

Материалы 55 тектонического совещания. Tom 2024



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-2024

Материалы LV Тектонического совещания

Том 1

Москва ГЕОС 2024 УДК 549.903.55 (1) ББК 26.323 Т 76

Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2024. 289 с.

ISBN 978-5-89118-881-5 DOI 10.34756/GEOS.2024.17.38796

> Ответственный редактор К.Е. Дегтярев

На 1-ой стр. обложки: Гляциодислокации в верхнемеловых отложениях р. Коньячной, Западный Таймыр (Фото М.А. Рогова, 2021)

> © ГИН РАН, 2024 © Издательство ГЕОС, 2024

Применение алгоритма топологической фильтрации DPS для анализа морфометрических показателей рельефа на примере Кольского полуострова

Регион исследований расположен на северо-востоке Балтийского щита в пределах Кольского полуострова. Изучаемая территория в тектоническом плане входит в Кольский район и частично в Беломорский подвижный пояс [3, 7]. Кольский район разделен на два крупных блока – Мурманский и Кольский. На территории распространены метаморфизованные архейские и протерозойские породы, практически отсутствует осадочный чехол. Рельеф Кольского полуострова характеризуется преобладанием структурно-денудационных форм и реже денудационно-тектонических и денудационных форм [5]. Также важно отметить вклад последних оледенений – Валдайского, Московского, Подпорожского и Осташковского в современный рисунок рельефа, центры которых были на северо-западе Феноскандии, и отступание которых происходило на восток–юго-восток.

На базе современных геоинформационных систем (ArcGIS, ESRI) был проведен морфометрический анализ цифровой модели рельефа (ЦМР) региона исследования. Исходными данными послужила ЦМР, полученная по данным дистанционного зондирования глобальной цифровой модели поверхности «ALOS World 3D-30m (AW3D30)» [9]. В настоящем исследовании из-за большой площади изучаемой территории необходимо было провести «загрубление» исходной модели, т.е. пространственное разрешение (размер пикселя) модели было преобразовано до 2500×2500 м.

В основе морфометрического метода лежит предположение, что большинство новейших тектонических движений унаследованы, и движения земной коры имеют отражение в современном рельефе и характере речной сети. Суть метода заключается в построении и интерпретации серии морфометрических карт по цифровой модели рельефа. Построенные карты отражают следующие морфометрические показатели: гипсометрические уровни, углы наклона, глубина расчленения рельефа, густоты расчленения рельефа. По цифровой модели рельефа на базе встроенных инструментов программного обеспечения ArcGIS 10.3 получены карты крутизны склонов (карта расклассифицирована с шагом в 1 градус), густоты (карта расклассифицирована с шагом в 1 км/км²) и глубины (карта расклассифицирована с шагом в 10 м/км²) расчленения рельефа, а также карта гип-

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

сометрических уровней (расклассифицирована с шагом в 200 м). Общий анализ построенных карт позволяет выявить определенные комплексы рельефа, формирование которых может быть предопределено неотектонической деятельностью в пределах региона исследования [6].

Карта морфометрических комплексов построена в результате алгебраического сложения пространственных данных (карт углов наклона, глубины и густоты расчленения рельефа, гипсометрических уровней) инструментом Калькулятор растра (Raster Calculator). Данная карта дает количественное представление о распределении восходящих тектонических движений и более точную информацию о направленности и интенсивности вертикальных движений в течение новейшего геоисторического этапа [10].

Комплексная интерпретация полученных морфометрических комплексов с данными геологического и тектонического строения позволяет выделить морфоструктуры региона исследования Идеей настоящее исследования является разработать алгоритм, который позволит в полуавтоматизированном/автоматизированном режиме проводить выделение структур геолого-геофизического строения. В настоящее время активно развивается применение алгоритма нечеткой математики (DPS) для анализа сейсмических данных (землетрясения и т.п.). Алгоритм DPS анализирует способность объектов группироваться в пространстве, образовывая при этом «сгущения» – кластеры. Взаимное пространственное расположение объектов, объединенных в кластеры, определяется как наиболее плотное на фоне плотности пространственного распределения всех объектов [1, 2]. Рассматривается пространственное положение объектов – их координаты в двухмерном пространстве.

Параметры алгоритма DPS – это степень – q и уровень связанности объектов – β. Объекты, которые объединились в кластеры, при фиксированных параметрах q и β, характеризуются q-степенным среднем всех расстояний из рассматриваемого массива объектов Rq и локальной плотностью кластеров α. Радиус Rq (в км) рассчитывается в ходе работы алгоритма при заданном отрицательном значении степени q (см. уравнение 14, [1]). Локальная плотность кластеров определяется по заданному значению уровня связанности β из отрезка [-1, 1] (см. уравнение 15, [1]).

