиклинорию, представляющему собой дивергентную структуру, развивающуюся на фланге альпийского Памирского синтаксиса в условиях коллизионной транспрессии. Считается, что деформация региона реализуется за счет пододвигания фундамента Сухадарьинской впадины в северо-западном направлении под Юго-Западный Гиссар и его смещение на Туранскую плиту. При этом западный фланг имеет западную вергентность надвигов (взброс-антиклиналей), а восточный – восточную, и соответственно представлен ретронадвигами [3].

Структура Юго-Западного Гиссара осложнена наложением явно выраженных структур субмеридионального (памирского) направления на почти скрытые линейные дислокации преимущественно широтного (тяншанского) направления фундамента [1]. Современная активность зон разрывов как памирского, так и тяншанского направлений подтверждается приуроченностью к ним зон повышенной плотности землетрясений, с наибольшей активностью на пересечении разрывов обеих систем [4].

Стратиграфически разрез антиклинория сложен породами от раннего докембрия до квартера. Мощный осадочный чехол юрско-кайнозойского возраста, несогласно залегающем на пермско-триасовых и палеозойских отложениях. В разрезе присутствуют две соленосные толщи: верхнеюрская – гаурдакская свита, и нижнемеловая альмурадская свита.

Тюбегатанская антиклиналь, располагается на пересечении Гаурдак-Модунского антиклинального поднятия памирского направления и Северо-Кугитанской флексурно-разрывной зоны тяншанского направления. В структуру поднятия, кроме Тюбегатанской, входят Гаурдакская, Лялимканская и Модунская антиклинали, оси которых кулисообразно смещены относительно друг друга.

Тюбегатанская антиклиналь представляет собой крупную ассиметричную принадвиговую брахиантиклинальную складку с крутыми (до 50°) юго-восточными и пологими ($10-20^\circ$) северо-западными крыльями. Складка имеет северо-восточное простирание, протягивается на расстояние 30 км, достигая в ширину 12–15 км. В её пределах соленосной является только гаурдакская свита верхней юры, а альмурадская свита нижнего мела выполнена глинисто-карбонатными породами. Центральная часть антиклинали размыта, а в её ядре породы подсолевого верхнеюрского комплекса выходят непосредственно на земную поверхность, либо перекрываются мощным чехлом четвертичных отложений.

К северо-востоку от центральной части месторождения северо-западное крыло Тюбегатанской антиклинали осложнено небольшой куполо-

видной структурой второго порядка, так называемым Курганташским куполом, в ядре которого на дневную поверхность выходят отложения гаурдакской свиты. Купол имеет диаметр 3.0–3.5 км. Падение пластов нижнемеловых отложений, слагающих крылья купола, в его приядерной части крутое (до 40–50°), но по мере удаления от нее пласты выполаживаются и, начиная с отложений нижнего альба, угол падения пластов не превышает 10–15°.

В центральной части Тюбегатанской антиклинали геолого-съёмочными работами 1960-х годов выявлено порядка 10 разрывных нарушений, которые образуют две субортогональные системы. Одна из них – северо-западная со средним простиранием СЗ 310°, другая – северо-восточная со средним простиранием СВ 65°, что соответствует простиранию региональных направлений памирского и таньшаньского типов.

Начало эксплуатации Тюбегатанского месторождения калийных солей, расположенного на северо-западном крыле одноименной антиклинали, позволило уточнить закономерности залегания пластов на глубине. Установлено, что соляные пласты, в том числе калийный пласт, достаточно выдержаны по мощности и залегают моноклиinally с углом падения 10–15°, т.е. заметных признаков соляной тектоники в виде перераспределения пластичных масс внутри крыла Тюбегатанской антиклинали не наблюдается. При этом ядро денудированно до подсолевых отложений и нет возможности реконструировать объем соляной массы накопившейся в нем.

Подробные наблюдения в горных выработках, пройденных в верхней части разреза, выявили достаточно специфический механизм дробления соляной толщи. На нескольких уровнях зафиксированы полигональные структуры дробления соляного пласта. В стенках и кровле выработок они представляют собой полигональную отдельность соляной породы. Полигоны имеют более менее изометричную форму в виде многогранников с количеством граней от 3 до 8, а размер отдельных полигонов колеблется от первых десятков сантиметров до первых метров. Это обусловлено скорее различным пересечением соляных полигонов горной выработкой. Пространство между полигонами, составляющее порядка 5–20 см, заполнено галопелитом буровато-коричневого цвета. Глинистая фракция галопелита в целом соответствует материалу пород как переслаивающих соляную толщу, так и перекрывающих ее. В глинистом материале широко развиты тонкие прожилки волокнистого гипса, каменной соли и карналлита. Эти минеральные жилы высаливались из насыщенного рассолом глинистого материала при его постепенном обезвоживании. Причем степень минерализации возрастает с глубиной, что указывает на расслоенность подземных вод, а также связь системы с более пресными поверхностными водами.

При «трехмерном» рассмотрении полигоны представляют собой хорошо оформленные многогранники – полиэдры с реальным размером порядка 1–3 м в поперечнике. Углы при гранях многогранника стремятся к 120°. Каменная соль внутри многогранников не имеет явных признаков деформаций. Структура соли крупнокристаллическая, а текстура скорее однородная, так как слоистость или директивность не прослеживается. Зерна в породе имеют мозаичную гранобластовую структуру, что указывает на объемную перекристаллизацию породы.

Формирование подобных образований шло на фоне общей тектонической деформации региона, но пока не совсем понятен механизм формирования полиэдрической отдельности и процесс заполнения пространства между отдельными блоками галопелитовым материалом. Один из вариантов, промывание верхней части разреза поверхностными водами, попавшими в толщу в результате эрозии ядра Тюбегатанской антиклинали. Но каков механизм дробления с сохранением внутренней структуры, вопрос открытый.

Еще одна деформационная структура зафиксирована на нескольких участках в пределах промышленного калийного пласта – это гнейсовидная текстура сильвинита с крупными порфиробластами каменной соли.

На некоторых участках такая гнейсовидная текстура охватывает всю мощность сильвинитового пласта и контактирующих с ним вмещающих пород. Также в этих зонах фиксируются многочисленные зеркала скольжения, послонные срывы.

Кристаллобласти достаточно редкие образования для таких высокопластичных пород как сильвиниты. Тем не менее, здесь они развиты достаточно широко. Наиболее крупные порфириновые включения в тенях давления обрастают новообразованными сильвином и галитом с шесто-

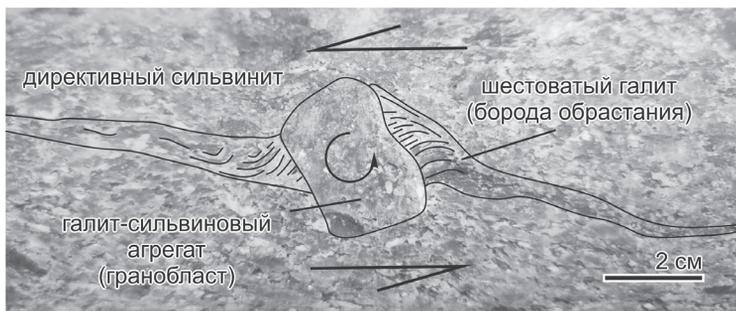


Рисунок. Галит-сильвиновый гранобласт с галитовой бородой обрастания, предположительно антитаксиального типа, сформировавшегося в условиях левого сдвига

ватым строением. В отдельных случаях ориентировка удлиненных кристаллитов соответствует антитаксиальному типу бород обрастания [2] который сформировался в обстановке левого сдвига, за счет чего приобретает S-образную морфологию (рисунок).

Стоит отметить, что в зоне развития гнейсовидных текстур, зеркал скольжения и кристаллобластических образований отсутствуют признаки первичной слоистости сильвинитового пласта. В то время как в недеформированных зонах, слоистость прослеживается несмотря на интенсивную перекристаллизацию всей породы и отсутствие первичных седиментационных структур и текстур. Вероятно, мы имеем дело с локальной зоной (или зонами) повторной тектонической активизации вдоль локальных линейных зон. Причем деформирование проходило значительно быстрее, чем более ранняя региональная деформация, приведшая к формированию самой Тюбегатанской антиклинали.

Предположительно, именно фактор скорости является ключевым при формировании таких специфических структур, как в полиэдрическая отдельность в каменной соли и гнейсование сильвинитов. Несомненно, в процессе освоения месторождения выявятся новые факты, которые позволят как локализовать, так и систематизировать такие зоны деформаций и установить новые.

Литература

1. Белеловский М.Л., Седлецкий В.И., Коробка В.С. О соляной тектонике мегаантиклинали юго-западного Гиссара и Афгано-Таджикской впадины // Геотектоника. 1971. № 2. С. 102–114.
2. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
3. Тевелев Арк.В. Георгиевский Б.В. Деформационная история и нефтегазонасность Юго-Западного Гиссара (южный Узбекистан) // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. №6. С. 21–35.
4. Gagala L., Ratschbacher L., Ringenbach J.-C., Kufner S.-K., Schurr B., Dedow R., Abdulhameed S., Le Garzic E., Gadoev M., Oimahmadov I. Tajik Basin and Southwestern Tian Shan, Northwestern India-Asia Collision Zone: 1. Structure, Kinematics, and Salt Tectonics in the Tajik Fold-and-Thrust Belt of the Western Foreland of the Pamir // Tectonics. 2020. V. 39. 10.1029/2019TC005871. <https://doi.org/10.1029/2019TC005871>

Эдиакарский магматизм Улутауского террейна (Центральный Казахстан)

Характерным элементом строения западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Казахстан, Северный и Срединный Тянь-Шань) являются террейны с докембрийской континентальной корой, формирование которой происходило на протяжении мезоархея–мезопротерозоя [1]. При этом на современном эрозионном срезе террейнов в основном представлены позднедокембрийские комплексы. Различия в их возрасте и составе являются следствием отличий во времени и обстановках завершения формирования докембрийской континентальной коры террейнов. В строении террейнов северо-восточной – Исседонской группы (Кокчетавский, Еремантау-Ниязский, Ишкеольмесский, Актау-Джунгарский, Исыкульский и Илийский террейны) участвуют кварцито-сланцевые толщи, а также анарогенные риолит-гранитные ассоциации. Их формирование происходило в конце мезо- – начале неопротерозоя во внутриплитной обстановке на удалении от зон конвергенции [1].

Террейны юго-западной – Улутау-Моюнкумской группы (Улутауский, Каратау-Джебаглинский, Срединно-Тяньшаньский, Чуйско-Кендыктаский и Жельтавский террейны) в основном сложены гранитоидами, кислыми эффузивами, бимодальными и дифференцированными вулканогенно-осадочными сериями. Формирование этих комплексов связано с эволюцией окраинно-континентального вулканоплутонического пояса в тонийский период неопротерозоя (~840–740 млн лет) [2]. Пояс являлся элементом активной континентальной окраины, в структуру которой, помимо террейнов Улутау-Моюнкумской группы, входил и Таримский кратон. В пределах последнего в течении криогенийского периода неопротерозоя продолжается магматическая деятельность, связанная с раскрытием задуговых бассейнов вследствие обратной миграции зоны субдукции [4, 7]. Начиная с эдиакария, миграция центра задугового рифтогенеза приводит к раскрытию Южно-Тяньшаньского океана, отделившего активную окраину террейна Срединного Тянь-Шаня от северной части Таримского кратона, развитие которого в дальнейшем происходит в режиме пассивной континентальной окраины [4, 6].

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

² Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (РГГРУ), Москва, Россия

В настоящее время данные о возрасте и составе магматических комплексов криогенийского и эдиакарского возрастов западной части ЦАСП крайне ограничены, что существенно затрудняет реконструкцию палеотектонического положения террейнов Улутау-Моюнкумской группы относительно структур позднедокембрийской активной окраины [3].

Проведенные нами исследования позволили выделить вулканогенные комплексы эдиакарского возраста, участвующие в строении Улутауского террейна (Центральный Казахстан). Более древние образования Улутауского террейна в основном представлены слабометаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, а также гранитоидами тонийского возраста, которые наиболее широко распространены в его южной части (Южный Улутау). В строении западной части Южного Улутау (Майтйюбинская зона) наиболее низкое структурное положение занимают кислые риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации: ~830 млн лет (дюсембайская) и ~800–790 млн лет (актасская) [2]. В строении восточной части Южного Улутау (Карсапайская зона) развиты дифференцированные (базальт-андезит-риолитовые) вулканогенно-осадочные толщи, ассоциирующие с хомогенными железистыми кварцитами, сланцами и известняками (аралбайская, карсапайская и белеутинская серии), формирование которых происходило в интервале ~740–760 млн лет [2]. Формирование тонийских магматических комплексов может быть связано с эволюцией активной континентальной окраины. Дифференцированные вулканические серии Карсапайской зоны формировались во фронтальной области за счет надсубдукционного магматизма. Риолит-гранитный магматизм Майтйюбинской зоны связан с процессами внутриплитного растяжения в тыловой области [2].

На западе Майтйюбинской зоны кислые эффузивы и гранитоиды тонийского возраста с несогласием перекрыты вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, традиционно относимыми к эдиакарско-нижнепалеозойскому чехлу [1].

Проведенные нами работы позволили установить, что комплексы эдиакарского возраста распространены и в восточной части террейна, где их выходы приурочены к полям распространения белеутинской и карсапайской серии.

В стратотипических разрезах белеутинской серии по р. Белеуты и р. Аккииксай эдиакарские комплексы представлены вулканогенной толщей, слагающей ядро крупной субмеридиональной синклинали, крылья которой сложены более древними толщами, относящимися к белеутинской серии. На западном крыле синклинали и ее южном замыкании в основании вулканогенно-осадочной толщи выделяются горизонты базальных конгломератов с галькой и валунами кислых вулканитов, андезитов и кварцитов белеутинской серии. Толща сложена рассланцованными эффузива-

ми разного состава, а также туфоконгломератами и туфами. Эффузивы базальтового состава с подушечной и канатной отдельностью чередуются с горизонтами валунных туфоконгломератов. Более кислые разности представлены миндалекаменными, порфиоровыми эффузивами, содержащими горизонты пепловых и кристаллокластических туфов. Для акцессорного циркона из пробы ($47^{\circ}0'35.77''$ с.ш.; $66^{\circ}37'8.86''$ в.д) туфов андезитового состава ($\text{SiO}_2 - 60.63$ мас.%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 5.29$ мас.%) получена U-Pb оценка возраста кристаллизации 594 ± 3 млн лет (SHRIMP-II).

В поле распространения карсакпайской серии эдиакарские комплексы также представлены вулканогенной толщей, обнаженной в верховьях р. Осан-Жииде. На западе породы имеют тектонический контакт с расположенными структурно выше кварцито-сланцами и кислыми эффузивами белеутинской серией, на востоке породы перекрыты кайнозойскими отложениями. Вулканогенно-осадочная толща сложена эффузивами и туфами основного состава, чередующимися с редкими горизонтами флюидальных эффузивов и кристаллокластических туфов кислого состава. Для акцессорного циркона из пробы ($47^{\circ}13'16.90''$ с.ш.; $66^{\circ}37'21.26''$ в.д) туфов риолитового состава ($\text{SiO}_2 - 77.97$ мас.%; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 2.97$ мас.%) получена U-Pb оценка возраста кристаллизации 600 ± 2 млн лет (SHRIMP-II).

Основные разности эффузивов в выделенных толщах эдиакарского возраста представлены толеитовыми и субщелочными базальтами, обогащение которых Cs, Rb, Ba, Th на фоне обеднения Nb, Ta, Zr указывают на участие в их образовании вещества надсубдукционной мантии. Более кислые разности представлены андезитами, риодацитами и риолитами принадлежащими высокоглиноземистой, низкожелезистой сериям. Обеднение эффузивов Nb, Ta, Ti, а также расположение на тектоно-магматических дискриминантных диаграммах является характерным для гранитоидов островных дуг и активных континентальных окраин.

Таким образом, вулканогенные породы эдиакарского возраста Карсакпайской зоны представляют дифференцированную базальт-андезит-риолитовую серию, формирование которой происходило в надсубдукционной обстановке.

В пределах северной окраины Таримского кратона широко распространены магматические комплексы эдиакарского возраста (~ 635 – 614 млн лет), представленные гранитами А-типа и внутриплитными базальтами, чье происхождение не связано с надсубдукционным магматизмом, а отражает несколько эпизодов континентального рифтогенеза [4, 6, 8]. Последний такой эпизод, сопровождавшийся излиянием OIB базальтов с возрастом ~ 615 млн лет (Sugetbrak Formation), вероятно, фиксирует отделение активной континентальной окраины от северной части кратона при раскрытии Туркестанского (Южно-Тяньшаньского) океана [8]. После этого конвергентные процессы фиксируются только в пределах террейна Срединного

Тянь-Шаня, а северная окраина Таримского кратона, отделенная от него Туркестанским бассейном, продолжает свое развитие в пассивном режиме при отсутствии магматизма и прекращении поступления кластического материала с позднедокембрийской активной континентальной окраины [4, 6, 8].

Полученные нами данные указывают на продолжение надсубдукционного магматизма в пределах Улутауского террейна в эдиакарское время (~600 млн лет), что отражает его положение в конце докембрия в структуре активной окраины Срединного Тянь-Шаня, а не Таримского кратона. В раннепалеозойских метаосадочных толщах Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского террейнов доминирующая популяция детритовых цирконов имеет оценки возрастов в интервале от ~550 до ~880 млн лет [5, 7]. Эти данные позволяют предполагать, что и другие террейны Улутау-Моюн-кумской группы в эдиакарии могли занимать близкое палеогеографическое положение по отношению к активной окраине Срединного Тянь-Шаня, неопротерозойские комплексы которой, вероятно, являлись основными источниками сноса для раннепалеозойских комплексов террейнов.

Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069.

Литература

1. *Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н.* Венд Центрального Казахстана М.: Изд-во МГУ, 1979. 251 с.
2. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В.* Позднедокембрийские риолит-гранитные вулканоплутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // *Геотектоника*. 2022. № 4. С. 3–34.
3. *Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V.* Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Research*. 2017. V. 47. P. 44–75.
4. *Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He J., Cui X., Wang X., Bihai Z.* Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton // *Tectonics*. 2014. V. 33. P. 302–329.
5. *Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G.* Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic belt): *P–T*- paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // *Lithos*. 2019. V. 324–325. P. 115–140.
6. *Ren R., Guan S.W., Zhang S.C., Wu L., Zhang H.Y.* How did the peripheral subduction drive the Rodinia breakup: constraints from the Neoproterozoic tectonic process in the northern Tarim Craton // *Precam. Res.* 2020. V. 339. P. 1–17.
7. *Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y.* Precambrian and Early Palaeozoic meta-

morphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // *Gondwana Research*. 2022. V. 105. P. 117–142.

8. Wu H.-X., Dilek Y., Zhang F.-Q., Chen H.-L., Chen H., Wang C.-Y., Lin X.-B., Cheng X.-G. Ediacaran magmatism and rifting along the northern margin of the Tarim craton: Implications for the late Neoproterozoic Rodinia configuration and breakup // *GSA Bulletin*. 2022. <https://doi.org/10.1130/B36305.1>

**В.Г. Трифонов¹, С.Ю. Соколов¹, С.А. Соколов¹,
С.В. Мазнев¹, К.И. Юшин¹**

Хангайский внутримантийный плюм и его воздействие на кайнозойскую структуру земной коры севера Центральной Азии

Цель сообщения – определить соотношения Хангайского внутримантийного плюма с кайнозойской структурой севера Центральной Азии в пределах 42–58° с.ш. и 88–118° в.д.

Признаками Хангайского плюма стали, прежде всего, многократные проявления мелового и кайнозойского базальтового вулканизма в одних и тех же местах [2]. На существование плюма указывали предшествовавшие сейсмологические исследования, но предлагавшиеся в них контуры и размеры плюма существенно различались. Это побудило нас провести новое исследование, основанное на анализе объемной модели MITP08 вариаций скоростей P -волн, выраженных отклонениями скоростей от средних значений (δV_p) в процентах [3]. Составлена серия разноглубинных сечений и ортогональных разрезов мантии, где наряду со значениями δV_p на разрезах показана граница значения $\delta V_p = -0.22\%$ между разрезами. Это позволило построить 3D модель плюма.

Установлено, что Хангайский плюм расположен под Центральной и Восточной Монголией и соседними территориями и представляет собой обширный объем мантии с существенно пониженными скоростями продольных (P) волн. Главное тело плюма находится под Гобийским Алтаем и Хангайским нагорьем и протягивается на север до края Южной Сибири. Плюм восходит с глубины ~1300 км. На уровне переходного слоя мантии он разделяется на отдельные струи, а в верхней мантии расширяется и

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

отличается особенно низкими значениями скоростей (до $\delta V/p \leq -0.6\%$). Литосфера над плюмом утонена до 50 км. Восточнее основного тела плюма обособляется его Хэнтэйское ответвление, расположенное к ЮВ от Хэнтэйского нагорья и соединяющееся с основным телом плюма на глубинах 800–1000 км. Низкоскоростные потоки от Хангайского плюма и его Хэнтэйской ветви распространяются в Забайкалье. Подтверждено существование канала с пониженными скоростями *P*-волн, который, постепенно погружаясь, связывает мантию Забайкалья с низкоскоростными объемами Тихоокеанской окраины. Таким образом, низкоскоростная мантия Забайкалья может иметь смешанное происхождение.

Новейшая структура севера Центральной Азии образована поднятиями, впадинами, нарушающими и разделяющими их разломами. Форма поднятий определялась как вершинная поверхность, огибающая выступы доверхнемелового основания. На основе предпринятого анализа и обобщения выделены две группы новейших поднятий. Первая группа представлена Хангайским и меньшим по размеру и высоте Хэнтэйским нагорьями. Это изометричные сводовые поднятия. Наиболее поднятая южная часть Хангайского нагорья достигает высоты 3500–4000 м. Вторую группу образуют линейные сводово-глыбовые поднятия – Гобийский и Монгольский Алтай, Северная Тува, Восточный Саян. В их строении блоковые смещения по разломам сочетаются с изгибными деформациями, интенсивность которых уменьшается к северу. Большинство поднятий Прибайкалья и Забайкалья, сопряженных с грабенами, имеет форму односторонних горстов. Впадины представлены грабенами Байкала, Забайкалья и северной части Хангайского нагорья и депрессиями разных очертаний, группирующимися в пояса. С-образный пояс таких впадин (Южная впадина Байкала, Тункинская, Тувинская и Убсу-Нурская впадины, Котловина Больших Озер и Долина Озер) обрамляет Хангайское нагорье с севера, запада и юга. С ЮВ Хангайское и Хэнтэйское нагорья обрамлены кулисным рядом прогибов северо-восточного простирания, протягивающихся вдоль границы Монголии.

Анализ разрезов впадин, основанный на многочисленных публикациях, дополненных данными авторов доклада, позволил установить историю развития впадин и окружающих поднятий. Для ее описания использовано разделение разреза на три тектоно-стратиграфических комплекса, предложенное для Байкала [1]. Они соответствуют трем этапам формирования новейшей структуры: верхний мел – ранний олигоцен, поздний олигоцен – ранний плиоцен, поздний плиоцен – квартал.

В течение первого этапа регион развивался в условиях вялых тектонических движений и планации. Между Тянь-Шанем и широтой южного края Хангайского нагорья формировался аккумулятивный пенеплен с накоплением маломощных тонкообломочных континентальных отложе-

ний. В похожем режиме развивался Селенгино-Витимский прогиб. На остальной территории, включая Монгольский Алтай, Саяны и Хангайское нагорье, возник денудационный пенеплен. На этом фоне погружались грабены Забайкалья и особенно интенсивно Южная и Центральная впадины Байкала, где накопилось до 3 км осадков. В течение второго этапа развития сформировался С-образный пояс впадин вокруг Хангайского нагорья. Мощность осадков в них возрастает с юга на север от 300 м в Долине Озер до 1400 м в Тункинской впадине и 2 км в Южной и Центральной впадинах Байкала. В Забайкалье возникли новые грабены. Характер осадков свидетельствует о росте соседних поднятий. В течение третьего этапа продолжалось развитие ранее образованных структурных элементов. Интенсивно погружалась Северная впадина Байкала. Восточнее ее северного окончания сформировался кулисный ряд грабенов, образовавших зону левосдвиговых деформаций. На фоне общего поднятия возросла контрастность рельефа. Сформировалась система активных разломов.

Анализ морфологии и кинематики элементов кайнозойской структуры приводит к заключению о существовании на севере Центральной Азии двух кайнозойских структурных парагенезов. Один из них (назовем его Хангайским) образован сводовыми поднятиями Хангайского и Хэнтэйского нагорий и обрамляющими их поясами межгорных впадин – С-образным поясом вокруг Хангайского нагорья и кулисным рядом впадин северо-восточного простираения к юго-востоку от Хангайского и Хэнтэйского нагорий. Элементами этого парагенеза являются также разломы, обрамляющие С-образный пояс впадин с внешней стороны.

Второй парагенез лучше всего выражен ансамблем активных разломов. Его общей чертой является доминирование сдвигов и зон сдвиговых деформаций при ориентировке осей относительного сжатия на СВ–ЮЗ и относительного растяжения на СЗ–ЮВ. При этом на западе и в центре региона (западнее 104° в.д.) сдвиги чаще всего сочетаются со взбросами, обозначая трансрессивные условия разломообразования, а на СВ региона преобладают сбросы, местами группирующиеся в зоны левосдвиговых деформаций или сопровождаемые левыми сдвигами, обозначая условия растяжения и транстенсии.

Первый парагенез связан с воздействием вертикальных сил. Второй парагенез является следствием латерального взаимодействия плит и блоков литосферы. Сочетание столь различных по своей природе динамических воздействий может объясняться тем, что парагенезы разновозрастны или являются результатом процессов, происходящих на разных уровнях тектоносферы. Хангайский парагенез формировался длительно. Впадины С-образного пояса развивались с позднего олигоцена до конца квартала, а Хангайский свод проявлялся как источник сноса обломочного материала с конца мезозоя. Активные разломы второго парагенеза развиваются с

позднего плиоцена поныне. Однако грабены Забайкалья, сходные с аналогичными образованиями этого парагенеза, формировались, начиная с мела. Южная и Центральная впадины активной Байкальской рифтовой зоны возникли в позднем мелу. Активные разломы участвуют в строении линейных сводово-глыбовых поднятий Восточного Саяна, Монгольского и Гобийского Алтая, рост которых фиксируется, по меньшей мере, с позднего олигоцена сносом с них обломочного материала. Следовательно, парагенезы развивались одновременно, и их различие обусловлено особенностями процессов на разных уровнях тектоносферы.

Сопоставление Хангайского парагенеза с контурами Хангайского плюма на разных его глубинах показывает, что Хангайское нагорье находится над главным телом плюма, а самая высокая южная часть нагорья совпадает с корнем плюма на глубине ~1300 км. Хэнтэйское нагорье находится непосредственно с СЗ от Хэнтэйского ответвления плюма и частично над ним. Пояса впадин обрамляют главное тело плюма и его Хэнтэйское ответвление. Мы предполагаем, что образование нагорий связано с вертикальным давлением плюма, а пояса впадин – с радиальными силами, возникающими при таком давлении. Все проявления базальтового вулканизма, который может считаться плюмовым [2], находятся внутри контуров Хангайского плюма.

Второй структурный парагенез возник в результате взаимодействия плит и блоков литосферы. На северо-востоке региона это более высокая скорость юго-восточного дрейфа Амурской плиты по сравнению с соседней частью Евразии, приводящая к отодвиганию плиты от Сибирской платформы. На западе и в центре региона это коллизия Индийской и Евразийской плит, а конкретно – литосферных блоков Центральной Азии и Сибирской платформы. Из-за утонения и разупрочнения литосферы над Тибетским и Хангайским плюмами структурообразующий эффект давления Индийской плиты к северу ослабевает, и более важную роль приобретает встречное давление Сибирской платформы.

На глубинах низов верхней и верхов нижней мантии выявлена связь Хангайского плюма с Тибетским плюмом, расположенным под Центральным и Восточным Тибетом севернее блока Лхаса. Тибетский плюм восходит с глубин 1400–1600 км и имеет форму воронки, расширяющейся в верхней мантии. Над Хангайским и Тибетским плюмами литосфера утонена, и с обоими плюмами связаны поднятие земной поверхности и существенные, хотя и ограниченные по площади деформации земной коры смежных территорий. Мы полагаем, что эти плюмы представляют особый класс мантийных плюмовых образований, восходящих из верхней части нижней мантии. Этим они отличаются как от верхнемантийных плюмов, так и от Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, восходящих от границы мантии и ядра Земли. На разных глубинах верхней мантии и

верхов нижней мантии выявлены объемы с пониженными в разной мере скоростями *P*-волн, которые могут рассматриваться как каналы связи Хангайского и Тибетского плюмов с удаленными ветвями Африканского и Тихоокеанского суперплюмов. Это дает основание предположить, что суперплюмы могли питать Хангайский и Тибетский плюмы. Допускается, однако, и их самостоятельное образование.

Литература

1. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2001. 252 с.
2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская–кайнозойская вулканическая провинция Азии: проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
3. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochemistry Geophysics Geosystems* G³. 2008. V. 9. N. 5. P. 1–21. doi:10.1029/2007GC001806

**Я.И. Трихунков^{1,5}, Д.М. Бачманов¹, А.С. Тесаков¹,
В.С. Ломов¹, В.В. Титов², А.Н. Симакова¹, А.В. Латышев³,
Е.В. Сыромятникова⁴, Е.А. Шалаева¹, С.А. Соколов¹,
А.Х. Медведев⁵, Л.Н. Гаврилов⁵**

Верхние молассы Восточно-Кубанского краевого прогиба как источник данных о неотектонике и палеогеографии Западного Кавказа и Предкавказья

Грубообломочные молассы Предкавказского прогиба – индикатор новейших орогенных поднятий и источник данных об изменениях климата и ландшафтов. Данные отложения недостаточно полно изучены и датированы по причинам крайне слабой палинологической, фаунистической

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия

³ Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

⁴ Палеонтологический институт РАН, Москва, Россия

⁵ Географический факультет МПГУ, Москва, Россия

и палеомагнитной информативности, нехватки материала для радиоизотопных методов датирования, слабой обнаженности и труднодоступности разрезов, особенно на Западном Кавказе (ЗК) и в Предкавказье.

В долинах рек Белая и Пшеха представлен один из самых полных разрезов неоген-четвертичных отложений Восточно-Кубанского прогиба (ВКП). Отложения блиновской свиты – песчано-глинистые осадки тёплого солоновато-водного морского бассейна, датированы верхним сарматом [1, 4]. Они распространяются вплоть до подножий Лесистого хребта и далее вглубь ЗК нигде не заходят. В то же время, верхнесарматские отложения с эндемичной морской малакофауной распространены в высокогорьях осевой зоны Восточного Кавказа [6]. Разрез наращивают меотические песчано-глинистые эстуарно-речные отложения гавердовской свиты, накопившиеся в условиях влажных субтропических лесных ландшафтов [1, 4]. Седиментологические характеристики и концентрация осадков обеих свит в предгорном прогибе свидетельствуют о существовании в сармате–меотисе на месте современного ЗК суши, откуда шел снос тонкообломочного материала. Кроме этого, между осадками ниже- и верхнегавердовской подсвит, согласно данным бурения, залегают морские отложения понта мощностью до 50 м [1]. Они распространяются с севера до широты ст. Ханской и далее к югу выклиниваются из разреза, что также подтверждает существование западно-кавказской суши в конце миоцена.

Молассовые отложения белореченской свиты перекрывают осадки гавердовской свиты с угловым несогласием и падают почти под одним углом с уклоном тальвега Белой. В девяти опорных разрезах в долинах Белой и Пшехи выделены три главных члена свиты, залегающие друг на друге несогласно и отличающиеся литологически: ниже-, средне- и верхнебелореченская подсвиты (рис. 1).

Нижебелореченская подсвита представлена горизонтально слоистыми преимущественно тонкозернистыми отложениями с карбонатной цементацией: глинами, глинистыми алевролитами и тонкозернистыми песками. В большинстве разрезов подсвиты распространены линзы и прослойки галечных конгломератов с косою слоистостью дельтового облика: все элементы косою слоистости в них наклонены на север – вниз по течению современных Белой и Пшехи, то есть в сторону береговой линии принимавшего палеобассейна. В разрезах Белореченский и Пшехский с поверхности мощного пласта глинистых алевролитов, доступного для изучения в засушливое время в руслах Белой и Пшехи, собрана богатая коллекция фауны позвоночных раннего Виллафранка с представителями семейств оленевых (*Arvenoceros sp.*, *Carpeolus sp.*, *Pliocervus sp.*), слоновых (*Archidiskodon ex. gr. rumanus-gromovi*), носороговых (*Stephanorhinus sp.*), бобровых (*Trogontherium cf. Minus*), слепышовых (*Spalax cf. Minor*), медвежьих (*Ursus cf. Etruscus*), а также сухопутных черепах и скрытожа-

берников (гигантские саламандры). Подобная концентрация фоссилий на ограниченной площади объясняется их аккумуляцией в дельтах Палеобелой и Палеопшехи. Фаунистический комплекс отвечает эпохе позднелиценского климатического оптимума с тёплым засушливым климатом, чем и может быть объяснена повышенная карбонатизация осадков. Отложения характеризуются прямой намагниченностью с двумя эпизодами обратной полярности в средней части разреза. Сочетание этих фактов позволяет

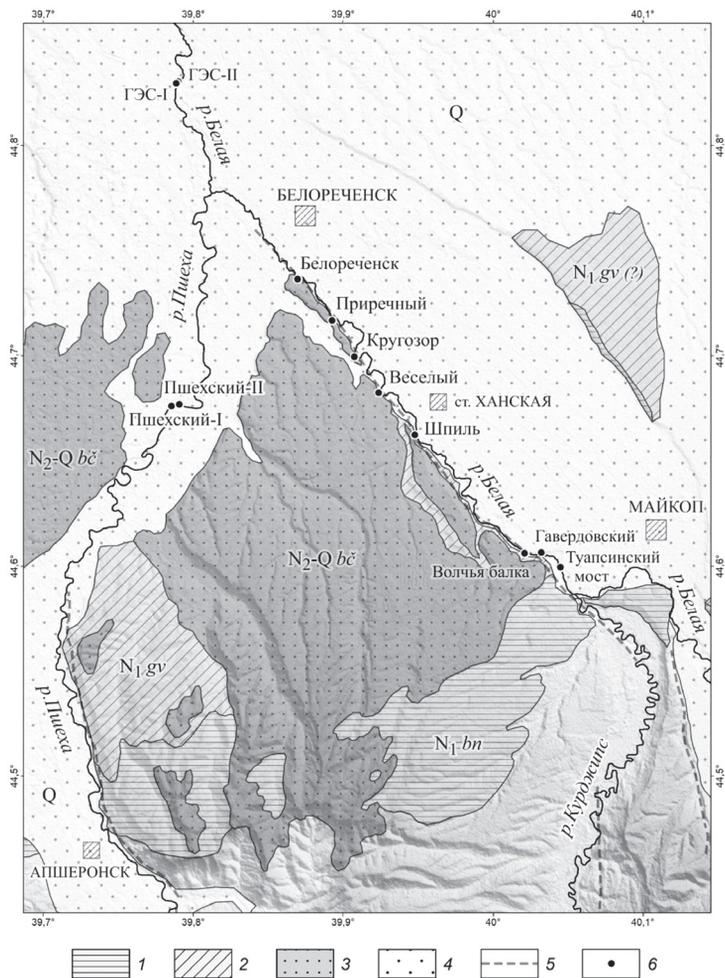


Рис. 1. Схема района работ в бассейне р. Белой. Свиты: 1 – блиновская; 2 – гавердовская; 3 – белореченская; 4 – средне- позднечетвертичные отложения; 5 – предполагаемые новейшие разломы; 6 – изученные опорные разрезы

отнести осадки нижебелореченской подсвиты к эпохе Гаусс с эпизодами Кайена и Маммот.

Основание нижебелореченской подсвиты вскрыто в разрезе Шпиль и представлено мощной (до 5 м) толщей галечников, лишенных карбонатной цементации. В отложениях нижележащих гавердовской и блиновской свит галечники обнаружены не были [1, 4]. Над галечниками залегают положительно намагниченные глинистые алевроиты (рис. 2), откуда удалось получить споро-пыльцевые данные. В пыльцевом спектре доминирует пыльца голосеменных растений (81%), в основном сосны. Присутствуют зерна *Cathaya*, *Picea*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Abies*, *Taxodiaceae*. Широколиственные породы представлены единичной пылью *Fagaceae*, *Carya*, *Liquidambar*. Количество трав и спор не превышает 5% от общего состава спектра (*Asteraceae*, *Superaceae*, *Polypodiaceae*). Пыльцевой спектр основания разреза Шпиль сопоставим с верхнекиммерийскими спектрами Западной Грузии [7] и является отражением прохладного и влажного климата, предшествовавшего позднеплиоценовому климатическому оптимуму. Этим, в свою очередь, объясняется отсутствие карбонатного цемента в нижней части подсвиты. При этом, отсутствие в основании свиты обратной полярности (характерна для эпохи Гильберт) свидетельствует о начале её накопления в начале эпохи Гаусс (рис. 2. Разрез «Шпиль»), то есть в позднем киммерии. Сумма приведенных данных позволяет датировать нижебелореченскую подсвиту в интервале 3.6–2.6 млн лет.

Преимущественно тонкообломочный характер отложений нижебелореченской подсвиты, выдержанная мощность и параллельность слоёв, широкое площадное распространение (сотни км²) вне какой-либо выраженной впадины, наличие дельтовых серий, свидетельствуют о её формировании в крупном бассейне с аридным типом седиментогенеза, куда открывались устья кавказских палеодолин. Отложения подсвиты имеют раннекуяльницкий возраст, а в 60 км к западу на сходных высотах распространены типичные куяльницкие морские осадки [1]. На этом основании мы делаем вывод о лиманно-дельтовом происхождении отложений нижебелореченской подсвиты: они накапливались в пределах низменной аккумулятивной равнины с многочисленными блуждающими дельтами рек (подобной современной Кубано-Приазовской низменности), испытывавшей периодические ингрессии солоноватоводного куяльницкого бассейна. За прошедшие 3 млн лет данная равнина на фоне продолжающейся аккумуляции была поднята всего до 100 метров н.у.м, что свидетельствует о продолжающемся развитии ВКП.

Выше во всех описанных разрезах с размывом залегают отложения без признаков цементации, представленные галечниками, косослоистыми серыми и охристыми песками с прослоями алевроитов и глин. Толща названа среднебелореченской подсвитой и имеет суммарную мощность

34–36 м. Отложения носят характер озёрно-аллювиальных, имеют преимущественно обратную намагниченность с выраженным эпизодом Олдувей в верхней части, где вновь приобретают карбонатную цементацию (рис. 2, разрез «Шпиль»).

Споро-пыльцевые пробы из данной толщи результата не дали. Фаунистический комплекс, представленный семействами слоновых (*Mammuthus sp.*), носороговых (*Stephanorhinus sp.*), Оленевых (*Cervidae gen. cf.*), а также сухопутными черепахами (*Testudo sp.*), относится к верхам раннего – низам среднего плейстоцена. Однако преобладание обратной полярности говорит скорее об эоплейстоценовом возрасте среднебелореченской подсвиты.

В верхней части всех исследованных разрезов с размывом залегает коричнево-бурая галечно-валунная толща мощностью до 7 м, названная нами верхнебелореченской подсвитой. Палеонтологических остатков в ней не обнаружено, однако получено несколько палеомагнитных образцов. Прямая полярность в сочетании со стратиграфической позицией толщи и её общим обликом позволяют считать её аллювиальным чехлом древнейшей террасы Белой и Пшехи и относить к одной из стадий дегляциации среднего плейстоцена. Галечные отложения подсвиты были описаны также в долине р. Псекупс [1, 2, 8], стекающей с водоразделов Северо-Западного Кавказа (СЗК) высотой менее 1 км. В среднем плейстоцене во время формирования галечников поднятия СЗК не могли превышать и полукилометра [5], однако, энергии водотоков, стекавших с этих холмогорий, было достаточно для формирования грубых моласс. Следовательно, в осевой зоне ЗК в верховьях Белой, до появления галечников белореченской свиты на рубеже киммерия–куяльника также мог преобладать равнинный (<500 м) рельеф.

Заключение

Низкогорная – равнинная суша ЗК существовала уже в позднем сармате, в то время как зона северного крыла современного горного сооружения и ВКП располагались на уровне моря и трижды затоплялись водами тёплых солоновато-водных морских бассейнов: в позднем сармате – метисе, понте и куюльнике.

Белореченская свита является первой порцией грубой молассы ВКП, формирование которой началось в позднем киммерии – начале куюльника. Черноморский базис эрозии данной эпохи не испытывал глубоких опусканий [3], и накопление этих отложений является результатом увеличения уклонов и энергии рек за счёт активизации орогенных поднятий ЗК. Их минимальная скорость в бассейне р. Белой (г. Цахвоа, 3345 м) составляет 0.93 мм/год за последние 3.6 млн лет от начала накопления грубой

молассы. Данные значения могут оказаться существенно заниженными, поскольку расчеты не учитывают объём эродированного материала в условиях влажного климата ЗК. При этом в поднятия был слабо вовлечен ВКП, продолжающий своё развитие как зона аккумуляции моласс.

Белореченская свита представлена тремя подсвитами, отвечающими трём основным этапам накопления верхних моласс и последовательно приобретающими всё более грубообломочный характер: а) нижнебелореченской (3.6–2.6 млн лет) лиманно-дельтовой, формировавшейся в условиях прохладных влажных лесных ландшафтов, сменившихся позднее жаркими и сухими саванново-степными; б) среднебелореченской (эоплейстоцен), озёрно-аллювиальной, накапливавшейся в условиях прохладного и влажного, а позднее потеплевшего и иссушившегося климата; в) верхнебелореченской (средний плейстоцен), формировавшейся на этапе начала заложения широких долин современных рек в условиях резкого усиления их стока при дегляциации на фоне активного подъема ЗК.

Литература

1. *Белуженко Е.В.* Континентальные и субконтинентальные отложения верхнего миоцена – эоплейстоцена Западного Предкавказья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 28 с.
2. *Вангенгейм Э. А., Певзнер М. Н., Тесаков А. С.* Магнито- и биостратиграфические исследования в страторегии псекупского фаунистического комплекса млекопитающих // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. 1990. № 59. С. 81–93.
3. *Свиточ А.А.* Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2014. 271 с.
4. *Tesakov A.S., Titov V.V., Simakova A.N., Frolov P.D., Syromyatnikova E.V., Kurshakov S.V., Volkova N.V., Trikhunkov Ya.I., Sotnikova M.V., Krusko S.V., Zelenkov N.V., Tesakova E.M., Palatov D.M.* Late Miocene (Early Turolian) vertebrate faunas and associated biotic record of the Northern Caucasus: geology, taxonomy, palaeoenvironment, biochronology // *Fossil Imprint*. 2017. V. 73. N 3–4. P. 383–444.
5. *Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Гайдаленок О.В., Маринин А.В., Соколов С.А.* Новейшее горообразование в зоне сочленения структур Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманской области // *Геотектоника*. 2019. № 4. С. 78–99.
6. *Trikhunkov Ya.I., Kengerli T.N., Bachmanov D.M., Frolov P.D., Shalaeva E.A., Latyshev A.V., Simakova A.N., Popov S.V., Bylinskaya M.E., Aliyev F.A.* Evaluation of Plio-Quaternary uplift of the South-Eastern Caucasus based on the study of the Akchagylian marine deposits and continental molasses // *Quaternary International*. 2021. V. 605-606. P. 349–363.

7. *Shatilova I., Mchedlishvili N., Rukhadze L., Kvavadze E.* The history of the flora and vegetation of Georgia (South Caucasus). Tbilisi. Georgian National museum of paleobiology, 2011. 200 p.

8. *Щелинский В.Е., Трихунков Я.И., Кузнецов Е.В., Лунев М.Ю., Латышев А.В., Васильева М.А., Надуткин И.А.* Палеолитические местонахождения на р. Псекупс (предгорья Северо-Западного Кавказа): новые данные // Восточная Европа, Кавказ, Ближний Восток в каменном веке: хронология, источники и культурогенез. Международная конференция. Тезисы докладов. М.: ИА РАН, 2020. С. 98–99.

**М.И. Тучкова¹, С.Д. Соколов¹, А.В. Моисеев¹,
В.Е. Вержбицкий², Е.В. Ватрушкина¹**

Условия формирования надвигов в осадочных комплексах Чукотки и о. Врангель (Восточная Арктика)

В геологической литературе в последние годы активно обсуждаются палеореконструкции Арктической области, в том числе Амеразийского бассейна. Начало раскрытия Амеразийского бассейна в раннеюрское время сопровождалось формированием складчато-надвиговых деформаций, которые сопровождались постседиментационными преобразованиями накопившихся осадочных толщ с формированием новообразованных минералов. Кристаллохимические характеристики новообразованных минералов могут служить индикаторами *P–T*-условий формирования складчатости [2–5, 9 и др.].

Ранее в триасовых отложениях Западной Чукотки было установлено, что появление наиболее высококристаллических новообразованных слюдястых минералов наблюдается в зоне зеленых сланцев (low-grade metamorphism), возникшей в результате вовлечения в надвиги осадочных толщ триаса [7, 8]. В новой работе мы представляем аналитические данные новообразованных минералов из алевро-песчаников вовлеченных в надвиги триасовых толщ.

Образцы были отобраны в зоне надвигов на острове Врангеля и на Чукотке. Надвиги были установлены в полевых условиях методом струк-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ОАО «Роснефть», Москва, Россия

турной геологии в разные годы В.Е. Вержбицким, А.В. Моисеевым, С.М. Катковым и Г.Е. Бондаренко. Из установленного надвига отбирались образцы (3 шт.) из песчаных прослоев над надвигом, под надвигом и непосредственно в плоскости надвига. Анализ новообразованных слюд и хлоритов был произведен главным образом на сканирующем электронном микроскопе (SEM) с проверкой сходимости результатов на микрозонде. Все анализы были пересчитаны на кристаллохимические формулы по методикам работ [1, 10].

Новообразованные глинистые минералы представлены ассоциацией слюда–хлорит в разных соотношениях, часто совместно с другими минералами (смектит, слюда-смектит и хлорит-смектит, редко каолинит). Породообразующие компоненты в песчаниках имеют конформные контакты, сплющены и ориентированы вдоль первой системы кливажа S1, вдоль которой в некоторых образцах развиты крупные агрегаты новообразованного фенгита с высоким содержанием Na и K формульных единиц (ф.е.). Состав хлоритов из надвиговых зон характеризуется высоким содержанием железа, количество которого в образцах о. Врангеля очень стабильно и составляет 0.39–0.42 ф.е., а в образцах Чукотки наблюдается некоторый разброс значений от 0.24 до 0.41 ф.е. По соотношению кристаллохимических характеристик проанализированных минералов были пересчитаны температуры их формирования и давления [10, 11]. Формирование новообразованных слюд происходило при температуре 270–300 °С, при давлении от 5 до 6 кбар. Формирование новообразованных хлоритов оценивается в интервале температур от 300 до 350 °С. Оценка средних температур по хлоритам свидетельствует о незначительном понижении температуры от образцов из надвигов о. Врангеля (мыс Птичий Базар) к образцам из надвигов Чукотки (р. Малый Анюй) – то есть с севера на юг. Снижение составляет менее 100 °С – от 380 до 300 °С. Также установлено, что температурный режим незначительно меняется в зоне надвига. Максимальная температура в образцах под надвигом отличается от остальных образцов в среднем на 20 °С.

K-Ar изотопный возраст новообразованного фенгита, развитого вдоль межзернового кливажа в песчанике из зоны надвига, составляет около 200 млн лет, что соответствует доколлизийной деформации в ранней юре [7, 8]. Ar/Ar датирование образцов из надвигов показало наличие трех возрастных интервалов. В спектре образца из надвига в береговых обрывах р. Инсексвеем (Чукотка) выделяется большое плато из двух ступеней, меньшая из которых составляет 150.1 ± 4.7 млн лет. Такой же возраст плато 150.2 ± 1.2 млн лет выделяется в образце из надвиговой зоны р. Мачваваам (Чукотка). Сопоставимый возраст получен из образцов более древних девон-каменноугольных осадочных комплексов о. Врангеля, для них характерен возрастной интервал 147–152 млн лет. Аналогичный возраст

получен из образцов метаморфического комплекса [6]: амфиболитовых сланцев, амфиболитов, кристаллических сланцев и терригенных пород. Более древний возраст установлен в образце верхнесилурийский толщи (обр. г. Дрем-Хед, о. Врангеля) – 257 ± 3.6 млн лет

Выводы

1. Время формирования надвигов составляет приблизительно 150 млн лет назад, что отвечает концу титонского яруса. В надвиги были вовлечены палеозойско-мезозойские осадочные породы от девон-каменноугольных до триасовых, более древние породы силура о. Врангеля были деформированы в позднепермское время (257 млн лет).

2. Самым интенсивным преобразованием оказались подвержены вовлеченные в надвиги толщи, при которых разностороннее сжатие приводит к кливажированию пород под разным углом, в результате породы преобразуются до стадии зеленосланцевого метаморфизма;

3. В триасовых осадочных толщах температура и давление нарастают в надвиговых зонах, при этом с севера на юг отмечено снижение температурного режима от 380° до 300°C , в зоне самих надвигов температурный режим меняется незначительно, разница температур составляет около 20°C .

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке базового финансирования по теме НИР № 0135-2019-0078, аналитические исследования выполнены в рамках гранта РФФ № 20-17-00197.

Литература

1. Буланов В.А., Сизых А.И. Кристаллохимизм породообразующих минералов. Издательство Иркутского государственного университета, Иркутск, 2005. 220 с.

2. Кориковский С.П., Путиш М., Закариадзе Г.С., Дюрович В. Альпийский анхиметаморфизм пород оболочки инфрататрикума Западных Карпат: составы аутигенных и кластогенных мусковит–фенгитов как индикатор температурных ступеней // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 578–592.

3. Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: КМК Лтд., 1995. 174 с.

4. Симанович И.М. Постседиментационный литогенез терригенных комплексов в складчатых областях: структуры пород и кливаж // Литол. и полезн. ископ. 2007. № 1. С. 84–92.

5. Симанович И.М., Янаскурт О.В. Геодинамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2002. №6. С. 20–31.

6. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Мальшиев Н.А., Гущина М.Ю. Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // Геотектоника. 2017. № 1. С. 3–18.

7. Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.

8. Тучкова М.И., Катков С.М., Галускина И.О., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования терригенных пород триаса Западной Чукотки как показатель условий складчатости // Геотектоника. 2011. № 3. С.64–78.

9. Abad I., Gutierrez-Alonso G., Nieto F., Gertner I., Becker A., Cabero A. The structure and the phyllosilicates (chemistry, crystallinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien-Shan, Kyrgyz Republic): comparison with more recent subduction complexes // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 103–127.

10. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay minerals. 1988. 23. P. 471–485.

11. Massone H.J., Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 96. № 2. P. 212–244.

В.В. Федькин¹

Тектонические аспекты образования контрастных серий пород эклогит-глаукофансланцевых комплексов

Высокобарные эклогит-глаукофансланцевые комплексы, как правило, формируются в зонах сочленения крупных геоструктурных элементов земной коры в условиях постоянной тектонической активности и меняющегося режима метаморфизма [2]. В силу этих обстоятельств, блоки основных пород, метаморфизованные при высоких и сверхвысоких давлениях (НР-УНР), часто включены в виде отдельных будин, прослоев и линз в метаосадочные или гранитоидные породы, не имеющие признаков НР метаморфизма. Причины образования и условия существования контрастных серий пород до конца не выяснены и вызывают активные дис-

¹ Институт экспериментальной минералогии им. ак. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия

куссии. Существуют две точки зрения для объяснения данного явления: модель когерентного формирования слоистых толщ (СУ-модель) [4, 6] и модель тектонического меланжа (ТМ-модель) [7].

Методы фазового соответствия и минералогической термобарометрии позволяют оценить значимость этих концепций. Исследования проведены на основе детального микрозондового изучения состава и зональности ключевых минералов эклогитовых пород (Grt, Cpx, Pl и др.) максютовского (Южный Урал) и атбашинского (Южный Тянь-Шань) эклогит-глаукофансланцевых комплексов.

Максимальные параметры метаморфизма максютовского комплекса определяются наличием в составе его пород УНР минералов (алмаза, коэсита и др.): $T = 650\text{--}780\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2.7\text{--}3.2\text{ ГПа}$ [2, 3]. Эти условия сохранились в крупных блоках титановых эклогитов (с. Шубино, уч. Караяново), поднятых на поверхность в результате тектонического меланжа [5]. Явления проградного и ретроградного метаморфизма в максютовском комплексе неоднократно повторяются, а их $P\text{--}T$ -тренды, построенные по составам Grt-Cpx парагенезиса, образуют сопряженные пары, характеризующие режимы отдельных этапов (циклов) развития комплекса [3]. Гранат демонстрирует сложную, разнонаправленную, подчас, инверсионную зональность, которая отражает развитие $P\text{--}T$ -условий метаморфизма на всех его этапах и свидетельствует об участии эклогитовых будин в процессе когерентного развития комплекса. Процессы тектонического меланжа и когерентной стадии часто переходят друг в друга и протекают в едином ключе метаморфических событий, которые можно видеть даже в одном образце.

В эклогитовом прослое во вмещающей гнейсосланцевой матрице (рис. 1), гранат имеет разнонаправленную зональность. В центральной части прослая в крупных разрушенных кристаллах граната сохранилась прогрессивная зональность начального этапа эклогитообразования ($622\text{--}680\text{ }^{\circ}\text{C}$). По мере приближения к контакту с вмещающей породой зональность граната меняется на обратную: $770\text{--}677\text{--}619\text{ }^{\circ}\text{C}$, которая на границе с матрицей постепенно усиливается: $744\text{--}673, 691\text{--}547\text{ }^{\circ}\text{C}$, фиксируя регрессивное влияние вмещающего комплекса. Низкотемпературные новообразованные мелкие зерна граната в основной массе матрицы ($547\text{--}487\text{ }^{\circ}\text{C}$) завершают процесс ретроградного развития комплекса. Характерно, что клинопироксен в эклогитовом прослое и в матрице сохраняет устойчивый состав в пределах $X_{\text{fd}} = 0.34\text{--}0.41$, и лишь зональность граната $X_{\text{гтп}} = 0.11\text{--}0.21$ фиксирует разброс температур ($>280\text{ }^{\circ}\text{C}$) при формировании данной породы.

В атбашинском эклогит-глаукофансланцевом комплексе пестрый состав вмещающих пород не имеет четких признаков НР/УНР метаморфизма [1, 2]. Переход от эклогитов к Grt-Gln породам, кварцитосланцам

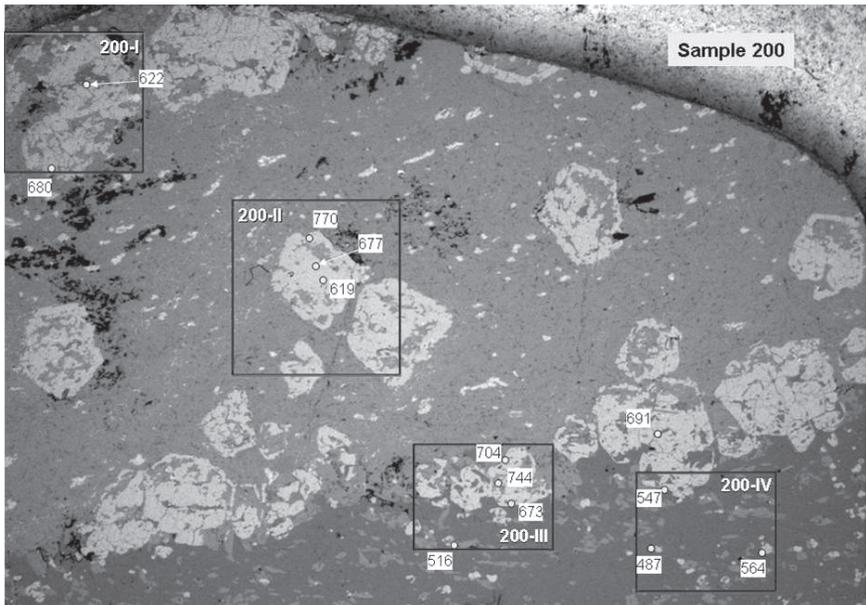


Рис. 1. Температурные вариации кристаллизации граната в эклогитовом проломе на границе с вмещающей Grt-Cpx-Gln-Mu-Qtz матрицей

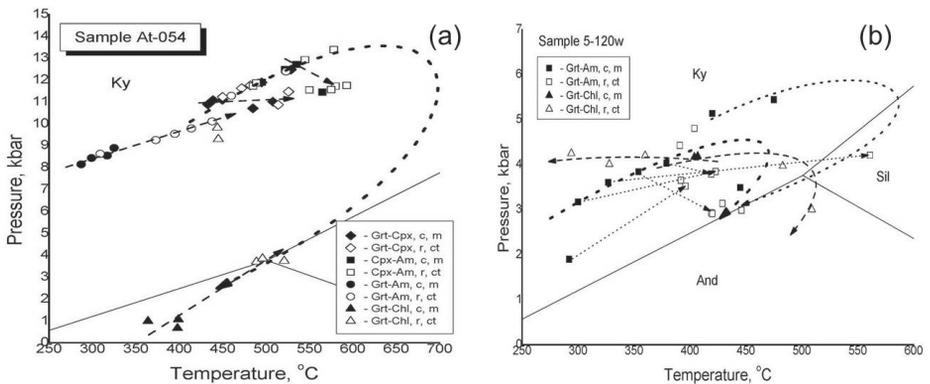


Рис. 2. P - T -тренды образования минеральных ассоциаций из контрастных серий пород эклогит-глаукофансланцевого атбашинского комплекса: (a) – эклогит из центральной части будины, сохранившейся в результате тектонического меланжа; (b) – смена направления P - T -трендов метаморфизма по часовой стрелке («clockwise») в Grt-Cpx-Am гнейсе в результате когерентного формирования вмещающих пород [8]

и хлоритовым диафторитам выстраивает типичный для областей внутриконтинентальных шовных структур P – T -тренд условий метаморфизма типа «clockwise» с низким (~ 10 град/км) геотермическим градиентом. Гранат из центральных участков крупных эклогитовых будин показывает в своем составе стабильную прогрессивную зональность ($X_{\text{ртп}} = 0.1\text{--}0.5$), которая в равновесии с омфацитовым клинопироксеном ($X_{\text{jd}} = 0.4\text{--}0.6$) образует проградный P – T -тренд начального этапа метаморфизма с параметрами $T = 400\text{--}700$ °C и $P = 10\text{--}15$ кбар (рис. 2а). Такие условия характерны для ранней стадии формирования комплекса и сохранились в телах эклогитов в результате тектонического меланжа. Они не связаны с формированием вмещающих пород, которые образовались при более низких параметрах: $P = 0.8\text{--}4.0$ кбар и $T = 300\text{--}550$ °C.

В краевых частях эклогитовых тел и в окружающих их породах намечается разворот P – T -трендов по часовой стрелке – «clockwise». Прогрессивная зональность породообразующих фаз (Grt, Sprx и др.) меняется на обратную, фиксируя начало ретроградного этапа метаморфизма. Максимальные параметры метаморфизма на этой стадии не превышают $P = 1.8\text{--}5.0$ кбар и $T = 450\text{--}600$ °C (рис. 2б). В кристаллических сланцах вмещающего комплекса образуется пироксен второй генерации с минимальной долей жадеитового компонента ($X_{\text{jd}} = 0.03\text{--}0.08$). Такой его состав в равновесии с гранатом ($X_{\text{ртп}} = 0.05\text{--}0.21$) показывает параметры, принципиально отличные от НР условий образования эклогитовых будин. На поздних стадиях метаморфизма широкий спектр вмещающих сланцев и эклогитов образуют единую серию P – T -трендов, свидетельствуя о совместном (когерентном) характере их дальнейшего развития.

Таким образом, образование контрастных серий пород эклогитовых комплексов происходит в результате нескольких последовательных (максутовский комплекс) или совмещенных (атбашинский комплекс) стадий тектонического меланжа и когерентного развития вмещающей гнейсосланцевой толщи, которые представляют собой независимые этапы единого процесса метаморфической эволюции комплекса.

Литература

1. Котова Л.С. Петрохимическая эволюция эклогит-глаукофансланцевого комплекса хребта Атбаша (Южный Тянь-Шань) // Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1989. С. 110–127.
2. Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G., Lennykh V.I., Valizer P.M., Liou J.G., Zhang R., Beane R.J. Tectonic setting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksutov Complex, Ural Mountains, Russia // Intern. Geology Review. 1996. V. 38. P. 136–160.

3. *Fedkin V.V.* Four Stages of the Thermal Evolution of Eclogites from the Maksyutov Complex (South Urals). // *Russian Geology and Geophysics*. 2020. V. 61. P. 543–558.

4. *Hacker B.R., Andersen T.B., Johnston S., Kylander-Clark A.R.C., Peterman E.M., Walsh E.O., Young D.* High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: the ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway // *Tectonophysics*. 2010. V. 480. P. 149–171.

5. *Leech M. L., Ernst W. G.* Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains, Russia: structural and oxygen isotopic constraints. // *Lithos*. 2000. V. 52. P. 235–252.

6. *Liu F., Xu Z., Yang J., Maruyama S., Liou J.G., Katayama I., Masago H.* Mineral inclusions of zircon and UHP metamorphic evidence from paragenesis and orthogneiss of pre-pilot drillhole CCSD-PP2 in north Jiangsu Province, China // *Chin. Sci. Bull.* 2001. V. 46. P. 1038–1042.

7. *Meyer M., Klemm R., Hegner E., Konopelko D.* Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan) // *J. Metamorph. Geol.* 2014. V. 32. P. 861–884.

В.А. Конторович¹, Ю.Ф. Филиппов¹

О проблеме рифтогенеза Енисей-Хатангского регионального прогиба

Современные представления о геодинамической эволюции Таймырской складчатой области вообще, и генезисе Енисей-Хатангского регионального прогиба (ЕХП) в частности, остаются крайне противоречивыми, несмотря на значительный прирост в последние годы геолого-геофизических данных (главным образом сейсмических). Это касается тектонической природы как древних докембрийских и палеозойских комплексов, так и роли пермско-триасового траппового магматизма. Ряд исследователей считают глобальное проявление такового следствием Сибирского суперплюма [1], не локализованного в этой линейной структуре и поэтому никак ей не обусловленного. Другие связывают происхождение ЕХП (полностью или только его западной части) именно с позднепермско-

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

раннетриасовым рифтогенезом [2, 3]. Существуют и другие альтернативные точки зрения.

В тектоническом плане ЕХП традиционно рассматривается в составе Сибирской платформы. Связано это в первую очередь с тем, что в этом регионе платформенные отложения залегают на древнем архейско-протерозойском фундаменте. В то же время, в этом регионе залегающие на больших глубинах палеозойские отложения перекрыты мощной толщей мезозойско-кайнозойских платформенных отложений, геологическое строение которых абсолютно аналогично отложениям мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской геосинеклизы. На рисунке приведен сейсмогеологический разрез по профилю Reg_IX, пересекающему ЕХП в меридиональном направлении и характеризующему геологическое строение этого региона. Анализ волновых полей позволяет выделить в разрезе платформенных отложений исследуемого региона два макрокомплекса, слагающих два структурных яруса – неопротерозойско-палеозойский и мезозойский. Анализ геолого-геофизических материалов показал, что неопротерозойско-палеозойский комплекс платформенных отложений развит и на северо-востоке Западно-Сибирской геосинеклизы в Тагальско-Сузунской зоне, и на полуострове Гыданский. С учетом средних скоростей продольных сейсмических волн в соответствующих породах максимальные толщины мезозойского и неопротерозойско-палеозойского осадочных макрокомплексов ЕХП составляют, соответственно, 8–9 и 10–13 км. При этом в бортовых зонах древние и молодые отложения слагают два принципиально отличающихся по строению структурных яруса, а в осевой, наиболее прогнутой части прогиба, палеозойские отложения без видимого перерыва перекрыты мезозойскими отложениями, при этом древние и молодые осадочные комплексы залегают субпараллельно.

Анализ геолого-геофизических материалов позволяет сделать вывод о том, что ЕХП не связан с пермско-триасовым рифтогенезом, а если эта линейная депрессия и имеет рифтогенную историю, то соответствующие процессы должны были происходить значительно раньше триаса, вероятно, не позднее неопротерозоя. Аргументируя этот тезис, можно отметить следующее:

1. Рифтогенез должен был сопровождаться излиянием огромных масс магматических пород, которые должны были заполнять центральную наиболее погруженную часть прогиба. Монофациальные толщи базальтов на временных сейсмических разрезах обычно характеризуются хаотическим рисунком сейсмической записи. По динамике и рисунку волновых полей палеозойские осадочные комплексы в осевой, наиболее погруженной части ЕХП и в зонах, тяготеющих к Сибирской платформе и Горному Таймыру, абсолютно идентичны и характерны для платформенных отложений.

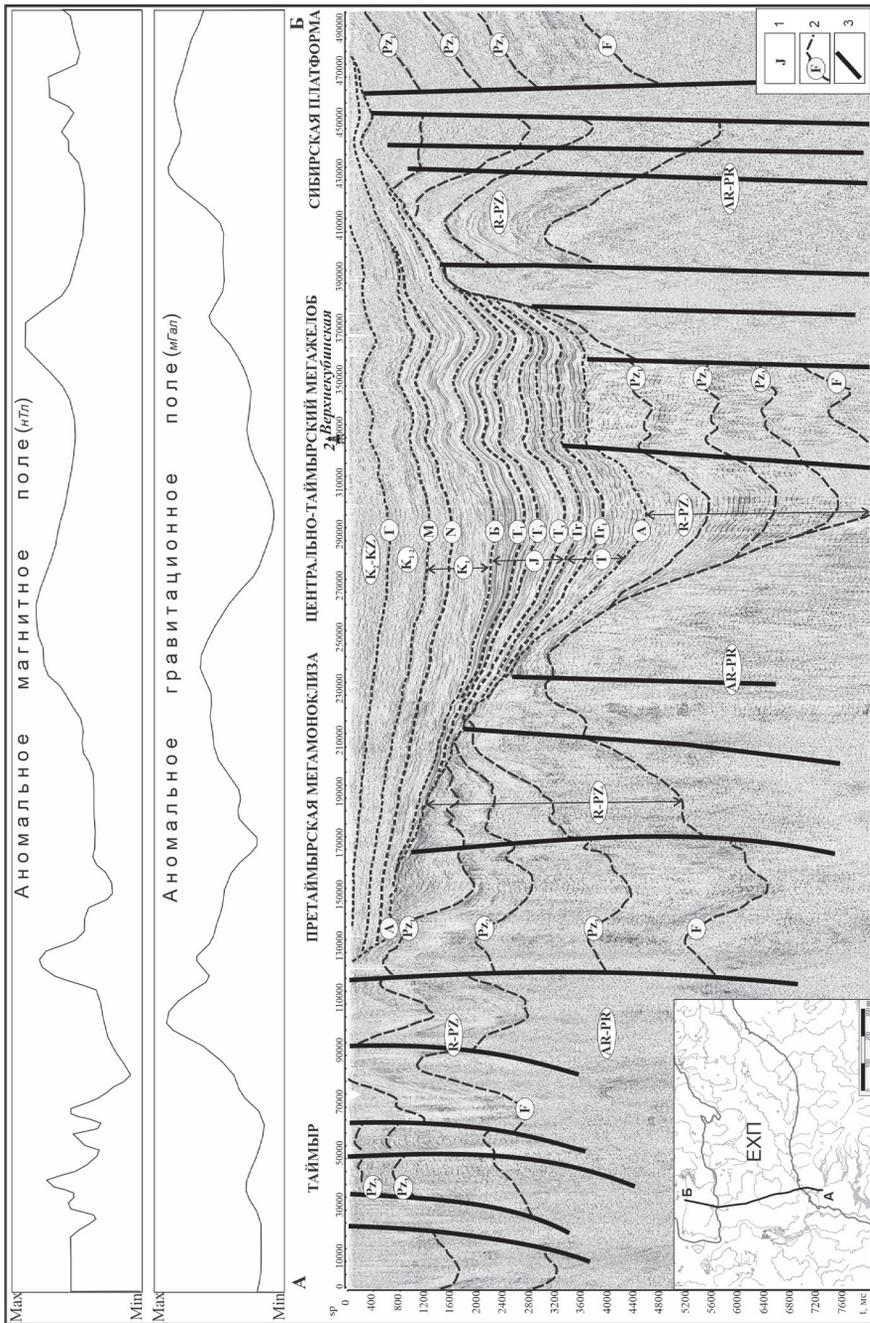


Рисунок. Сейсмогеологический разрез по профилю Reg_IX: 1 – возраст осадочных комплексов; 2 – отражающие горизонты и их индекс: F – кровля фундамента, Pz_{1,3} – внутри неопротерозойско-палеозойского макрокомплекса, A – подошва мезозойских отложений, Tg – кровля триаса, Б – кровля юры, N – кровля неокома (нижний мел), M – внутри апта (нижний мел), Г – кровля сеномана (верхний мел); 3 – разломы

2. Заполнение наиболее погруженной части прогиба мощными толщами пермско-триасовых базальтов, обладающих аномально-высокими плотностными и магнитными свойствами, должны порождать высокоамплитудные аномалии магнитного и гравитационного поля, приуроченные к осевой части бассейна. Именно такая картина наблюдается в Западной Сибири в зоне Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта, в пределах которого пробурена скважина СГ-6, вскрывшая километровую толщу раннетриасовых базальтов и не вышедшая из них.

Ничего подобного в ЕХП не наблюдается. В исследуемом регионе линейные вытянутые в широтном направлении положительные аномалии потенциальных полей выделяются на южном и северном бортах прогиба и отвечают глубинным разломам и выступам фундамента. В магнитном поле также находят отражения разломы, контролируемые с севера и юга Балахнинский мегавал; в гравитационном поле – выступы фундамента, к которым приурочены Рассохинско-Балахнинская и Мессояхская гряды. Большое количество пермско-триасовых базальтов и субинтрузивных тел (силлы и дайки) долеритов, габбродолеритов и долеритовых порфиритов, распространенных практически на всей территории Горного Таймыра и Северной Земли, а также наличие связанных с глубинными разломами и блоками фундамента линейных аномалий потенциальных полей вдоль северного и южного бортов депрессии, свидетельствует о том, что процессы пермско-триасовой тектонической активизации, широко проявившиеся в Западной и Восточной Сибири происходили и в ЕХП. В то же время они охватывали более обширные территории, не локализованные в пределах линейной зоны прогиба и, на наш взгляд, не были связаны с рифтогенезом.

Основные выводы

1. Енисей-Хатангский региональный прогиб в тектоническом плане относится к древней Сибирской платформе с архейско-протерозойским фундаментом, перекрытым мощными толщами верхнепротерозойско-палеозойских и мезозойских платформенных отложений.

2. После эдиакарской аккреции Центрально-Таймырского террейна и его вхождения в состав Сибирского кратона [3] в позднепротеро-

зойско-палеозойское время в депрессионной части ЕХП, как и на всей северо-западной пассивной континентальной окраине Сибирского кратона существовал осадочный бассейн, который впоследствии был частично трансформирован коллизионными процессами, вероятно, связанными с движениями Карского массива (микроконтинента) и последующим орогенезом (в частности, в позднем карбоне и перми) с формированием обширной предгорной впадины.

3. На рубеже перми и триаса значительные территории Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты, Таймыра и Южно-Карского бассейна оказались под воздействием Сибирского суперплюма с повсеместным (площадным) формированием продуктов траппового магматизма [1]. В последующее мезозойское время территория Горного Таймыра испытала новый этап тектонической активизации с образованием складчатости и надвиговых структур, а осадочный бассейн на севере Сибирской платформы локализовался в ЕХП, продолжая унаследовано прогибаться относительно структур обрамления, а образования палеозоя перекрылись мезозойскими осадочными толщами.

4. Выраженный платформенный облик неопротерозойско-палеозойских отложений, синхронное залегание древних и мезозойских осадочных комплексов в осевой наиболее погруженной части линейной депрессии, широкое территориальное распространение траппового магматизма, не локализованного в линейной структуре прогиба и поэтому никак с ней не связанного, характер распределения потенциальных полей, отражающих положение глубинных разломов и выступов фундамента, позволяют сделать вывод о том, что формирование ЕХП не было связано с позднепермско-раннетриасовым рифтогенезом, как предполагают многие специалисты.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных научных исследований ИНГГ СО РАН (Проект в ИСГЗ Минобрнауки No 0266-2022-0008).

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.
2. *Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М.* Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. 2017. № 2. С. 60–70.
3. *Vernikovskiy V., Shemin G., Deev E., Metelkin D., Matushkin N., Pervukhina N.* Geodynamics and Oil and Gas Potential of the Yenisei-Khatanga Basin (Polar Siberia) // Minerals. 2018. V. 8. N 11. P. 510.

Неопротерозойско-палеозойский Предъенисейский осадочный бассейн на юго-востоке Западной Сибири: строение, геодинамическая позиция, анализ погружений потенциально нефтегазоносных комплексов

По результатам проведенных региональных геолого-разведочных работ (сейсмопрофилирование МОГТ и параметрическое бурение) установлено, что к западу от р. Енисей под мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты широко распространены умеренно дислоцированные мощные неопротерозойские и нижнепалеозойские отложения, которые образуют Предъенисейский осадочный бассейн. Основную часть осадочного выполнения составляют верхнепротерозойско-кембрийские преимущественно карбонатные отложения, представляющие собой перикратонную осадочную систему. При этом, нижнекембрийские комплексы образуют закономерную по латерали формационную последовательность: развитые на западе бассейна соленосно-карбонатные толщи мощностью до 3 км, сменяются преимущественно карбонатными (рифогенными) в центральных районах, и более глубоководными терригенно-карбонатными (в верхней части углеродистыми) толщами на западе с редуцированной мощностью до 200–300 м.

Для кембрийских отложений бассейна разработана региональная стратиграфическая схема, включающая корреляцию разрезов бассейна с одновозрастными аналогами на Сибирской платформе [1]. Кроме того, выделены самостоятельные литостратиграфические подразделения верхнего венда [2], существенно уточнена действующая рабочая региональная стратиграфическая схема палеозойских образований Западно-Сибирской плиты, утвержденной МСК РФ в 1999 г.

Результаты интерпретации сейсмических данных, выполненные структурные и структурно-тектонические построения свидетельствуют о согласном залегании и едином структурном плане всех осадочных толщ от венда до нижнего палеозоя включительно. Основные дислокации, дизъюнктивные нарушения и интрузивные тела (за исключением пермско-триасовых) приурочены к бортовым частям бассейна. В центральной части в целом спокойное залегание осадочных отложений осложнено рядом

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

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

антиклинальных (линейно вытянутых в северо-западном направлении) структур, связанных с соляным тектогенезом. По результатам картирования выявлено, что на предъюрскую поверхность в пределах территории бассейна выходят преимущественно кембрийские толщи, в западной части на контрастных поднятиях – вендские. В наиболее погруженных зонах возможно наличие ордовикских и силурийских отложений. Широкое распространение девонских (и моложе) осадочных комплексов, ранее условно выделявшихся на этой территории, исследованиями не подтверждается. Возраст основания осадочного выполнения пока не совсем ясен – ниже вскрытых скважинами отложений позднего венда на сейсмических разрезах прослеживается осадочный комплекс мощностью около 2 км, по всей видимости вендского или позднерифейского возраста.

С геодинамических позиций верхнепротерозойско-палеозойский осадочный комплекс представляет собой чехольные образования, частично перекрывающие байкальские сооружения западной окраины Сибирской платформы и примыкающего к ним Касско-Туруханского микроконтинента (жесткого массива). С эдиакария, времени окончания аккреции и консолидации микроконтинента с краевыми частями Сибирской платформы [3], причленившийся жесткий блок развивается уже как единая с ней структура. Сравнительный анализ волновой картины на сейсмических разрезах Предьенисейского бассейна и Сибирской платформы указывает на полную идентичность последовательностей сейсмических горизонтов, отвечающих вендским и кембрийским осадочным комплексам, а, следовательно, и на единство седиментационных циклов в этом временном интервале. Как нами было показано в предыдущих публикациях, в раннем кембрии западные районы бассейна принадлежали к активной континентальной окраине и располагались в пределах полуоткрытой задуговой котловины (backarc basin), которая на востоке в тыльной части переходила в эпиплатформенный суббассейн [4].

Выполненные палеогеографические реконструкции [5] во временном диапазоне от позднего венда до позднего кембрия включительно указывают на длительное существование на территории Предьенисейского бассейна трёх основных фациальных областей. Ведущая роль среди них принадлежит области развития барьерных рифов, протягивающихся в виде полосы северо-западного простирания шириной от 40 до 150 км, и являющихся западным фрагментом единого раннекембрийского рифогенного пояса Сибирской платформы. К востоку от рифовой барьерной гряды в позднем венде возник Предьенисейский солеродный суббассейн, являвшийся крупным заливом Восточно-Сибирского солеродного бассейна. В западных районах бассейна осадки формировались в зоне открытого шельфа, при этом верхняя часть нижнего кембрия – низы среднего кембрия представлены высокоуглеродистыми кремнисто-глинисто-из-

вестковыми отложениями пайдугинской свиты – аналогом куонамского комплекса на Сибирской платформе.

В результате проведенного литолого-фациального анализа выделены потенциальные вендские и кембрийские резервуары бассейна, выполнено их районирование по территории бассейна. Отмечено, что по наличию нефтегенерационных источников, возрасту, структуре и литологическим особенностям коллекторов и флюидоупоров потенциально нефтегазоносные системы отличаются друг от друга в восточной и западной частях бассейна, что связано с субширотной палеогеографической зональностью осадочного бассейна. Сравнительный анализ потенциальных нефтегазоносных комплексов бассейна указывает на их идентичность с таковыми на Сурингдаконском своде Южно-Тунгусской НГО [5].

В целях получения более достоверной и корректной оценки потенциальной нефтегазоносности необходимо выполнение комплексных исследований, основой которых могло бы стать численное бассейновое моделирование, которое в трехмерном варианте для этой территории не проводилось. Прежде всего, это моделирование истории погружений осадочных толщ: восстановление осадочной последовательности бассейна, палеотолщин комплексов, оценка времени и масштабов денудационных процессов. При этом имеется ряд объективных трудностей, связанных с отсутствием в разрезе значительных фрагментов доюрских осадочных комплексов, в частности верхнепалеозойских. Для более корректного анализа распространения таких комплексов и восстановления их палеотолщин привлекались данные по смежным территориям, где такие осадочные последовательности сохранились (западная периферия СП, Енисейский кряж и др.).

В результате были построены сеточные модели палеотолщин, оценены масштабы и время основных структурных перестроек и связанных с ними денудационных процессов. На заключительном этапе с использованием программного комплекса TemisFlow проведено 3D-моделирование погружений осадочных толщ бассейна.

Согласно расчетам, в северо-западной и центральной частях бассейна нижние фрагменты докембрийских потенциальных нефтематеринских пород достигли глубин 2 и более км в позднем кембрии и попали в главную зону нефтеобразования. Именно в это время фиксирует начало генерации углеводородов и их миграцию в подсолевые и межсолевые верхневендско-кембрийские резервуары. Дальнейшая динамика погружения показывает, что к концу ордовика осадочные толщи, вероятно, попали уже в зону апокатагенеза, достигнув глубин более 5 км (а в локальных впадинах и более 7 км), в результате чего большая часть оставшегося органического вещества была преобразована. Для раннекембрийской нефтематеринской пайдугинской свиты погружение на глубины 2–3 км

и, соответственно, начало генерации углеводородов относится к концу ордовика.

В герцинское время на данной территории происходила активизация тектонических процессов, что привело к значительным структурным перестройкам, общему поднятию и денудации значительных фрагментов осадочных толщ и, соответственно, скоплений углеводородов.

В мезозойское время осадочные комплексы повторно погружались, достигнув глубин 4–5 км на западе, 7–8 км в депоцентре прогибания бассейна. Судя по всему, такое региональное погружение могло привести ко вторичным процессам генерации из остаточного органического вещества, о чём свидетельствуют фиксируемые геохимическими методами следы миграции и редкие нефтепроявления, наблюдаемые в керне скважин.

В целом, имеющиеся на сегодняшний день геолого-геофизические материалы не позволяют однозначно оценить перспективы нефтегазоносности этого региона. Наличие в разрезе мощной толщи осадочных отложений платформенного типа, нафтидопроизводящих пород, региональных резервуаров, потенциальных зон нефтегазонакопления, прямые признаки нефтегазоносности и следы масштабных процессов генерации и миграции углеводородов свидетельствуют о высоких перспективах нефтегазоносности Предъенисейского бассейна. В то же время, геохимические данные и результаты моделирования динамики генерации углеводородов свидетельствуют о высокой степени катагенетической преобразованности органического вещества и реализации генерационного ресурса докембрийских и кембрийских нефтематеринских толщ еще в раннем палеозое. Таким образом, к неблагоприятным факторам относятся древний возраст формирования потенциальных залежей и, как следствие, риски, связанные с их сохранностью в течение длительного периода, а также значительные масштабы денудации, имевшие место в герцинское время.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных научных исследований ИНГГ СО РАН (Проект в ИСГЗ Минобрнауки No 0266-2022-0008).

Литература

1. Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В., Коровников И.В. Стратиграфия и корреляция кембрийских отложений Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С. 891–905.
2. Гражданкин Д.В., Конторович А.Э., Конторович В.А., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Ефимов А.С., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Терлеев А.А., Федянин Г.О. Венд Предъенисейского осадочного бассейна (юго-восток Западной Сибири) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 718–734.

3. Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78.

4. Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Кауштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение Западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 7. С. 1022–1031.

5. Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В. Потенциально нефтегазоносные комплексы Предъенисейского осадочного бассейна на юго-востоке Западной Сибири // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2019. Т. 14. № 2. (электронное издание, http://www.ngtp.ru/rub/2019/19_2019.html)

**С.В. Хромых¹, П.Д. Котлер¹⁻³, И.А. Савинский²,
А.В. Травин¹, А.В. Куликова^{1,3}, Е.И. Михеев¹,
А.С. Волосов^{1,2}**

Условия метаморфизма, состав и возраст пород Егиндыбулакского тектонического блока, Восточный Казахстан

Территория Восточного Казахстана является центральной частью Алтайской коллизионной системы герцинид, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов и одновременном закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1]. На современном эрозионном срезе обнажены преимущественно осадочные, осадочно-вулканогенные и интрузивные структурно-вещественные комплексы. Выходы метаморфических пород относительно редки и проявлены преимущественно в пределах Иртышской зоны смятия и Курчумского блока [2]. В области сочленения каледонид Казахстана и герцинид Обь-Зайсанской складчатой области, известной как Жарминская (или Жарма-Саурская) окраинно-континентально-островодужная зона,

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

располагается несколько небольших тектонических блоков, сложенных метаморфическими породами. Один из таких блоков, Егиндыбулакский, традиционно рассматривался как фрагмент докембрийского основания (террейна) [3], аналогично докембрийским террейнам в пределах Центрального Казахстана [4].

Егиндыбулакский блок расположен в 18 км к северо-востоку от станции Жарма, и представлен холмистой возвышенностью на левом берегу ручья Егиндыбулак. По данным геологического картирования, проведенного в начале 2000-х годов специалистами ГРК «Топаз» (г. Усть-Каменогорск), блок имеет размеры 20×5 км, вытянут с северо-северо-запада на юг-юго-восток. Породы блока контактируют (по данным съемки – по разломам) с терригенными отложениями раннего карбона (C_{1v}), и прорваны дайками и жилами гранитов и граносиенитов северо-восточной ориентировки. В составе блока выделены внутренняя и внешняя зоны, различающиеся степенью метаморфизма пород. Внутренняя зона оконтурена в центре блока, имеет размеры 1.5×4 км, сложена кристаллическими сланцами и гнейсами со ставролитом, кианитом, гранатом, а также амфиболитами. Внешняя зона сложена преимущественно двуслюдяными и мусковит-биотит-хлоритовыми сланцами. На основе этих различий возраст внутренней части Егиндыбулакского блока был принят за начало среднего протерозоя, а возраст внешней части – за конец среднего протерозоя [5].

Нами было проведено изучение обнажений и опробование пород Егиндыбулакского блока в 2018 и 2021 гг. Данные о зональности метаморфизма, выявленные геологами-съемщиками, подтвердились. Во внутренней части блока нами были обнаружены ставролит-мусковит-биотитовые сланцы, амфиболовые сланцы, биотитовые амфиболиты, биотит-гранат-амфиболовые сланцы, кианит-гранат-мусковитовые сланцы. Среди метаморфических пород обнаружены послойные и частично будинированные субсогласные жилы параавтохтонных лейкогранитов. Внешние части блока сложены двуслюдяными или мусковит-биотит-хлоритовыми сланцами.

Мы исследовали состав минералов из некоторых пород в центральной части блока, что позволило нам провести термобарометрические расчеты *P–T*-параметров в программах TWQ 2.0 и TWEEQU. Для гранат-амфиболовых сланцев, локализованных в центральной части блока рассчитанные параметры температур и давлений имеют значения $T = \sim 650^{\circ}\text{C}$, $P = \sim 7\text{--}8$ кбар; для кианит-гранат-мусковитовых сланцев характерны значения $T = 470\text{--}590^{\circ}\text{C}$ и $P = 4.9\text{--}5.3$ кбар. Для ставролит-мусковит-биотитовых сланцев, ближе к периферии блока, рассчитаны относительно низкие значения $T = \sim 500^{\circ}\text{C}$ и $P = \sim 3.3$ кбар. Таким образом, условия метаморфизма пород Егиндыбулакского блока можно оценить, как умеренные, соответствующие в целом эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

По вещественному составу метаморфические породы блока сильно варьируют – содержания SiO_2 от 51 до 74 мас.%, TiO_2 от 0.09 до 1.43 мас.%, Al_2O_3 от 12 до 21 мас.%, $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ от 1.3 до 10 мас.%, MgO от 0.3 до 7.1 мас.%, CaO от 0.6 до 9.3 мас.%, Na_2O от 2,9 до 5.9 мас.%, K_2O от 0.6 до 3.3 мас.%, P_2O_5 от 0.05 до 0.43 мас.%. Сравнение вещественного состава показывает, что породы Егиндыбулакского блока близки по составу вулканогенным (базальты, андезиты, дациты) и осадочным (песчаники, алевролиты) породам, распространенным в пределах Жарминской зоны.

Для оценки возраста нами были отобраны крупнообъемные пробы для выделения циркона – а) из ставролит-мусковит-биотитовых гнейсов, и б) из жилы граносиенитов северо-восточного направления, секущей метаморфические породы. Цирконы из пробы гнейсов представлены мелкими (50–120 мкм) призматическими зернами, иногда с осцилляторной зональностью и отсутствием каких-либо ядер. Измеренные значения U-Pb изотопных отношений оказались в основном дискордантными, рассчитанное пересечение с конкордией составляет 379 ± 64 млн лет. Следует отметить, что наиболее древние полученные значения для отдельных зерен составляют 388 и 404 млн лет. В пробе граносиенитов цирконы представлены призматическими зернами размерами 100–200 мкм, с осцилляторной зональностью и отсутствием каких-либо ядер. Измеренные значения U-Pb изотопных отношений позволили установить по 25 экспериментальным точкам значение возраста в 314 ± 2 млн лет.

Из трех проб метаморфических пород нами также были выделены монофракции K-содержащих минералов для Ar-Ar геохронологических исследований. Для мусковита из ставролит-биотит-мусковитового сланца получено значение возраста в 323 ± 4 млн лет. Из амфиболового гнейса были выделены монофракции амфибола и биотита. Датирование амфибола показало значение возраста в 302 ± 6 млн лет, а датирование биотита – в 296 ± 4 млн лет. Для амфибола из гранат-биотитового амфиболита получено значение возраста в 289 ± 6 млн лет. Таким образом, диапазон полученных геохронологических данных для пород Егиндыбулакского блока попадает в интервал от начала среднего карбона до начала ранней перми.

Полученные нами данные об условиях метаморфизма, составе и возрасте пород Егиндыбулакского блока не подтверждают ранее принятую точку зрения о докембрийском возрасте этого блока и его «автохтонной» позиции относительно окружающих его позднепалеозойских структурно-вещественных комплексов. Мы склонны полагать, что породы Егиндыбулакского блока являются фрагментом нижней части разреза Жарминской зоны, которые были метаморфизованы в ходе коллизионных событий на рубеже раннего и среднего карбона. Эта оценка возраста коллизионных событий подтверждается также результатами обобщения данных о закономерностях осадконакопления и проявлений вулканизма в структурах

Алтайской аккреционно-коллизийной системы [6]. Вероятно, оценка возраста в 323 млн лет, полученная по мусковиту из сланцев, отражает именно это событие. Возраст полученный по цирконам из секущей дайки граносиенитов (314 млн лет), вероятно, отражает события позднеколлизийной стадии, когда в среднем карбоне на фоне общего растяжения были проявлены некоторые дайковые пояса и континентальный вулканизм [6]. Оценки возраста, полученные для амфиболов и биотитов и соответствующие ранней перми, вероятно, отражают время закрытия К-Аг изотопной системы в этих минералах и могут являться индикатором времени тектонического выведения Егиндыбулакского блока на более верхние уровни. Это произошло во время пост-орогенных сдвиговых движений вдоль региональных разломов.

Работа выполнена в рамках реализации Государственного задания ИГМ СО РАН. U-Pb исследования цирконов и геохимические исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 22-77-00061).

Литература

1. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
2. *Ермолов П.В.* Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстано-Российского университета. 2013. 206 с.
3. *Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Полянский Н.В., Ефимов И.А., Пономарева А.П., Найденов Б.М., Хохлов П.И.* Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой области и Рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С. 14–32.
4. *Ярмлюк В.В., Дегтярев К.Е.* Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
5. Геологическая карта участка Егиндыбулак масштаба 1:50000. ТОО ГРК Топаз, г. Усть-Каменогорск.
6. *Хромых С.В.* Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизийной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.

**Тектонические процессы в приокеанической зоне
Камчатки по данным трекового датирования апатита
из осадочных комплексов**

В области конвергенции Тихоокеанской плиты с Камчатской окраиной в районе Кроноцкого п-ова в Камчатскую зону субдукции погружается относительно теплая и легкая океаническая кора Тихоокеанской плиты с поднятием Обручева, а Камчатский п-ов находится в зоне коллизии западного фланга Алеутской вулканической дуги (Командорский блок) и континентальной окраины Камчатки [3, 7]. Зона Восточных полуостровов отделяется Восточно-Камчатским (Тюшевский) прогибом, сложенным верхнеэоценовыми–миоценовыми терригенными отложениями, которые перекрывают верхний мел – среднеэоценовые комплексы Ветловского террейна (интрадуговой или окраинноморской природы) от Восточных хребтов Камчатки, в строении которых участвуют меловые–палеоценовые комплексы Озерновско-Валагинского террейна островодужной природы (рисунок). В Курило-Камчатском глубоководном желобе происходит аккреция фрагментов коры в основании континентального склона Камчатки [1, 3]. Процессы, происходящие в зонах конвергенции, приводят к достаточно быстрому и высокоамплитудному поднятию и эксгумации вещественных комплексов, что отражается в структуре Восточно-Камчатской окраины [9].

Возраст вещественных комплексов и время выведения их на поверхность могут быть определены при изучении и трековом датировании зерен апатита [6, 10]. Трековый возраст апатитов из разновозрастных структурно-вещественных комплексов отражает процесс их эксгумации и может быть связан с тектоническими событиями в регионе [4, 6, 9, 10]. Полученные нами данные по трековому датированию зерен апатита из осадочных пород Восточной Камчатки позволяют выделить несколько периодов эксгумации структурно-вещественных комплексов, начиная с позднего эоцена – олигоцена и заканчивая плиоценом (таблица).

Выделенные возрастные этапы по апатитам, вероятно, отражают процесс аккреции, происходивший в пределах Камчатской окраины, а корреляция их с геологическими и структурными данными позволяют связать

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Федеральный институт геологических исследований и природных ресурсов, Ганновер, Германия

временные интервалы, выделяемые по возрасту апатитов, с основными тектоническими событиями в этой области переходной зоны [5, 9].

Таблица

Основные возрастные этапы по возрасту детритовых апатитов

Регион \ Возраст (млн лет)	поздний эоцен – олигоцен	олигоцен	ранний – средний миоцен	поздний миоцен	плиоцен
п-ов Камчатский	34.9	21.6–23.9		6.8–8.6	3.3–3.7
хр. Кумроч	29.9	24.1	10.2–15		3.8–4.8
Кроноцкий п-ов	31.6	19.3–21.5	11.4–15.4	6.2–8.6	4.6–5.1

Самые древние возрасты апатитов (34.9 млн лет) на п-ове Камчатском из вещественных комплексов позволяют предположить, что они находились в аккреционной призме, которая медленно поднималась до глубины с температурой менее 60 °С, что произошло на границе эоцена и олигоцена, после завершения активного вулканизма в Кроноцкой вулканической дуге в среднем эоцене.

Трековый возраст апатитов на Кроноцком п-ове (31±5 млн лет) может соответствовать начальной стадии коллизии Кроноцкого островодужного террейна с Камчатской окраиной, при котором островодужные комплексы, накапливавшиеся в активную стадию формирования Кроноцкой вулканической дуги, поднялись в зону охлаждения. Близкое по времени (29 млн лет) событие фиксируется в отложениях ветловского комплекса в южной части хр. Кумроч.

Вторая и третья возрастная группа апатитов (олигоцен – ранний миоцен и ранний – средний миоцен), вероятно, отражают время более поздней стадии продолжавшейся коллизии Кроноцкого островодужного террейна с Камчатской окраиной и формированием крупного регионального надвига Гречишкина [2, 4, 5]. С этим интервалом можно связать образование современной структуры Камчатки и заложение современной субдукционной зоны.

Четвертый возрастной интервал позднего миоцена (6.2–8.6 млн лет) выделяется в структуре Восточных п-овов (Кроноцкого и Камчатского Мыса). Он, вероятно, обусловлен начавшейся субдукцией Тихоокеанской плиты под современную Камчатскую окраину и активным новым воздыманием Кроноцкого террейна и внешнего края Камчатской окраины. Этот процесс, вероятно, можно связать с началом пододвигания в Камчатскую зону субдукции возвышенности Обручева северо-западного фланга Гавайско-Императорских подводных гор.

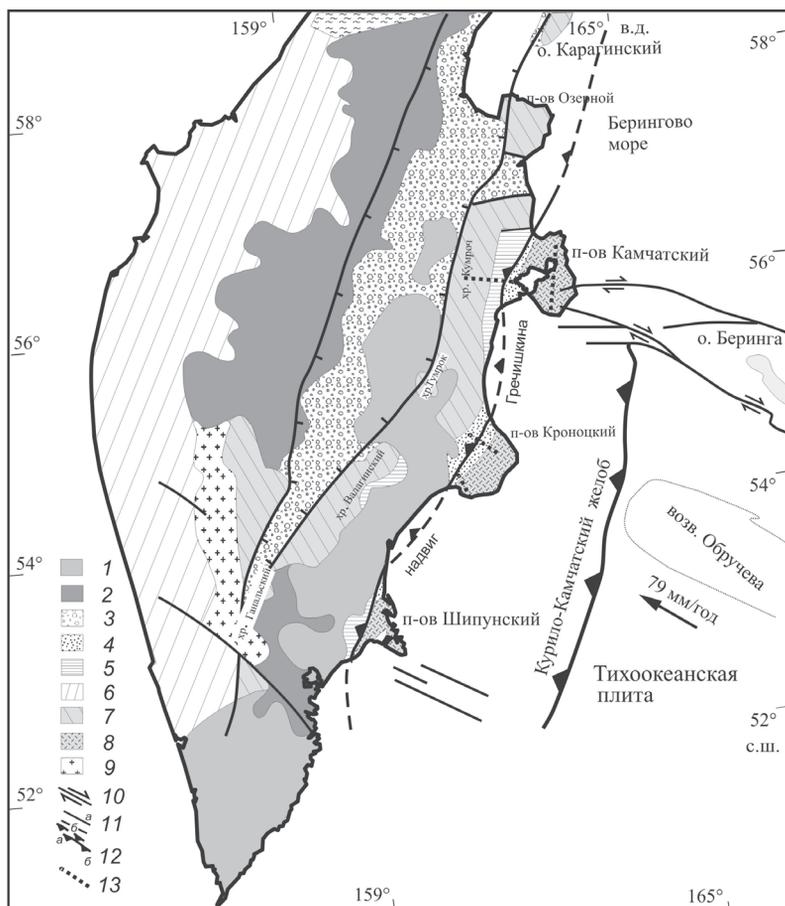


Рисунок. Схема строения Камчатки с районами отбора проб.

1 – Восточно-Камчатский вулканический пояс (N_2-Q); 2 – Срединно-Камчатский вулканический пояс (P_3-Q); 3 – Центрально-Камчатская депрессия (P_3-Q); 4 – Восточно-Камчатский (Тюшевский) прогиб (P_2-N_1); 5 – Ветловский террейн (K_2-P_2); 6 – Западно-Камчатский террейн (K_2-P_2); 7 – Озерновско-Валагинский террейн (K_2-P_1); 8 – Кроноцкий террейн (K_2-P_2); 9 – метаморфические комплексы; 10 – сдвиги; 11 – разломы недифференцированные: а – установленные; б – предполагаемые; 12 – надвиги: а – установленные; б – предполагаемые; 13 – места отбора проб

Наиболее молодые возрастные датировки апатитов (3.3–5.1 млн лет) отражают плиоценовый этап взаимодействия Тихоокеанской плиты и Камчатской окраины. На Камчатском п-ове он связан с системой актив-

ных разломов (Пикежская зона разломов), которые развиваются в зоне сочленения Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов. На Кроноцком п-ве плиоценовый возраст прибрежноморских отложений был ранее датирован по микропалеонтологическим данным [8]. В хр. Кумроч этот возрастной этап отражает продолжающееся поднятие Восточно-Камчатских хребтов, связанное с коллизией Камчатскомысского сегмента Кроноцкого террейна и раскрытием Центрально-Камчатской депрессии.

Новые данные по возрасту апатитов позволяют предполагать, что коллизионные процессы, начавшиеся в эоцене–олигоцене [5], продолжались в позднем миоцене и плиоцене. Основные тектонические движения фиксируются в средней части Тюшевского прогиба и проявляются в эксгумации пород аллохтона (тундровская (P_2) и богачевская свиты (P_3-N_1)) и в формировании регионального надвига Гречишкина. Тектонические события, при которых комплексы аллохтона были надвинуты на терригенные отложения олигоцене–миоцена тюшевской серии, вероятно, происходили во временном интервале 3.3–5.1 млн лет. Процессы аккреции проходили дискретно во времени, прерываясь на тектонические затишья.

Исследования выполнены в рамках Государственного задания Минобр Науки, тема FMWE-2021-0004. Полевые работы и аналитические исследования были проведены при финансовой поддержке Министерства образования и науки ФРГ в рамках Российско-Германского проекта КАЛЬМАР, грант № 03G0640С.

Литература

1. Баранов Б.В., Цуканов Н. В., Гедике К., Фрейтаг Р., Дозорова К. А. Морфология и особенности строения зоны субдукции в районе сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг // *Океанология*. 2022. Т. 62. № 4. С. 611–624.
2. Бахтеев М.К., Морозов О.А., Тихомирова С.Р. Строение безофиолитового коллизионного шва Восточной Камчатки – зоны надвига Гречишкина // *Геотектоника*. 1997. № 3. С. 74–85.
3. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Издательство Кам.ГУ им. Витуса Беринга, 2009. 191 с.
4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН; Вып. 577).
5. Alexeiev D.V., Gaedicke C., Tsukanov N.V. et al. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka – Aleutian junction // *International Journal Earth Science*. 2006. V. 95. № 6. P. 977–993.
6. Brandon M. T. Decomposition of fission-track grain age distribution // *American Journal of Science*. 1992. V. 292. P. 535–564.

7. Geist E.L., Scholl D.W. Large-scale deformation related to the collision of the Aleutian Arc with Kamchatka // *Tectonics*. 1994. V. 13. № 3. P. 538–560.

8. Marsaglia K.M., Mann P., Hyatt R.J., Olson H.C. Evaluating the influence of aseismic ridge subduction and accretion on detrital modes off ore arc sandstone: an example from the Kronotsky peninsula in the Kamchatka forearc // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 17–42.

9. Freitag R., Gaedicke C., Baranov B.V., Tsukanov N.V. Collisional processes at the junction of the Aleutian–Kamchatka arcs: new evidence from fission track analysis and field observations // *Terra Nova*. 2001. № 13. P. 433–442.

10. Wagner G.P., Van der Haute. Fission-Track Dating. Solid Earth Sciences Library, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.

А.А. Цыганков¹, Г.Н. Бурмакина¹, В.Б. Хубанов¹

Источники магм и петрогенезис гранитоидов разных геодинамических обстановок

Специфика геологического строения, петро-геохимические характеристики гранитоидов сформировавшихся в относительно недавнее время, т.е. в геодинамических обстановках, соответствующих современным (например, лейкограниты Высоких Гималаев), хорошо известны и широко используются для более древних образований, исходя из принципа актуализма. Не менее хорошо известно и то, что реконструкция геодинамических условий формирования «древних» гранитоидов зачастую неоднозначна в силу многообразия источников салических магм, условий их образования и кристаллизации.

Настоящее сообщение представляет собой краткий сравнительный обзор условий формирования (петрогенезис, геодинамика) нескольких крупнейших в Центральной и Северо-Восточной Азии гранитоидных провинций, основанный как на опубликованных, так и оригинальных данных, полученных в последние годы. Цель этого обзора – проиллюстрировать сходство/различие гранитоидных провинций, образовавшихся, как предполагается, за счет действия одних и тех же процессов. На этой основе мы попытаемся наметить возможные причины существенных различий этих провинций.

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Ангаро-Витимский батолит (АВБ, Западное Забайкалье) занимает изометричный ареал площадью около 200 тыс. км², а его объем, по данным геофизического моделирования [4], оценивается величиной от 0.7 до 1.5 млн км³. Батолит состоит из сотен отдельных плутонов, сложенных известково-щелочными высококалиевыми кварцевыми монцонитами, кварцевыми сиенитами, амфибол-биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами авто- и аллохтонной фаций, формировавшимися в период с 325 до 280 млн лет назад. Гранитоидный ареал сформировался на гетерогенном байкальско-каледонском фундаменте, состоящем из многочисленных разновеликих и разновозрастных (от раннего докембрия до раннего карбона включительно) кратонных, островодужных, офиолитовых, метаморфических, флишевых террейнов [2].

Отдельные картируемые тела гранитоидов, по данным съемки 200 000 и 50 000 масштаба также, как и весь ареал имеют в основном изометричную форму, что указывает на отсутствие какого-либо структурного контроля в их расположении. С гранитоидами ассоциируют (в пространстве и времени) габбро-монцонитовые плутоны, синплутонические базитовые интрузии, минглинг-дайки, а сами гранитоиды нередко содержат мафические включения (ММЕ), что в совокупности указывает на синхронность мафического мантийного и салического корового магматизма. Формирование АВБ завершается растянутым во времени (от 280 до 220 млн лет) щелочно-гранитоидным магматизмом. В контурах гранитоидного ареала расположено около полутора десятков массивов щелочно-основных пород, цепочки которых объединяются в рифтовые зоны [6]. Возраст некоторых массивов совпадает со временем формирования батолита. Изотопные данные, в совокупности с геологическими наблюдениями и масс-балансовыми расчетами указывают на коровый, или смешанный (мантийно-коровый) источник магм, сформировавших АВБ на посторогенном этапе развития Байкальской складчатой области, вероятно под воздействием мантийного плюма.

Хангайский магматический ареал [6] занимает площадь около 250 тыс. км² и включает Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайскую и Северо-Монгольскую рифтовые зоны, выполненные бимодальными вулканитами и щелочными гранитоидами А-типа. Также, как и АВБ Хангайский батолит включает множество отдельных интрузивных тел, сливающихся на глубине в единое тело мощностью от 5 до 15 км с объемом порядка 1.0 км³ [4]. Батолит сформировался на гетерогенном фундаменте, сложенном блоками раннедокембрийской континентальной коры, а также вулканогенно-кремнистыми комплексами девона и терригенными отложениями раннего и среднего карбона. В составе батолита доминируют амфибол-биотитовые и биотитовые гранодиориты и граниты, менее распространены тоналиты, кварцевые диориты и габбро-

диориты. С гранитоидами ассоциируют синплутонические дайки, штоки, небольшие тела основного–среднего состава, очень характерны минглинг-структуры, включая мафические включения. Хангайский магматический ареал формировался в период между 270 и 240 млн лет назад в результате перекрытия позднепалеозойской континентальной окраиной Сибирского континента горячей точки Палео-Азиатского океана [6].

Гранитоиды Калба-Нарымского батолита [5] занимают не менее половины площади одноименного турбидитового террейна (КНТ) Алтайской коллизионно-сдвиговой системы герцинид, сформировавшейся в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов. Формирование толщ КНТ происходило за счет размыва девонских вулканических комплексов Алтайской АКО. В отличие от описанных выше Калба-Нарымский батолит характеризуется линейной формой конформной сжатым в складки северо-западного простирания вмещающим осадочным толщам, образуя вместе с ними единый структурно-вещественный комплекс. В составе батолита, включающем десятки отдельных магматических тел, выделяются несколько интрузивных комплексов среди которых доминируют биотитовые граниты калбинского, лейкократовые двуслюдяные граниты монастырского и биотитовые граниты каиндинского комплексов. Ассоциирующие базиты представлены небольшими массивами габброидов, обычно предшествующих гранитам, или зонами минглинга в некоторых из гранитоидных плутонов [5]. Формирование Калбо-Нарымского батолита охватывает период с 310 до 280 млн лет и связывается с воздействием Таримского мантийного плюма на разогретую кору молодого орогена в условиях синсдвигового растяжения.

Главный колымский батолитовый пояс, конформный структурам Верхояно-Колымского складчато-надвигового пояса, протягивается на 1100 км при ширине до 300 км. Его формирование охватывает период от 158 до 144 млн лет [1, 7]. Гранитоидные массивы образуют вытянутые согласно простиранию складчатых структур тела, прорывающие триасово-юрские терригенные отложения верхоянского комплекса, испытавшие в позднеюрско-раннемеловое время складчато-надвиговые дислокации. В составе гранитоидных массивов преобладают коровые амфибол-биотитовые гранодиориты и граниты I-S петрогенетического типа [7]. Для гранитоидов Главного батолитового пояса характерно присутствие большого количества ксенолитов коровых пород, в том числе магматических. Пространственно ассоциирующие базиты известны в составе дайковых роев, образование которых, судя по геологическим соотношениям, предшествовало батолитообразованию.

Традиционно формирование гранитоидов Главного батолитового пояса связывается с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского кратона, однако, синхронность гранитоидного

магматизма с формированием осадочно-вулканогенных толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, примыкающей к батолитовому поясу с востока, поставило под сомнение коллизионную природу гранитоидов [1, 3].

Охарактеризованные выше гранитоидные провинции, или гранитоидные батолиты в традиционной терминологии, существенно различаются практически по всем ключевым параметрам, таким как состав и строение фундамента, состав и изотопно-геохимические характеристики самих гранитоидов, время формирования, наличие или отсутствие ассоциирующих базитов в разных формах проявления и т.д. Тем не менее, несмотря на эти различия в трех случаях – Ангаро-Витимский, Хангайский и Калба-Нарымский батолиты, предполагается «плюмовая модель» формирования и лишь для Колымы – коллизионная или, что на наш взгляд менее вероятно, надсубдукционная. При этом доля базитов в составе батолитов там, где они есть, ничтожно мала по сравнению с объемом гранитоидов. Иначе говоря, единственным общим фактором, является наличие или отсутствие ассоциирующих базитов. Однако, учитывая существенные различия гранитоидных ареалов с сопутствующим базитовым магматизмом, можно предположить, что не везде эти базиты имели плюмовое, в классическом понимании этого термина, происхождение. Более того, пример Главного батолитового пояса показывает, что гигантские объемы гранитоидов формируются и вне видимой связи с мантийными процессами. Тем не менее, следует признать, что альтернативы плюмовой модели во многих случаях пока что нет. Проблема заключается в том, что одна и та же причина – мантийный плюм, приводит к существенно разным результатам, имея ввиду крупные гранитоидные провинции.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2 и поддержаны грантом РФФИ № (№ 20-05-00344).

Литература

1. Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
2. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.
3. Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В. и др. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.

4. Турутанов Е.Х. Объемная модель Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещан. 2007. Вып. 5. Т. 2. С. 131–132.

5. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д. и др. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.

6. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.

7. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., et al. Epidocity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. V.208. P. 103272.

В.П. Чаицкий¹, В.И. Попков¹, И.В. Попков¹, Т.Н. Пинчук¹

Геодинамическая обстановка триасового магматизма запада Скифской плиты

В разрезе пермско-триасовых отложений запада Скифской плиты, выделяемых многими исследователями в качестве самостоятельного «переходного», «тафрогенного» или «промежуточного» комплекса пород, вулканогенные породы значительной мощности приурочены к морским отложениям триасового возраста [1]. Изучены они в настоящее время крайне неравномерно. Это создает значительные трудности при анализе условий проявления магматических процессов и оставляет широкие возможности для разногласий и дискуссий. Тем не менее, главнейшие особенности даже наименее изученных магматических комплексов можно определить вполне отчетливо, что позволяет использовать их для выявления геодинамической обстановки проявления магматизма, закономерностей его локализации, характеристики тектонического режима и зональности. Решению этой проблемы могут способствовать данные о химическом составе вулканогенных пород, накопленные к настоящему времени.

¹ Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

Химические составы средне- и поздне триасовых вулканогенных пород были нанесены на классификационную диаграмму $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ (рис. 1). Анализ их распространения позволяет сделать следующие выводы.

1. Основная часть точек расположилась на полях, характеризующих вулканогенные породы нормальной щелочности. Только шесть точек попали в область в область субщелочных пород: две в поле трахидацитов

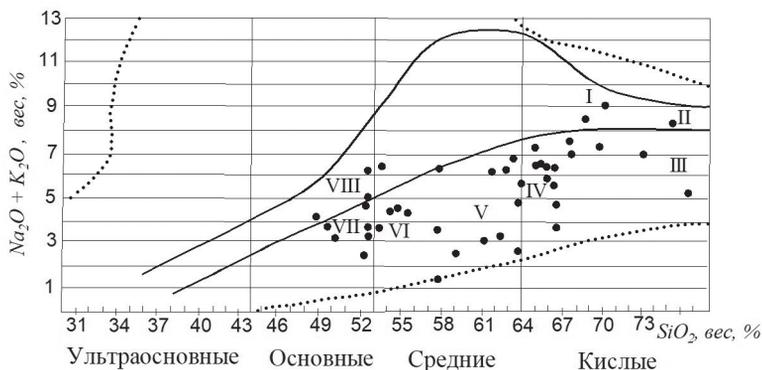


Рис. 1. Положение триасовых вулканогенных пород запада Скифской плиты на классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$.

I–VIII – поля вулканогенных пород определенного состава: I – трахидациты и трахириодациты, II – трахириолиты, III – риолиты, IV – дациты, V – андезиты, VI – андезито-базальты, VII – толеитовые базальты, VIII – субщелочные базальты

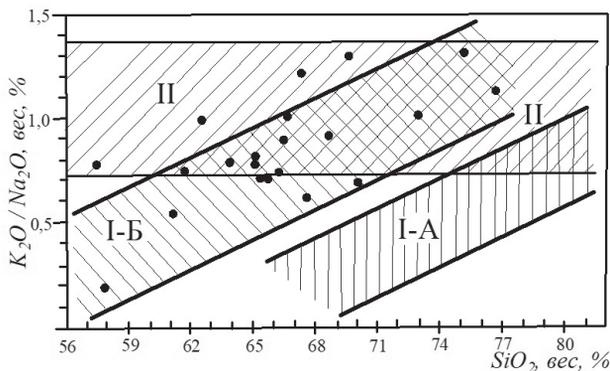


Рис. 2. Диаграмма отношение щелочей в зависимости от кремнекислотности

и трахириодацитов (I), одна – в поле трахириолитов (II) и три – в поле субщелочных базальтов (VIII).

2. По содержанию SiO_2 составы вулканогенных пород изменяются от основных до кислых и соответствуют толеитовым базальтам (поле VII), андезито-базальтам (поле VI), андезитам (поле V), дацитам (поле IV) и риолитам (поле III). Необходимо отметить, что от базальтов до дацитов породы примерно одинаково охарактеризованы химическими анализами, а риодациты представлены одним анализом, риолиты – двумя. В целом химические составы вулканогенных пород рассматриваемого региона отражают непрерывный ряд от базальтов до риолитов, что соответствует дифференцированной формации.

По соотношению Na_2O и K_2O вулканогенные породы относятся калиево-натриевым, при этом оно не превышает 4. В базальтах оно изменяется от 0.5 до 3.9; в андезито-базальтах – 0.2–1.9; в средних и кислых породах – 0.4–2.2. В трех химических анализах соотношение превышает 4, и они характеризуют натриевую серию вулканогенных пород, а в одном – менее 0.4, что соответствует калиевой серии. Таким образом, исследованные вулканогенные породы относятся преимущественно к калиево-натриевой серии.

При нанесении данных на диаграмму $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (рис. 2) фигуративные точки расположились в основном в пределах поля I-Б, реже – поля II. Эти поля характеризуют составы орогенных эффузивов [2], причем в поле I-Б попадают эффузивы ранней стадии, а в поле II – поздней стадии этапа. Базальтоиды не нашли места на этой диаграмме. Четыре точки расположились в поле II, характеризующем вулканиты позднеорогенного этапа развития. К ним относятся вулканогенные породы, вскрытые скважинами на площадях Брюховецкая, Дальняя и Староминская.

Вулканогенные породы, контрастные по химическому составу, встречаются иногда в пределах одной площади (Челбасская, Крыловская), то есть на территории от нескольких до десятков квадратных километров. Чаще они залегают на разобщенных структурах на расстоянии десятков километров друг от друга. Формирование вулканитов происходило в основном в подводных условиях.

Вулканиты описываемой формации образуют как мощные однородные тела, так и более тонкие, переслаивающиеся преимущественно с глинистыми отложениями. В нижней части разреза располагаются базальтоиды и андезито-базальты, а стратиграфически выше – андезиты и дациты, образующие совместно с риолитами ассоциацию, характерную для орогенного этапа развития. Вулканиты совместно с вмещающими их осадочными толщами триаса были дислоцированы на рубеже триаса – юры.

Таким образом, полученные результаты в комплексе с выполненным ранее формационным анализом триасовых отложений [4] свидетельству-

ют о существовании орогенного режима в конце триасового периода, что ставит ряд вопросов перед сторонниками выделения самостоятельного «тафрогенного» этапа развития запада Скифской плиты. Описанные процессы могут знаменовать собой окончательное закрытие океана Палеотетис, произошедшее в триасе – ранней юре [5].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект 23-27-00037).

Литература

1. *Маракушев А.А., Яковлева Е.Б.* Генезис кислых лав // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1975. № 1. С. 3–12.
2. *Попков И.В., Попков В.И., Чаицкий В.П.* Строение и формационная характеристика доюрских осадочных комплексов Западного Предкавказья // Проблемы региональной геологии Северной Евразии. М.: МГРИ-РГГРУ, 2020. С. 87–90.
3. *Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Триас Северного Кавказа // Геология, география и глобальная энергия. 2020. № 2 (77). С. 11–21.
4. *Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Структурно-фациальные зоны отложений триаса Западного Предкавказья // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. ЛП Тектоническое совещание. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 395–399.
5. *Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения мезозоя Западного Предкавказья // Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой. М.: ГЕОС, 2020. С. 265–269.
6. *Okay A.I., Altiner D., Kilic A.M.* Triassic limestone, turbidite and serpentinite Cimmeride orogeny in the Central Pontides // Geol. Magazine. 2015. V. 152. Is. 3. P. 460–479.

Особенности глубинного строения Евразийского бассейна по результатам гравитационного моделирования

Евразийский бассейн является частью глубоководного Арктического бассейна Северного Ледовитого океана, расположенной между континентальной окраиной Евразии и подводным хребтом Ломоносова. Бассейн состоит из двух котловин – Амундсена и Нансена, разделенными центральным поднятием – хребтом Гаккеля. Природа, генеральные черты морфологии и эволюции Евразийского бассейна в настоящее время можно считать установленными достоверно. Он сформировался в результате спрединга океанической коры в эоцен-четвертичное время в ходе продвижения Срединно-Атлантического хребта в северном направлении [6]. Основные этапы и особенности тектонической эволюции бассейна тесно связаны с раскрытием Северной Атлантики и Лабрадорского моря [2, 10, 14 др.]. Однако, поскольку изученность Евразийского бассейна геолого-геофизическими методами, и, в частности сейсморазведкой, особенно в пределах южной части котловины Нансена – до сих пор остается невысокой, его глубинное строение требует дополнительного изучения.

Необходимость изучения Евразийского бассейна диктуется как фундаментальным научным интересом – уникальностью его положения в системе спрединговых бассейнов планеты и особенностями тектонического строения, так и прикладными задачами геологии, связанными с поисками углеводородов [4, 5 и др.] и делимитацией внешних границ континентального шельфа арктических государств в Арктике [1]. Для решения этих важных задач, необходимы достоверные базовые модели глубинного строения земной коры, рельефа поверхности фундамента и раздела Мохо, а также мощности осадочного чехла и мощности земной коры.

Основы используемой авторами работы методики моделирования глубинного строения Арктического бассейна, применительно к рельефу поверхности Мохорвичича (Мохо), изложены в публикации [3]. Эта методика базируется на методе 3D-гравитационного моделирования, в рамках которого рассчитываются гравитационные эффекты от известных плотностных границ в земной коре. В случае значительных вариаций мощности осадочного чехла, для него создается модель плотностной структуры

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

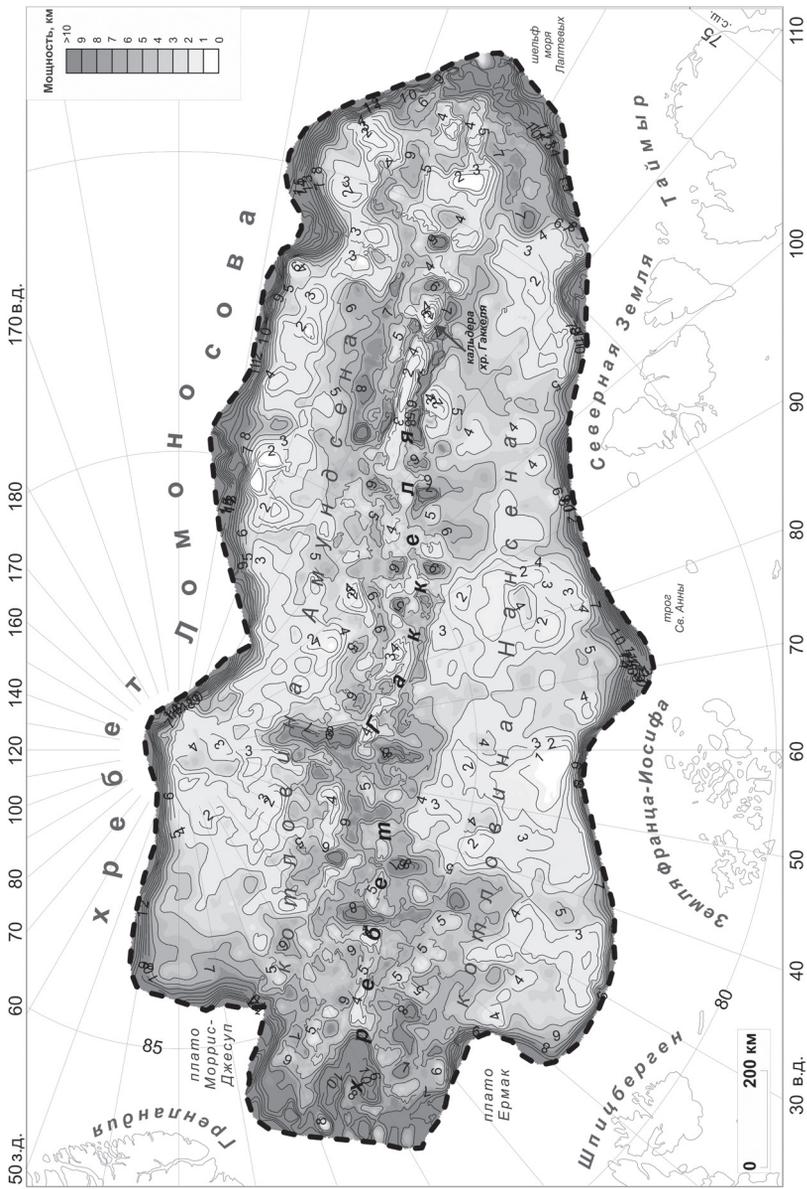


Рис. 1. Цифровая модель мощности консолидированной части земной коры Евразийского бассейна

и рассчитывается дополнительный гравитационный эффект, связанный с увеличением плотности осадков с глубиной. Все эффекты суммируются и вычитаются из наблюдаемого поля силы тяжести для получения остаточных аномалий. Последние рассматриваются как мантийные и пересчитываются в вариации рельефа раздела Мохо. Для спрединговых океанических бассейнов крайне важным является также учет гравитационного эффекта, связанного с термическим состоянием мантии, который устанавливается за счет модельных представлений о процессе формирования океанической литосферы и знания её возраста (например, [8]).

В настоящей работе, методика моделирования глубинного строения земной коры Евразийского бассейна получила дальнейшее развитие. Главными её усовершенствованиями стали – определение уточненной зависимости «плотность пород/мощность осадочного чехла», послужившей разделению осадочной толщи на слои; создание собственной цифровой модели (ЦМ) рельефа поверхности фундамента на основе переинтерпретации большого объема данных МОВ ОГТ и многоэтапного моделирования; учет при 3D-моделировании влияния термического состояния литосферной мантии континентальных окраин и зоны перехода континент–океан. На этой основе, а также с учетом новейших опубликованных цифровых моделей батиметрии [12] и гравитационного поля [9] созданы новые ЦМ поверхности фундамента и раздела Мохо, а также ЦМ мощности осадочного чехла, суммарной мощности земной коры и мощности ее консолидированной части (рис. 1). Все модели откалиброваны с учетом доступных фактических данных о положении перечисленных границ и сопоставлены с ранее опубликованными моделями. Демонстрируется большая достоверность и детальность новых моделей. Они могут совершенствоваться далее по мере поступления новых геофизических и батиметрических данных.

Показано, что причиной асимметричного положения фундамента в котловинах Амундсена и Нансена является разный объем накопившихся в них осадочных пород. Большее количество осадков в котловине Нансена привело к заглублению в ней поверхности фундамента и поверхности Мохо на 1–1.5 км по сравнению с котловиной Амундсена, при сходной мощности консолидированной коры в обеих котловинах, меняющейся от ~1.4 до 6 км (рис. 2). В центральной части Евразийского бассейна, вдоль хребта Гаккеля, мощность консолидированной коры варьирует в еще больших пределах – от 0 до ~12 км (рис. 1). Возрастание разброса указанных значений мощности коры, а также фиксируемое на разрезах МОВ ОГТ и в рельефе дна – в ЦМ ИВСаО [12], преобладание роли тектонического фактора над магматическим – объясняются ультрамедленными скоростями аккреции океанической коры, не превышавшими 12 мм/год со времени ~36 млн лет назад [2]. Результаты анализа площадных вариаций мощности консолидированной коры и структуры поверхности фундамента в

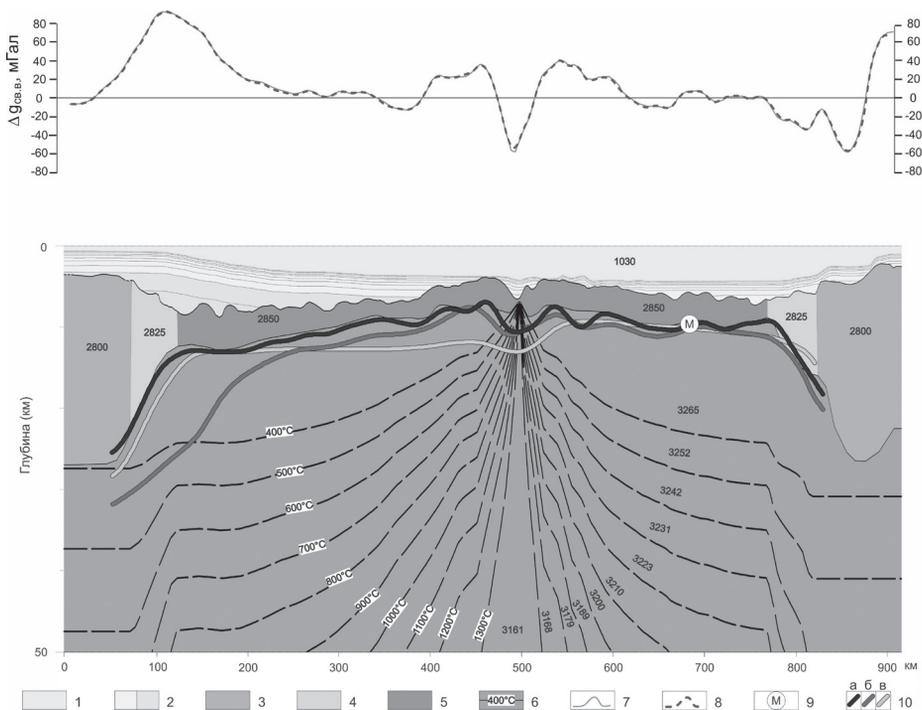


Рис. 2. Пример 2D-гравитационной модели вкрест Евразийского бассейна. Условные обозначения: 1 – водная толща; 2 – слои осадочного чехла; 3 – континентальная кора; 4 – кора зоны перехода континент/океан; 5 – океаническая кора; 6 – значения изотерм и границы блоков верхней мантии; 7 – наблюдаемые аномалии $\Delta g_{\text{св.в.}}$; 8 – расчетные аномалии Δg от модели; 9 – положение раздела Мохо; 10 – кривые рельефа Мохо, извлечённые из: а) финальной ЦМ Мохо, б) ЦМ Мохо из работы [13], в) ЦМ Мохо из работы [7]

Евразийском бассейне демонстрируют их соответствие характеристикам класса ультра-медленных спрединговых бассейнов [11]. Сопоставление полученных цифровых моделей глубинных разделов земной коры и схемы интерпретированных магнитохронов океанической коры позволило установить две области, где предположительно произошел перескок оси спрединга.

Литература

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В. Д. Каминский. СПб. ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.

2. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. №4. 2006. С. 21–42.

3. Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.А., Каминский В.Д., Поселов В.А. Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. №3. 2013. С. 327–334.

4. Грамберг И.С. Сравнительная геология и минерагения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 17–34.

5. Каминский В.Д., Супруненко О.И., Смирнов А.Н., Медведева Т.Ю., Черных А.А., Александрова А.Г. Современное ресурсное состояние и перспективы освоения МСБ шельфовой области Российской Арктики // Разведка и охрана недр. 2016. № 9. С.136–142.

6. Карасик А.М. Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение хребта Гаккеля Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Вып.5. Л.: НИИГА, 1968. С. 9–19.

7. Кашубин С.Н., Петров О.В., Андросов Е.А., Морозов А.Ф., Каминский В.Д., Поселов В.А. Карта мощности земной коры циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2011. № 46. С. 5–13.

8. Черных А.А., Гольмиток А.Я. Грави-термическая модель прилаптево-морского замыкания Евразийского бассейна // Вопросы геофизики. СПбГУ. 2009. Вып. 41. С. 62–79.

9. Andersen O.B., Knudsen P. The DTU17 Global Marine Gravity Field: First Validation Results / Eds. Mertikas S., Pail R. Fiducial Reference Measurements for Altimetry. Berlin/Heidelberg: Springer, 2019. V.150. P. 83–87.

10. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. V.31. N 9. P. 825–828.

11. Dick H., Lin J. & Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. 2003. 426. P. 405–412.

12. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0. // Sci Data 7, 176. 2020. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>.

13. Lebedeva-Ivanova N., Gaina C., Minakov A., Kashubin S. ArcCRUST: Arctic crustal thickness from 3D gravity inversion // Geochemistry. 2019. 20. P. 3225–3247.

14. Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs, L.C., and Johnson, G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // J. Geoph. Res. 1979. 84. P. 1071–1089.

Реконструкция эволюции источников сноса пограничных пермо-триасовых отложений Московского бассейна на основе синтеза данных U-Pb LA-ICP-MS датирования и рамановской спектроскопии обломочного циркона

В пограничное пермо-триасовое время на территории Русской плиты господствовали континентальные условия, в которых сформировался мощный сложно построенный терригенный комплекс. В этих континентальных формациях хранится запись крупной биогеосистемной перестройки на рубеже палеозоя и мезозоя. В этой связи разработка надёжной и детальной схемы региональной корреляции имеет фундаментальное значение. Однако несмотря на многолетние комплексные исследования в вопросах стратиграфии пермо-триасовых комплексов Русской плиты остаётся много дискуссионных моментов. Таким образом, привлечение дополнительных методов кроме традиционных, таких как био- и магнито-стратиграфия, играет высокую роль. Не менее актуальной целью видится детализация палеогеографических условий, существовавших в пределах Восточно-Европейской платформы около 250 млн лет назад. Разработке обоих этих направлений, стратиграфического и палеогеографического, значительно способствует U-Pb датирование зёрен обломочного циркона.

Мы представляем результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования в комплексе с данными рамановской спектроскопии зёрен обломочного циркона для 12-ти проб, отобранных из различных стратиграфических интервалов пяти представительных пограничных пермо-триасовых разрезов, расположенных вдоль восточного борта Московской синеклизы.

Локальное U-Pb LA-ICP-MS датирование циркона выполнялось в ИГМ СО РАН (Новосибирск), ИГГД РАН (Санкт-Петербург), ИЗК СО РАН (Иркутск) и ГИН СО РАН (Улан-Удэ). Всего было датировано более 1400 зёрен, при этом для 1268 получены оценки изотопного возраста с дискордантностью менее 10%. Последние распределены в широком временном интервале от архея до позднего палеозоя и формируют либо одно-модальное (с максимумом на кривой относительной вероятности около 350–370 млн лет), либо мультимодальное распределение (с максимумами около 350–370, 1000–1100 и 1500–1800 млн лет). Таким образом, в пределах Московской синеклизы для континентальных пермо-триасовых

¹ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, Геологический ф-т, Москва, Россия

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

пород фиксируются два типа возрастных спектров. Для нижнетриасовых интервалов разрезов характерен одномодальный тип распределения U-Pb возрастов зёрен обломочного циркона, а для верхнепермских отложений, как правило, фиксируется поочередная смена двух выделенных типов. Этот вывод, в целом, подтверждает имеющиеся представления о существенной реорганизации питающих провинций Московской синеклизы в позднепермско-раннетриасовое время и свидетельствует о «конкуренции» различных источников сноса в течение поздней перми.

Эффективной в отношении исследований питающих провинций терригенных бассейнов является методика, сочетающая U-Pb LA-ICP-MS датирование и рамановскую спектроскопию [3]. Методика базируется на эффекте частичного или полного восстановления кристалличности метамиктного циркона в результате воздействия наложенных низкотемпературных событий и вычислении приблизительного возраста последних. Таким образом, фиксируются термальные события, которые происходили без потери радиогенного свинца [2] и, следовательно, не могут быть выявлены при U-Pb изотопном датировании. Описанный подход позволяет дополнительно охарактеризовать источники сноса и/или исключить существенное температурное воздействие на породы после их накопления.

Рамановская спектроскопия в рамках настоящего исследования выполнялась в Центре коллективного пользования Института физики Земли РАН (Москва). В сочетании с данными U-Pb LA-ICP-MS датирования это позволило конкретизировать информацию о питающих провинциях и идентифицировать в качестве отдельного источника сноса осадочные комплексы относительного более древнего терригенного бассейна, испытывавшего наложенное термальное воздействие в венд-кембрийское время.

В результате проведённых комплексных исследований получен большой объем качественно новых данных для пограничных пермо-триасовых комплексов центральных районов Восточно-Европейской платформы. На этой основе предложена схема эволюции источников сноса обломочного материала на рубеже перми и триаса для восточного борта Московской синеклизы. Косвенно данная модель может использоваться для получения дополнительных ограничений на возраст пород из спорных стратиграфических интервалов (например, для недубровской пачки [1]).

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ 22-27-00597.

Литература

1. Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.

2. Nasdala L., Wenzel M., Vavra G., Irmer G., Wenzel T., Kober B. Metamictisation of natural zircon: accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2001. V. 141. N 2. P. 125–144.

3. Resentini A., Andò S., Garzanti E., Malusà M.G., Pastore G., Vermeesch P., Chanvry E., and Dall'Asta M. Zircon as a provenance tracer: Coupling Raman spectroscopy and U–Pb geochronology in source-to-sink studies // *Chemical Geology*. 2020. V. 555. P. 119828.

Э.В. Шипилов¹

Сдвиговая тектоника, рифтинг, спрединг и магматизм в мел-кайнозойской геодинамической эволюции Арктики

Проблемы формирования глубоководных бассейнов и развития в них океанической коры, а, следовательно, и общей структуры Арктического региона, до сих пор остаются остродискуссионными.

В работе, по результатам интерпретационного анализа комплекса геолого-геофизических данных, обосновывается ряд новых выводов и положений:

- продемонстрировано, что океаническая кора в Евразийском бассейне занимает значительно меньшую площадь, чем это считалось ранее;
- реконструировано и обосновано существование новой Амеразийской микроплиты на позднемезозойско-раннекайнозойском этапе преобразований литосферы Арктики;
- ограничение и соответствующее обособление микроплиты обусловлено ее перемещениями по выявленным крупным и протяженным трансрегиональным сдвиговым зонам разломов.

Современный морфоструктурный облик океанического пространства был предопределен широкомасштабным и растянутым во времени юрско-меловым рифтогенезом, сопровождавшимся мощным проявлением платобазальтового магматизма с пиковым возрастом ~ 125–130 млн лет (рис. 1). Это привело к гипертрофированному растяжению литосферы в Арктике, которое затем переросло в поступательную последовательность спрединговых событий. В Канадском бассейне инициальная фаза спрединга связывается с ранним мелом, в бассейне Макарова предпо-

¹ Полярный геофизический институт (ПГИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

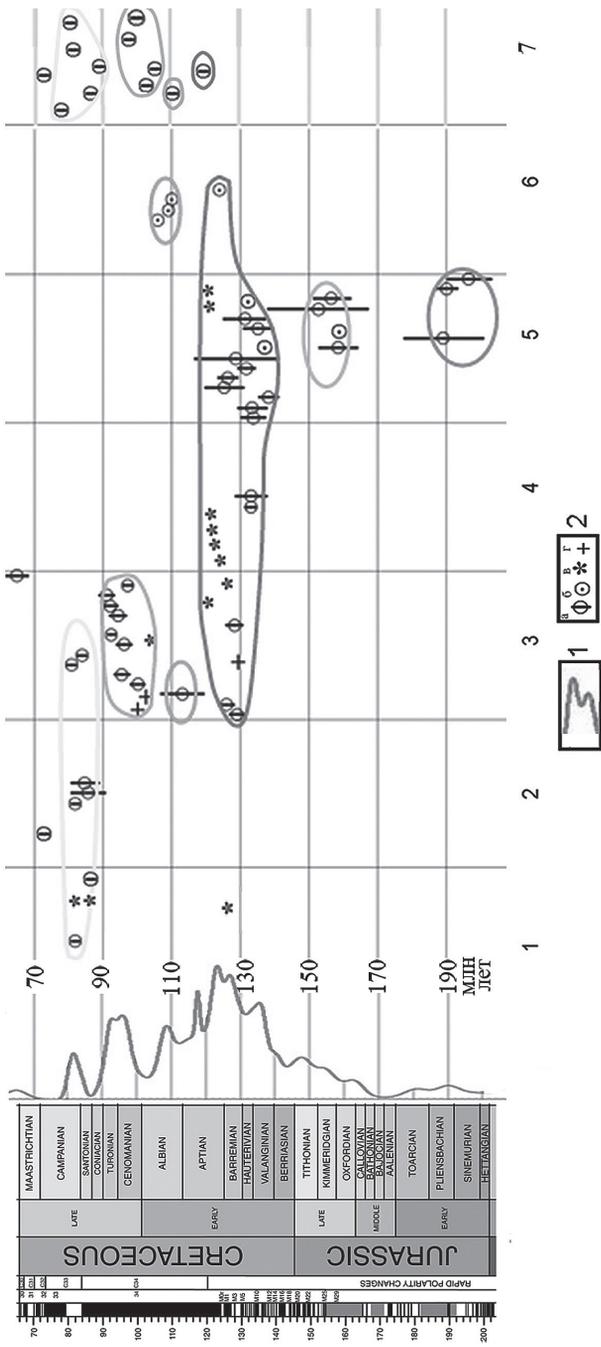
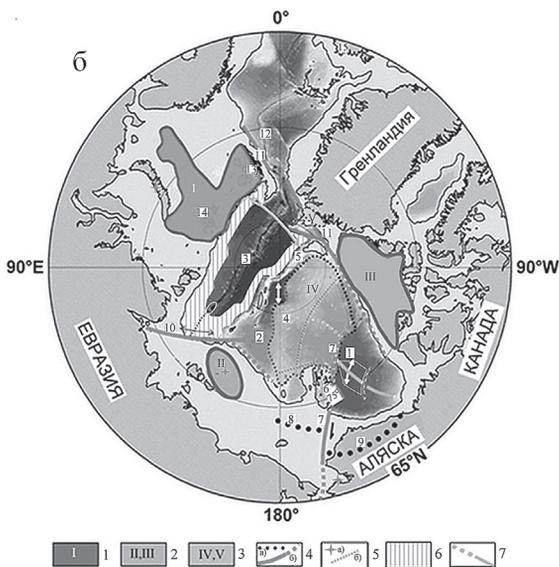


Рис. 1. Пространственно-временная характеристика и фазы проявления позднемезозойского магматизма арктического региона.

1 – суммарная кривая относительной вероятности распределения возрастов базальтоидов; 2 – значения возраста: $a - {}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$, $b - \text{K}/\text{Ar}$, $\gamma - \text{U}/\text{Pb}$, $\delta - \text{возраст}$ (млн лет), ось абсцисс – области и районы проявления магматизма с возрастными датировками магматизма по столбцам: 1 – хребет Альфа-Менделеева, 2 – Северная Гренландия, 3 – Свердрупский бассейн, 4 – Шпицберген, 5 – ЗФИ + скв. Лудловская (Восточно-Баренцевский бассейн), 6 – остров Беннетта (архипелаг Де-Лонга, Восточно-Сибирское море), 7 – Чукотский бордерленд. Оконтуренные линиями группы значений возрастов – фазы магматизма



жительно с поздним мелом – палеоценом(?) и в Евразийском он стартовал в самом конце палеоцена, как считается 57–56 лет назад (хроны C25/C24). В результате в первом и последнем из них, под воздействием медленного и ультрамедленного спрединга, образовались окна океанической коры. Что касается впадины Макарова, в которой просматриваются черты свойственные бассейнам, развивавшимся по типу pull-apart (например, рифт Моллой), вопрос о типе коры остается открытым. Следует заметить, что несмотря на различную ориентировку осевых зон спрединга и депоцентров в отмеченных бассейнах, очевиден вектор однонаправленного смещения рифтогенно-спрединговых процессов в сторону Баренцево-Карской континентальной окраины, что не находит объяснения в рамках существующих палеотектонических реконструкций.

Вместе с тем, результаты геофизических исследований последних лет свидетельствуют, что океаническая кора в глубоководных бассейнах Арктики – Канадском и Евразийском – занимает значительно меньшую площадь, чем это считалось ранее (рис. 2).

В Канадском бассейне начало первой (доокеанической) фазы рифтинга оценивается ~ 158 млн лет, последующая фаза, связанная со спредингом, завершилась 128.6 млн лет. Третья, заключительная (постспрединговая), фаза деструктивных преобразований, фиксируемая на континентальных окраинах Канадского бассейна, проявилась в апт-альбское время. Отмеченные рубежи эволюционных преобразований литосферы, в которых основополагающая роль отводится широкомасштабному рифтингу с по-

Рис. 2. Рифтогенные бассейны, океаническая кора и магматизм Арктики:
а) палеотектоническая реконструкция на позднемеловое время и позиция Аме-
разийской микроплиты ограниченной трансрегиональными зонами сдвигов.
Вертикальной штриховка – меловая кора, подверженная рифтогенезу, ромби-
ческая штриховка – океаническая кора.

БК – Баренцево-Карская окраина, ЗФИ и Ш – Земля Франца-Иосифа и Шпиц-
берген, Е – формирующийся Евразийский бассейн, Л – блок хребта Ломо-
носова; трансрегиональные сдвиговые зоны: ХЛЗ – Хатангско-Ломоносов-
ская, СГКЗ – Северогренландско-Канадская; бассейны: КП – Подводников,
КМ – Макарова, КБ – Канадский (ок – океаническая кора), Н – Наутилус,
СТ – Стефансона; поднятия: М и А – Альфа-Менделеева, ЧП – Чукотское;
Г – Гренландия, ЧП – Чукотка, АА – Арктическая Аляска;

б) основные геоструктуры, провинции позднемезозойского плюмового маг-
матизма и распределение типов коры в глубоководных бассейнах Арктики.
1–3 – магматизм: 1 – преимущественно юрско-раннемеловой, 2 – преимуще-
ственно ранне-среднемеловой, 3 – преимущественно позднемеловой; 4 а –
депоцентр бассейнов, 4 б – зоны сдвига и их перекрытые осадочным чехлом
продолжения; 5 а – проявления кайнозойского/позднекайнозойского магматиз-
ма, 5 б – предполагаемые нарушения; б – сильно растянутый континенталь-
ный фундамент и транзитная кора в Евразийском бассейне; 7 – спрединговый
центр и его возможное продолжение в Канадском бассейне (трапециевидный
белый контур – окно океанической коры).

Римские цифры на схеме – магматические провинции: I – Баренцевоморская,
II – Восточно-Сибирского моря, III – бассейна Свердруп (Канадский Аркти-
ческий архипелаг), IV – хр. Альфа-Менделеева и севера Канадского бассейна,
V – Северо-Гренландская.

Арабские цифры на схеме: 1 – Канадский бассейн и его спрединговый центр
(коническая трапеция – окно океанической коры), 2 – бассейн Подводников-
Макарова, 3 – Евразийский бассейн со спрединговым центром хр. Гаккеля
(белый овал – кальдера), 4 – хр. Альфа-Менделеева, 5 – хр. Ломоносова, 6 –
хр. Нортвинд, 7 – Чукотско-Канадская зона сдвига (трансформа) и ее воз-
можные продолжения, 8 – Северо-Чукотский прогиб, 9 – прогиб Колвилл,
10 – Хатангско-Ломоносовская зона сдвига и ее продолжение, 11 – Шпиц-
бергенско-Северогренландская зона сдвига и ее продолжение в виде Севе-
рогренландско-Канадского звена, 12 – спрединговый центр хр. Книповича,
13 – арх. Шпицберген, 14 – арх. Земля Франца-Иосифа

следующим спредингом, в определенной степени сопоставимы с пиками
позднемезозойского базальтоидного магматизма охватившего не только
континентальные окраины, но и область Центрально-Арктических под-
нятий (рис 1, 2 б).

На основе глубинных сейсмических методов и высокоразрешающей
магнитометрии проведена переоценка области распространения океани-

ческой коры и возрастной привязки спрединговых линейных магнитных аномалий [3–5 и ссылки в них]. В результате окно распространения океанической коры в этом бассейне имеет размеры в длину ~ 590 км (с севера на юг), а в ширину – 340–400 км (с запада на восток) – с внешней стороны краевых парных магнитных аномалий (рис. 2, трапециевидная область). Магнитные данные высокого разрешения позволили оценить ее возраст в диапазоне 139.5–128.6 млн лет [3–5]. В совокупности эти данные позволяют считать, что скорость спрединга была медленной и составляла ~32(38) мм/год. На остальной части глубоководного ложа устанавливаются и доминируют сильно растянутые блоки континентального фундамента переходной (транзитной) коры, а по периферии – сооружения отрогов хребта Альфа-Менделеева и периокеанические блоки окраин континентов. Наличие значительных по площади распространения областей сильно растянутых блоков континентальной и транзитной коры к западу и востоку от окна океанической спрединговой коры свидетельствует о существовании на месте Канадской котловины в домеловое время (каменноугольный – юрский периоды) континентального массива (суши), спрогнозированного еще в работе А. Эмбри (1993) и названного автором «Crockerland».

В Евразийском бассейне континентальные блоки сильно растянутого и погруженного континентального фундамента занимают его южный (прилаптевоморский) сегмент, а также располагаются вдоль подножий Баренцево-Карской окраины и хребта Ломоносова (рис. 2, б) [1, 2]. Считается, что максимальная полная скорость спрединга ультрамедленного хр. Гаккеля в Баренцевоморско-Гренландской части Евразийского бассейна составляет ~13 мм/год, уменьшаясь в направлении к Лаптевоморской континентальной окраине до ~6–7 мм/год. Сейсмические разрезы в этом районе отображают непрерывную систему сброшенных блоков континентального фундамента с сопредельных районов континентальных окраин и хр. Ломоносова, возникшую под воздействием значительного рифтогенного растяжения земной коры в меловое время. Блоки сильно растянутого фундамента транзитной коры занимают практически весь крайний южный сегмент Евразийского бассейна, где отсутствуют регулярные полосовые магнитные аномалии. Никаких признаков характерных для океанического фундамента в волновой картине на сейсмических разрезах в этом сегменте Евразийского бассейна не обнаруживается.

Во взаимосвязи с указанными процессами, на позднемезозойско-раннекайнозойском этапе геодинамической эволюции, определилась новая блоковая делимость литосферы в Арктическом регионе с обособлением Американо-Евразийской микроплиты в его океанической геодепрессии. Фундаментальную роль в этой дифференциации структуры Арктики играли две крупные трансрегиональные зоны разломов со сдвиговой компонентой смещения – Шпицбергенско-Северогренландская (и ее продолжение в

виде Северо-гренландско-Канадского звена) и Хатангско-Ломоносовская (рис. 2). Они отчетливо выделяются в рельефе дна, в структуре геофизических полей, по сейсмической информации и др. показателях. На сейсмических разрезах о сдвиговой природе отмеченных зон свидетельствуют изменения мощности в коррелятивных сейсмостратиграфических комплексах на различных структурных уровнях и гипсометрических отметок фундамента по обе стороны разломов. Хатангско-Ломоносовская зона разломов и ее продолжение по всем характеристикам, как и Северо-гренландско-Канадская, является трансрегиональной, т.е. участвующей в строении ряда разнородных структур литосферы. Время проявления правосторонних перемещений по Хатангско-Ломоносовской зоне присибирского окончания хребта Ломоносова относительно Сибирской палеоокраины началось в первой фазе рифтинга – в процессе значительного по масштабам общерегионального растяжения континентальной коры в апте–альбе. Смещение было продолжено в течение второй фазы рифтинга в позднем мелу – раннем кайнозое во взаимосвязи с заложением и развитием Евразийского бассейна. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что аналогичные смещения Американо-Азиатской микроплиты в сторону зоны субдукции Тихоокеанского бассейна устанавливаются для звеньев зоны разломов на гренландско-канадском окраинно-континентальном обрамлении глубоководных бассейнов. Таким образом, реализация движений по отмеченным зонам сдвига в позднем мелу – раннем кайнозое привела на данном этапе реорганизации литосферы к обособлению в Арктике новой композитной Американо-Азиатской микроплиты, которая объединила в себе блоки Арктической Аляски, Канадской котловины, Чукотского поднятия, поднятия Альфа–Менделеева, котловин Подводников и Макарова, и хребта Ломоносова (рис. 2, а). Движение Американо-Азиатской микроплиты сопровождалось рифтогенезом и отрывом хребта Ломоносова от Баренцево-Карской окраины, раскрытием Евразийского бассейна в тылу хребта и трансформными смещениями – правосторонними вдоль Хатангско-Ломоносовской зоны и левосторонними вдоль Северо-гренландско-Канадской разломной зоны. В сравнительном плане следует отметить, что в сценариях развития Евразийского и Канадского бассейнов наблюдается определенное сходство: заложение на подверженной рифтогенезу в меловое время континентальной коре, участие в развитии трансрегиональных зон сдвига с обособлением микроплит, медленный/ультрамедленный спрединг и значительно меньшая площадь развития океанической коры, чем это считалось ранее.

Литература

1. *Шутилов Э.В.* Трансрегиональные зоны сдвига и Американо-Азиатская микроплита в геодинамической эволюции океана в Арктике // *Материалы Всерос-*

сийской научной конференции «Современные проблемы наук о Земле». Тез. докл. М.: РАН, 2022. С. 69–71.

2. Шпилов Э.В. Амеразийская микроплита в структуре и геодинамической эволюции Арктики // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. № 19. С. 402–408.

3. Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R. et al. Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. V. 691. P. 8–30.

4. Dossing A., Gaina C., Jackson H.R., Andersen O.B. Cretaceous ocean formation in the High Arctic // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 551. 116552.

5. Zhang T., Dymant J., Gao J.Y. Age of the Canada Basin, Arctic Ocean: indications from high-resolution magnetic data // Geophys. Res. Lett. 2019. V. 46. N 23. P. 13712–13721.

**И.В. Яковенко¹, А.А. Черных¹, В.Ю. Глебовский¹,
И.А. Башев¹, М.С. Корнева¹, А.Г. Редько¹**

Особенности глубинного строения Амеразийского бассейна по результатам гравитационного моделирования

В 2020–2021 гг. в ФГБУ «ВНИИОкеангеология», в рамках государственного задания, была создана тектоническая схема Амеразийского бассейна (АБ) масштаба 1:2 500 000, основанная на комплексном анализе новейших данных потенциальных полей и батиметрии, с привлечением доступных российских и зарубежных сейсмических данных. На ней нашли отражение основные геоструктуры бассейна, к которым относятся – котловины Подводников, Макарова, Альфа, Стефанссона, Наутилус, Толля, Канадская и Северо-Чукотский прогиб, а также Центрально-Арктические поднятие, включающие хребет Ломоносова и поднятие Альфа-Менделеева, Чукотский бордерлэнд, а также блоки Пири и Север. Сейсмические данные, собранные в пределах АБ, послужили основой для создания серии двухмерных геолого-геофизических моделей с целью изучения его глубинного строения, природы и истории формирования.

Гравитационное моделирование осуществлялось с использованием модуля GM-SYS ПО Geosoft Oasis Montaj. Исходные базовые модели, вклю-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

чали следующие границы: 1) воздух – вода, 2) вода – осадки, 3) границы внутри осадочного чехла, 4) осадки – консолидированный фундамент; а также границу Конрада (5) в континентальной коре (между верхней и нижней корой) и раздел Мохо (6), извлеченный из соответствующей ЦМ, созданной по результатам трехмерного гравитационного моделирования [1]. Исходные значения Δg и $(\Delta T)_a$ вдоль линий моделей были извлечены из соответствующих сводных ЦМ. При моделировании использовались аномалии поля силы тяжести в свободном воздухе.

Суть моделирования состояла в подборе расчетного гравитационного и магнитного полей от модели под наблюдаемые, путем выполнения следующих операций:

- корректировки положения глубинных границ в исходных моделях;
- изменения плотностных и магнитных свойств отдельных блоков моделей;
- введения дополнительных блоков в модели, когда вышеперечисленные операции оказались не эффективными.

На первом этапе выполнялось гравитационное моделирование, а на втором – магнитное.

Магнитное моделирование было проведено вдоль линий 1, 5 и отдельно вдоль профиля МОВ ОГТ 1203. Оно выполнялось по упрощенной методике в предположении, что пострифтовый осадочный чехол на всей площади исследований является немагнитным. На площади развития океанической коры предполагалось, что источники магнитных аномалий сосредоточены исключительно в ее консолидированной части, представленной в моделях единым слоем (без разделения на 2-й и 3-й океанический слой). Подбор расчетной и наблюдаемой кривых аномального магнитного поля осуществлялся путем изменения значения остаточной намагниченности и направления её вектора. Для континентальной коры подбор осуществлялся за счет изменения значений эффективной магнитной восприимчивости и разбиением, при необходимости, на дополнительные блоки.

В результате проведенной работы создано 8 двухмерных геолого-геофизических моделей глубинного строения ключевых структур Американо-Азиатского бассейна, частично или полностью обеспеченных сейсмическими данными и пересекавших практически все из перечисленных выше геоструктур (рис. 1). На них повсеместно выделены водный слой ($\sigma = 1.03 \text{ г/см}^3$) и стратифицированный осадочный чехол ($\sigma = 2.03 \div 2.50 \text{ г/см}^3$). Ниже на поднятиях выявлен слой промежуточного структурного этажа, представленный консолидированными осадками ($\sigma = 2.55 \text{ г/см}^3$), который фрагментарно перекрыт породами магматической провинции HALIP ($\sigma = 2.50 \text{ г/см}^3$), ярко выраженными в высокоамплитудном магнитном поле. Еще ниже расположена консолидированная кора, которая подразделяется на континентальную ($\sigma = 2.65 \div 2.80 \text{ г/см}^3$), океаническую ($\sigma =$

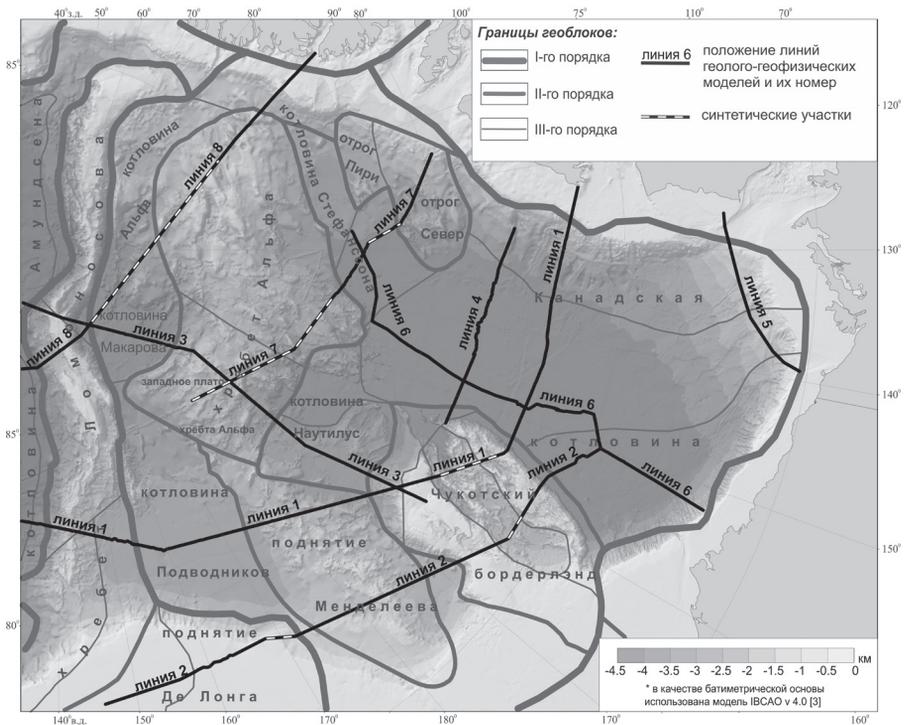


Рис. 1. Схема расположения линий глубинных геолого-геофизических моделей

$2.84 \div 2.87 \text{ г/см}^3$) и кору зоны перехода континент–океан ($\sigma = 2.75 \div 2.86 \text{ г/см}^3$). В континентальной коре выделены до трех слоев: верхний слой с плотностями $2.65 \div 2.85 \text{ г/см}^3$, нижний слой ($\sigma = 2.90 \div 2.92 \text{ г/см}^3$) и, локально, в основании нижней коры – высокоскоростной слой нижней коры HVLC ($\sigma = 3.07 \text{ г/см}^3$). Подстиляется кора слоем литосферной мантии ($\sigma = 3.12 \div 3.29 \text{ г/см}^3$).

Отличительной особенностью построенных глубинных моделей при их совместном анализе является отражение на них наиболее вероятного механизма формирования хребта Альфа и Поднятия Менделеева со смежными котловинами, соответствующего модели сопряженных вулканических пассивных окраин [4]. Согласно этому механизму, рассматриваемые поднятия образуются в качестве центральных С-блоков, а смежные с ними котловины подстилаются истонченной (гипер-растянутой) континентальной корой, мощность консолидированной части которой варьирует в пределах $\sim 8\text{--}18 \text{ км}$. В основании нижней коры под поднятиями расположены блоки повышенной плотности, соответствующие высокоскоростным ниж-

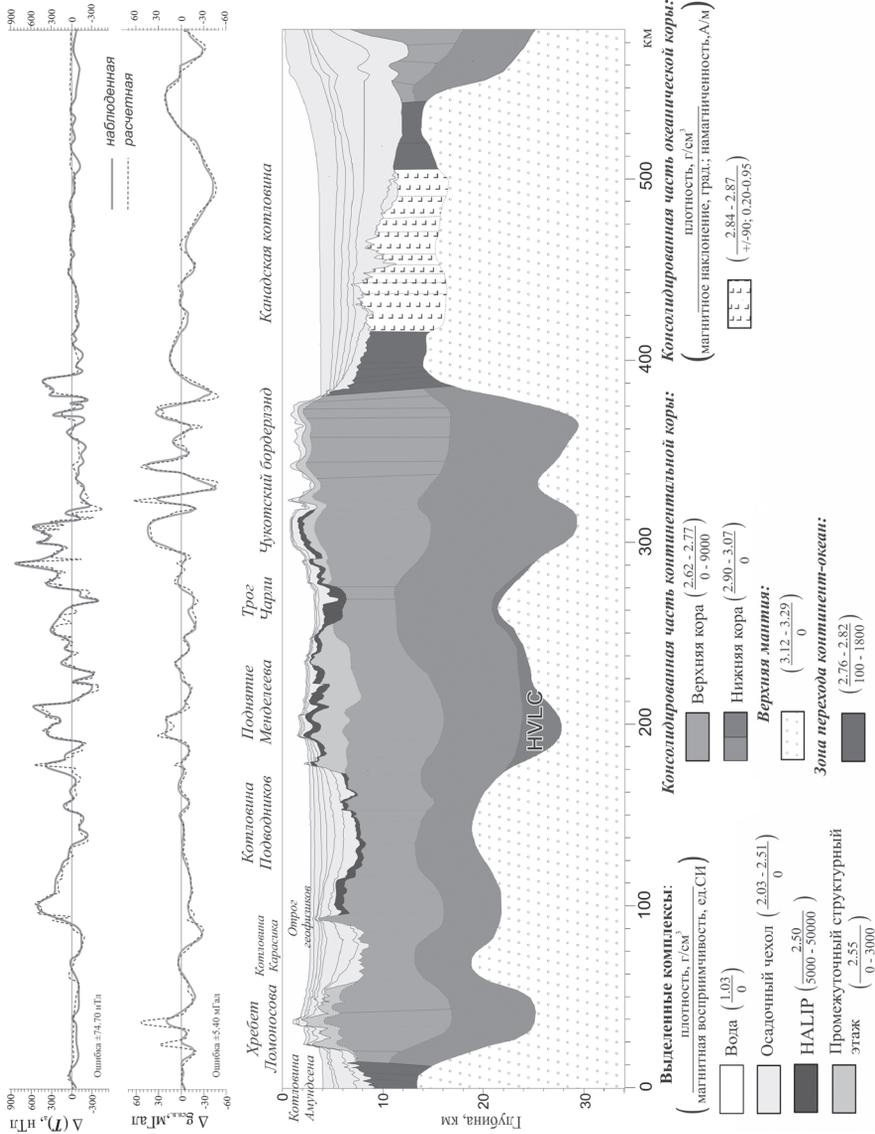


Рис. 2. Глубинная геолого-геофизическая модель вдоль линии I

некоровым телам (HVLC bodies). Этот высокоскоростной слой хорошо прослеживается на сейсмических данных и наиболее надёжно фиксируется на разрезах ГСЗ, в особенности – на профиле «Арктика-2012» [2], который пересекает поднятие Менделеева и Чукотский бордерлэнд и примыкающие к ним котловину Толля и Северо-Чукотский прогиб.

Согласно моделям, вдоль линий сейсмических профилей, расположенных в глубоководной Канадской котловине (рис. 2), ее центральная часть возникла в результате спрединга морского дна и подстилается океанической корой. Фланговые части котловины представлены на глубинных моделях корой переходного типа. Примечательно, что на флангах консолидированная кора истончается до ~1 км вблизи североамериканской континентальной окраины.

Таким образом, результаты проведенного моделирования подтверждают выводы об особенностях геологического строения Амеразийского бассейна, сделанные при работе над его тектонической схемой. В частности, подтверждено, что формирование бассейна предположительно осуществлялось в два этапа: первый из них связан с открытием фланговых частей Канадской котловины; второй – с синхронным открытием центральной части этой котловины и формированием системы Центрально-Арктических поднятий (ЦАП) со смежными котловинами. Последние сформировались под воздействием мантийного плюма, при распаде прежде единого континентального блока (Арктиды), на котором на первом (пиковом) этапе магматизма был сформирован покров платобазальтов HALIP.

Литература

1. Глебовский В.Ю., Астафурова Е.Г., Черных А.А., Корнева М.А., Каминский В.Д., Поселов В.А. Мощность земной коры в глубоководной части Северного Ледовитого океана: результаты 3-D гравитационного моделирования // Геология и геофизика. 2013. №3. С. 327–334.
2. Кашибин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д. и др. Структура земной коры зоны сочленения поднятия Менделеева с Евразийским континентом (по геофизическим данным) // Региональная геология и металлогения. 2018. № 74. С. 5–18.
3. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringsenparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Sci Data 7. 2020. № 176.
4. Geoffroy L., Burov E., Werner P. Volcanic passive margins: another way to break up continents // Sci. Rep. 5. 2015.

Следы крупных вулканических извержений кислого состава в отложениях карбона на юге Московской синеклизы

В южном крыле западной части Московской синеклизы, в карбонатных отложениях каширского, подольского и мячковского подъярусов московского яруса среднего карбона, а также в касимовском ярусе верхнего карбона содержится восемь туфогенных горизонтов (ТГ).

Два ТГ установлены в каширском подъярусе: нарский (I) в кровле нарской свиты в Туровском обнажении (рисунок, номер 5), и лопаснинский (II) – в средней части лопаснинской свиты в Зарайском карьере (рисунок, номер 8). В кровле щуровской свиты подольского подъяруса расположен щуровский ГТ (III), вскрытый скв. 12, пробуренной в пределах Московского международного делового центра «Москва-Сити» (рисунок, номер 1), а также в Лемешовском, Подольском и Домодедовском карьерах (рисунок, номера 2–4). Три ТГ содержатся в мячковском подъярусе: коробчевский (IV), залегающий в кровле коробчевской свиты в Панышинском карьере (рисунок, номер 7), домодедовский (V), в средней части домодедовской свиты в Домодедовском карьере, и песковский (VI), приуроченный к кровле песковской свиты в Домодедовском карьере. Суворовский ТГ (VII), приуроченный к средней части суворовской свиты кревкинско-го подъяруса касимовского яруса верхнего карбона, установлен в скв. 1, Перхурово. Неверовский ТГ (VIII) вскрыт в скв. 1, Перхурово в кровле неверовской свиты хамовнического подъяруса касимовского яруса верхнего карбона. Щуровский и домодедовский ТГ в Подольском и Домодедовском карьерах были известны ранее [2, 4], остальные горизонты были установлены впервые.

Лопасненский, щуровский, домодедовский и песковский ТГ представлены маломощными (5–10 см, реже до 15–20 см) прослоями в различной степени доломитизированных глин монтмориллонитового состава с примесью кальцитового органогенного детрита. Остальные ТГ не образуют макроскопически выделяемых в разрезах прослоев, их пирокластические компоненты рассеяны во вмещающих отложениях.

К минералам эруптивного вулканического генезиса отнесены циркон, апатит, ильменит, бипирамидальный кварц, биотит, гранат, сфен, остроугольные с раковистым изломом обломки кварца и ксеноморфные непра-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

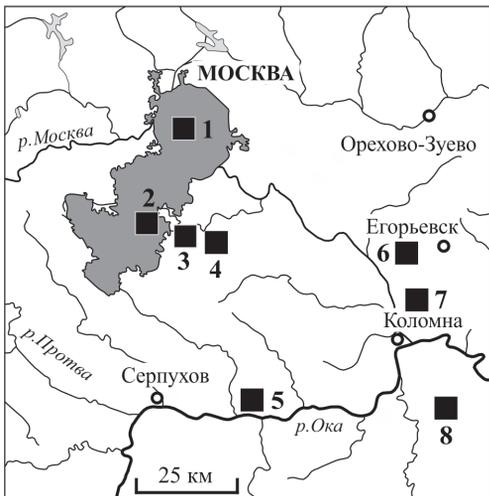


Рисунок. Разрезы с туфогенными горизонтами на южном крыле Московской синеклизы: 1 – скв. 12, Москва-Сити, 2 – Лемешовский карьер, 3 – Подольский карьер, 4 – Домодедовский карьер, 5 – Туровское обнажение, 6 – скв. 1, Перхурово, 7 – Паньшинский карьер, 8 – Зарайский карьер

Таблица

Пирокластические минералы туфогенных горизонтов

Минералы	Туфогенные горизонты и номера объектов							
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
	5	8	1, 2, 3, 4	7	4	6	4, 6	6
Циркон	+	+	+	+	+	+	+	+
Апатит	+	+	+	+	+	+	+	+
Биотит	+	+	+	+	+	+	+	+
Ильменит	+	+	+	+	+			
Кварц дипирамидальный	+		+	+	+			
Кварц остроугольный	+	+	+	+	+	+	+	+
Санидин				+	+			
Гранат	+						+	
Сфен		+						

Примечание. Туфогенные горизонты: I – нарский, II – лопасненский, III – шуровский, IV – коробчеевский, V – домодедовский, VI – песковский, VII – суворовский, VIII – неверовский.

вильной формы обломки санидина (таблица). Эруптивный генезис этих минералов обосновывается: а) резким идиоморфизмом зерен первых семи из перечисленных минералов и отсутствием даже намека на окатанность зерен всех компонентов, б) средним размером зерен, не превышающим 0.5 мм, что соответствует размерам частиц эруптивных вулканических извержений, переносимых воздушными потоками [5, 8], в) отсутствии таких минералов как гранат, рутил, турмалин, ставролит, дистен и др., типичных для терригенного минерального комплекса водного переноса [6].

Расчитанная по содержанию анортитового минала температура формирования пирокластического санидина из домодедовского ТГ составляет 800–850 °С, что соответствует температуре кристаллизации полевых шпатов в трахитовых или риолитовых расплавах.

Изотопный возраст пирокластического циркона из доломитизированных глин шууровского ТГ в Домодедовском карьере, определенный локальным SIMS (SHRIMP) U–Pb анализом по 11 измерениям, составляет 309±2 млн лет [6]. Ранее, из этого же ТГ в Подольском карьере конкордантный возраст циркона тем же методом был определен в 310±2 млн лет [1]. Возраст пирокластического санидина из домодедовского ТГ в Домодедовском карьере, определенный методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, составляет 306±3 млн лет [6]. Поскольку этот горизонт залегает в 8.3 м выше по разрезу от шууровского, то полученное значение удовлетворительно согласуется с изотопным датированием циркона. С учетом ошибки определений полученные данные по циркону и санидину совпадают с принятым в настоящее время возрастом границы между подольским и мячковским региональными подъярусами, который оценивается в 309 млн лет [7].

Наиболее вероятными источниками вулканического пепла, захороненного в каменноугольных отложениях в южной части Московской синеклизы, могли быть районы нынешнего Северного Кавказа с широко распространенными кислыми вулканиитами именно московского века [3].

Литература

1. Алексеев А.С., Ларионов А.Н., Горева Н.В., Толмачева Т.Ю. U–Pb SIMS датировка глин московского яруса (ВЕП) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. V Российская конференция по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012 г. Москва. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 27–28.

2. Кабанов П.Б., Алексеев А.С., Баранова Д.В., Горюнова Р.В., Лазарев С.С., Малков В.Г. Изменения ориктоценозов в одной эвстатической цикло-теме: домодедовская свита песковских разрезов (карбон, московский ярус) // Палеонтол. журн. 2006. № 4. С. 3–19.

3. Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М., Семенов В.М., Ермаков В.А., Греков И.И., Шельтинг С.К., Шишов В.С., Неводниченко С.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.
4. Махлина М.Х., Алексеев А.С., Горева Н.В., Исакова Т.Н., Друцкой С.Н. Средний карбон Московской синеклизы. Т. 1. Стратиграфия. М.: ПИН РАН, 2001. 244 с.
5. Моисеенко К.Б., Малик Н.А. Оценка суммарной массы выбросов вулканического пепла с использованием моделей атмосферного переноса // Вулканология и сейсмология. 2015. № 1. С. 35–55.
6. Яшунский Ю.В., Алексеев А.С., Сахаров Б.А., Шкурский Б.Б., Новикова С.А., Новиков И.А., Федоров А.В., Гришин С.В. Следы катастрофических вулканических извержений в московском ярусе (средний пенсильваний, карбон) центральной части Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30. № 2. С. 39–59.
7. Aretz M., Herbig H.G., Wang X.D. The Carboniferous Period // Geologic Time Scale 2020. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Amsterdam, Oxford, Cambridge: Elsevier, 2020. V. 2. P. 811–874.
8. Rose W.I., Durant A.J. Fine ash content of explosive eruptions // J. Volcanology and Geothermal Res. 2009. V. 186. № 1–2. P. 32–39.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Межеловская С.В., Межеловский А.Д., Юшин К.И., Ерофеева К.Г.</i> Новые U-Pb данные по детритовому циркону из базальных горизонтов Шомбозерской структуры	3
<i>Моисеев А.В., Ватрушкина Е.В., Соколов С.Д., Захаров В.А., Ерофеева К.Г., Дубенский А.С.</i> U-Pb датирование обломочных цирконов из позднеюрских туфо-терригенных комплексов Стадухинского сегмента зоны перехода Южно-Ануйский океан – Чукотский микроконтинент	6
<i>Монгуш А.А., Кадыр-оол Ч.О., Дружкова Е.К., Ойдуп Ч.К., Тимошенко Е.Н.</i> Базальты со спинифекс-пироксеновой структурой в чингинской толще на участке Коярд (Куртушибинский хребет Западного Саяна)	11
<i>Брянцева Г.В., Мышенкова М.С., Косевич Н.И.</i> Новейшие структуры наложенных впадин Таймыра	15
<i>Мягков Д.С., Ребецкий Ю.Л.</i> Численное моделирование формирования напряжённо-деформированного состояния осадочного чехла над разломами фундамента различных типов	19
<i>Неволин П.Л., Уткин В.П.</i> Сихотэ-Алиньская складчатость как результат коробления коры, её проявление в физических полях, контроль интрузивов и оруденения	22
<i>Немов А.Б.</i> Тектониты Ильмено-Вишневогорской зоны сдвига (Южный Урал, Россия)	25
<i>Низовцев В.В.</i> К активным окраинам. Природа и морфология островных цепей	30
<i>Никишин А.М., Петров Е.И., Родина Е.А., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А.</i> Модель формирования Арктического океана на основе интерпретации сейсмических данных России, Канады и США	34
<i>Никонов А.А., Шварев С.В.</i> Уникальный разломный сейсмотектонический участок (узел) на западном борту Ладожского грабена: углубленное рассмотрение в качестве примера	38
<i>Никулин И.И., Гадельшин Р.И.</i> Эксфильтрационная концентрация меди в рифей-вендских отложениях складчато-блоковой структуры Игарского выступа	42

<i>Носкова Н.Н., Шулаков Д.Ю., Попов И.В.</i> Землетрясение 20 августа 2022 г. на Северном Урале.....	46
<i>Нуртаев Б.С., Цай О.Г.</i> Использование ARCGIS-технологий для оценки пространственных взаимосвязей плотности разломов и сейсмичности (на примере Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий).....	50
<i>Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г.</i> Сейсмотектонические проявления Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г. с $M_w = 6.7$ в Северной Монголии.....	54
<i>Павлова К.А., Жарков А.М.</i> Тектоническое районирование осадочного чехла шельфа моря Лаптевых и сопредельных районов.....	58
<i>Пазухина А.А., Малышев С.В., Худoley А.К.</i> Термокинематическое моделирование участков Кыллахской тектонической зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса.....	62
<i>Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А.</i> Особенности глубинного строения Курильской островной дуги по геофизическим данным.....	64
<i>Патина И.С., Попов С.В.</i> Сейсмостратиграфия регрессивных фаз майкопского и тарханского комплексов северного шельфа Восточного Паратетиса.....	68
<i>Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А., Иваненко А.Н.</i> Особенности формирования океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика).....	72
<i>Перфилова А.А., Сафонова И.Ю.</i> Реконструкция возраста и состава магматических дуг по данным изучения граувакковых песчаников из аккреционных комплексов Центрального и Восточного Казахстана.....	77
<i>Петрицевский А.М.</i> Реологическое расслоение тектоносферы – фундаментальная основа тектонических процессов.....	82
<i>Петрицевский А.М.</i> Охотско-Чукотский вулканический рифт: глубинное строение, реология, механизм происхождения.....	86
<i>Петров Г.А.</i> Латеральная изменчивость девонских толщ в северной части Тагильской мегазоны.....	91
<i>Пилицына Т.А., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Постников А.В., Варламов Д.А.</i> Метаморфизм Унийской свиты как индикатор раннедокембрийских коллизионных процессов в Вятском поясе, северо-восток Волго-Уралии.....	95

<i>Платонов А.Е.</i> Геологическое строение и особенности формирования юго-восточного сегмента Таймырской складчатой системы.....	98
<i>Плетнев С.П., Съедин В.Т., Седышева Т.Е.</i> Роль вулканического и тектонического факторов в эволюции гайотов Магеллановых гор (Тихий океан).....	102
<i>Полещук А.В., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю.</i> Формационный подход к типизации сейсмогенных структур юго-восточной окраины Балтийского щита.....	107
<i>Полянский О.П., Прокопьев А.В., Королева О.В., Симонов В.А., Котляров А.В., Широких Г.А.</i> Рифтовый механизм и параметры формирования дайковых поясов девонской Якутско-Вилкойской изверженной провинции (Сибирская платформа).....	111
<i>Попков В.И., Попков И.В.</i> Эрозионно-тектонические останцы северного склона Северо-Западного Кавказа.....	115
<i>Правикова Н.В., Никишин А.М., Старцева К.Ф.</i> Построение балансируемого разреза через Пегтымельский инверсированный рифт в Северо-Чукотском прогибе	119
<i>Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В.</i> Структуры и особенности деформации верхнепалеозойских отложений Юго-Восточного Предуралья	122
<i>Прокопьев А.В., Стокли Д., Ершова В.Б., Васильев Д.А.</i> Реконструкция питающих провинций триас-юрских осадочных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области по данным датирования обломочных цирконов и ограничения при создании геодинамических моделей	124
<i>Пузик А.Ю., Ибламинов Р.Г.</i> Развитие Кваркушско-Каменногорского рифта в позднем докембрии	128
<i>Пушкарев Е.В., Бирюзова А.П., Готтман И.А., Юдин Д.С., Травин А.В., Костицын Ю.А., Баянова Т.Б., Кудряшов Н.М., Серов П.А., Родионов Н.В., Ларионов А.Н.</i> Геотектонический пазл Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале: хронология сборки	132
<i>Пыстин А.М., Гракова О.В., Пыстина Ю.И., Кушманова Е.В., Попвасев К.С., Потапов И.Л., Хубанов В.Б.</i> Результаты исследований U-Pb (LA-SF-ICP-MS) изотопного возраста детритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембрия Приполярного Урала	137
<i>Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Рязанцев А.В., Романюк Т.В.</i> U-Pb изотопный возраст кварцевых диоритов Архызской офиолитовой ассоциации (Передовой хребет, Северный Кавказ)	141

<i>Родина Е.А., Никишин А.М.</i> Классификация магматических структур, приуроченных к вулканическим пассивным континентальным окраинам	145
<i>Имамвердиев Н.А., Романько А.Е., Викентьев И.В., Савичев А.Т., Дубенский А.С., Ермолаев Б.В., Рашиди Б., Хейдари М.</i> О связи тектоники, магматизма и металлогении (на примере отдельных структур Фенноскандинавского щита, Малого Кавказа и Ирана); обсуждение и некоторые проблемы	150
<i>Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Шаццлло А.В., Латышева И.В., Федюкин И.В., Новикова А.С., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Маринин А.В.</i> Источники сноса новороссийского флиша (южный склон Западного Кавказа) по результатам U–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона	154
<i>Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Голионко Б.Г., Каныгина Н.А., Скобленко А.В., Георгиевский А.А., Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.</i> Комплексы активной позднедокембрийской–кембрийской континентальной окраины на Южном Урале и в Мугоджарах	159
<i>Савинский И.А., Обут О.Т., Сафонова И.Ю., Перфилова П.А., Бискэ Г.С.</i> Геологическая характеристика Гульчинского аккреционного комплекса Алайского хребта (Киргизия, Южный Тянь-Шань)	164
<i>Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Постников А.В., Спиридонов В.А., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Терехов А.В., Сабиров И.А., Спиридонов И.В., Дубенский А.С.</i> Палеопротерозойский Таймыро-Байкальский ороген в южной части Сибирского кратона: границы, состав и история формирования по изучению керна скважин	168
<i>Семенов А.Н., Полянский О.П., Изох А.Э.</i> Численное моделирование взаимодействия мантийных и коровых магм в разных геодинамических обстановках на примере массивов Западного Сангилена (Тува, Южная Сибирь)	171
<i>Семенова Л.П., Малышев С.В., Алфимова Н.А., Марфин А.Е., Матрѐнчев А.В.</i> Трековый анализ апатита из массива Репоярви (Мурманская область)	174
<i>Сенцов А.А., Агibalов А.О.</i> Структурно-геоморфологические индикаторы сдвиговых перемещений на острове Итуруп (Большая Курильская гряда)	177

<i>Силантьев С.А., Краснова Е.А., Кубракова И.В., Новоселов А.А., Портнягин М.В., Шабыкова В.В., Грязнова А.С.</i>	
Тектоническая позиция магматических и метаморфических комплексов Северо-Западной акватории Тихого океана: Результаты 201-го и 249-го рейсов НИС «Зонне».....	179
<i>Симанкова А.О., Пушкарев Е.В.</i> Комплекс позднедевонских долеритовых даек в Хабаровинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне на Южном Урале: варианты геотектонической интерпретации.....	184
<i>Сироткин А.Н.</i> Среднепалеозойская габбро-гранитная интрузивная серия архипелага Шпицберген: основные характеристики и обстановки формирования.....	188
<i>Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А., Соколов С.Ю., Чамов Н.П.</i> Разломные зоны мегатрансформной системы Долдрам (Приэкваториальная Атлантика).....	192
<i>Сметанин А.В., Марченко А.К.</i> Матрица регулярных морфоструктур центрального типа Сибирской платформы и её ближайшего окружения.....	195
<i>Смирнов В.Н., Глушкова О.Ю.</i> Крупные палеосейсмодислокации в Индигиро-Охотском звене сейсмического пояса Черского.....	197
<i>Соколов С.А., Гарипова С.Т., Юшин К.И., Бутанаев Ю.В., Зеленин Е.А.</i> Соотношение кайнозойских разрывных нарушений севера-востока Убсунурской впадины (Республика Тыва).....	200
<i>Соколов С.Д., Лобковский Л.И.</i> Тектонические сценарии формирования арктических окраин Чукотки и Северной Аляски: от океана до коллизии.....	203
<i>Соколов С.Ю., Денисова А.П., Патина И.С.</i> Геодинамический режим пассивных частей трансформного разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика).....	206
<i>Стафеев А.Н., Ступакова А.В., Сулова А.А., Краснова Е.А., Сауткин Р.С., Гатовский Ю.А.</i> Тектонические условия и эволюция обстановок накопления черных сланцев фанерозоя Северной Евразии.....	210
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Южно-Алданская система угленосных впадин Алдано-Станового щита: геодинамическая модель формирования по материалам профиля 3-ДВ.....	215
<i>Стром А.Л.</i> Геоморфологические свидетельства тектонической расслоенности верхней части земной коры Центрального Тянь-Шаня.....	219

Суханова Т.В., Макарова Н.В., Стафеев А.Н. Новейшая тектоника и геодинамика восточного склона Среднего Урала и их влияние на условия захоронения промышленных отходов	223
Сущевская Н.М., Пейве А.А., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. Роль магматизма в истории формирования Юго-Западно-Индийского хребта вблизи зоны демаркационных трансформных разломов Дю Туа и Анрю Бэйн	227
Съедин В.Т., Плетнев С.П., Седьшева Т.Е. Тектоно-магматические и палеогеографические этапы эволюции Магеллановых гор (Тихий океан)	231
Сычев С.Н., Худoley А.К., Соколов С.Д., Лебедева О.Ю. Раннепалеозойская тектоническая эволюция Омuleвского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России).....	236
Тверитинова Т.Ю. Узловые системы Большого Кавказа – закономерности положения	240
Тевелев А.В., Правикова Н.В., Борисенко А.А., Шестаков П.А., Коптев Е.В., Соболев И.Д., Володина Е.А., Новикова А.С., Казанский А.Ю. Первые результаты U-Pb-датирования цирконов из раннекаменноугольных вулканитов Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) и проблема изотопного возраста щелочных гранитоидов.....	243
Трапезников Д.Е. Деформационные структуры соляной толщи Тюбегатанской антиклинали (Юго-Западный Гиссар, Южный Узбекистан).....	247
Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Третьякова К.А. Эдиакарский магматизм Улутауского террейна (Центральный Казахстан)	252
Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Мазнев С.В., Юшин К.И. Хангайский внутримантийный плюм и его воздействие на кайнозойскую структуру земной коры севера Центральной Азии.....	256
Трихунков Я.И., Бачманов Д.М., Тесаков А.С., Ломов В.С., Титов В.В., Симакова А.Н., Латышев А.В., Сыромятникова Е.В., Шалаева Е.А., Соколов С.А., Медведев А.Х., Гаврилов Л.Н. Верхние молассы Восточно-Кубанского краевого прогиба как источник данных о неотектонике и палеогеографии Западного Кавказа и Предкавказья.....	260
Тучкова М.И., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Ватрушкина Е.В. Условия формирования надвигов в осадочных комплексах Чукотки и о. Врангель (Восточная Арктика).....	267
Федькин В.В. Тектонические аспекты образования контрастных серий пород эклогит-глаукофансланцевых комплексов	270

<i>Конторович В.А., Филиппов Ю.Ф.</i> О проблеме рифтогенеза Енисей-Хатангского регионального прогиба	274
<i>Филиппов Ю.Ф.</i> Неопротерозойско-палеозойский Предьенисейский осадочный бассейн на юго-востоке Западной Сибири: строение, геодинамическая позиция, анализ погружений потенциально нефтегазоносных комплексов	279
<i>Хромых С.В., Котлер П.Д., Савинский И.А., Травин А.В., Куликова А.В., Михеев Е.И., Волосов А.С.</i> Условия метаморфизма, состав и возраст пород Егиндыбулакского тектонического блока, Восточный Казахстан	283
<i>Цуканов Н.В., Freitag R., Gaedicke Ch.</i> Тектонические процессы в приокеанической зоне Камчатки по данным трекового датирования апатита из осадочных комплексов	287
<i>Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.</i> Источники магм и петрогенезис гранитоидов разных геодинамических обстановок	291
<i>Чаицкий В.П., Попков В.И., Попков И.В., Пинчук Т.Н.</i> Геодинамическая обстановка триасового магматизма запада Скифской плиты	295
<i>Черных А.А., Яковенко И.В., Корнева М.С., Глебовский В.Ю., Редько А.Г.</i> Особенности глубинного строения Евразийского бассейна по результатам гравитационного моделирования	299
<i>Чистякова А.В., Веселовский Р.В.</i> Реконструкция эволюции источников сноса пограничных пермо-триасовых отложений Московского бассейна на основе синтеза данных U-Pb LA-ICP-MS датирования и рамановской спектроскопии обломочного циркона	304
<i>Шипилов Э.В.</i> Сдвиговая тектоника, рифтинг, спрединг и магматизм в мел-кайнозойской геодинамической эволюции Арктики	306
<i>Яковенко И.В., Черных А.А., Глебовский В.Ю., Башев И.А., Корнева М.С., Редько А.Г.</i> Особенности глубинного строения Аме́разийского бассейна по результатам гравитационного моделирования	312
<i>Яшунский Ю.В., Алексеев А.С.</i> Следы крупных вулканических извержений кислого состава в отложениях карбона на юге Московской синеклизы	317

Научное издание

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ:
ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2023**

Материалы LIV Тектонического совещания

Том 2

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 12.01.2023
Формат 62×94¹/₁₆. Бумага офсет № 1,80 г/м
Печать офсетная. Уч.-изд. 22,0 п.л. Тираж 100 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.