В качестве входных данных для работы с алгоритмом DPS были взяты разложенные на уровни морфометрические характеристики рельефа (гипсометрия рельефа, крутизна склонов, глубина и густота расчленения рельефа), рассчитанные по сетке 2500×2500 м. Точки каждого уровня каждой морфометрической характеристики, были просчитаны алгоритмом при разных параметрах: q {-2, -2.5, -3, -4} и β {-0.5, -0.25, 0, 0.25}. В результате предварительно были выбраны параметры q = -4, β = -0.5, так как при остальных сочетаниях параметров не во всех массивах данных были выделены кластеры.

В результате кластерного анализа всех морфометрических показателей рельефа Кольского полуострова при параметрах алгоритма DPS q–4, $\beta = -0.5$ получены зоны, которые выделились в кластеры при обработки алгоритмом всех морфометрических параметров. Данные зоны предположительно и являются морфоструктурами. Комбинации сочетания уровней морфометрических параметров были выбраны на основе гистограммы, построенной по морфометрической карте. Анализ гистограммы распределения оригинальных сочетаний всех четырех показателей рельефа дал информацию об наиболее часто встречаемых комбинациях уровней морфометрических показателей.

Литература

1. Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Добровольский М.Н. Дискретные совершенные множества и их применение в кластерном анализе // Кибернетика и системный анализ. 2014. Т. 50. № 2. С. 17–32.

2. Агаян С.М., Богоутдинов Ш.Р., Добровольский М.Н. Об одном алгоритме поиска плотных областей и его геофизических приложениях // Доклады 15-й Всероссийской конференции «Математические методы распознавания образов. ММРО-15». 2011. С. 543–546.

3. *Антропов П.Я. и др.* Геология СССР. Карельская АССР. Том XXXVII. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, М., 1960. С. 74.

4. Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н. Анализ палеонапряжений по ориентировке трещин растяжения построением круговых диаграмм Мора (на примере жильно-прожилковых тел месторождения Базовское, Восточная Якутия) // Материалы IV молодежной тектонофизической школы-семинара: Тез. докл. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2015. С. 42–51.

5. Максимов А.В., Богданов Ю.Б., Воинова О.А., Коссовая О.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Балтийская. Лист Р-(35), 36. Петрозаводск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 400 с. + 3 вк.

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

7. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.

8. Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование. М.: Государственное изд-во географической литературы, 1952. 188 с.

9. Dataset|ALOS@EROC [Электронный ресурс]. URL: https://www.eorc.jaxa. jp/ALOS/en/dataset/aw3d30/aw3d30_e.htm (дата обращения: 03.02.2023).

10. Морфометрическая карта / Геологический словарь, Научно-исследовательский геологический институт [Электронный ресурс] URL:https://vsegei. ru/ru/public/sprav/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=80420 (дата обращения: 14.02.2023)

<u>Г.Д. Агранов¹, Е.П. Дубинин², А.Л. Грохольский²</u>

Влияние горячих точек на формирование микроконтинентов

Горячие точки (ГТ) имеют широкое распространение на Земле и играют важную роль в эволюции и развитии нашей планеты. Одним из основным результатом их влияния являются изменения геометрии границ литосферных плит в результате «притяжения» рифтовой зоны к прогретой и ослабленной области воздействия горячей точки (напр. влияние ГТ Афар) или многочисленных перескоков оси спрединга в сторону ослабленной литосферы (напр. перескок с хр. Эгир и формирование хр. Колбейнсей в Северной Атлантике). Именно перескок оси спрединга в стороны границы континент-океан чаще всего и приводит к отделению фрагментов континентальной коры и формированию микроконтинентов (рис. 1). Самыми яркими примерами микроконтинентов, сформировавшихся подобным образом являются эталонный микроконтинент Ян-Майен в Северной Атлантике, хр. Лакшми и Сейшельсике острова с северо-западной части Индийского океана и серия блоков Гольден Драак и Батавия в Юго-Восточном секторе Индийского океана. Именно об этих структурах пойдет речь в данной работе. Будет дана краткая геолого-геофизическая характеристика структур и приведены результаты физического моделирования формирования микроконтинентов, проведенных в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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



Рис. 1. Концептуальная модель формирования микроконтинента под влиянием плюма. (а) – формирование океанического бассейна в результате раскола двух континентов; (б) – перемещение молодой пассивной окраины в область существующего плюма; (в) – перескок хребта в сторону плюма, спрединг на новом хребте и изоляция микроконтинента.

1 – континентальная литосфера, 2 – океаническая литосфера, 3 – плюмовый материал астеносферы, 4 – направление движения плит, 5 – оси палеоспрединга, 6 – вулканогенно-осадочный материал [2]

<u>Микроконтинент Ян-Майн</u> располагается севернее о. Исландия, на сочленение двух спрединговых хребтов – хр. Колбейнсей и хр. Мона. Отделение микроконтинентального блока от восточной окраины Гренландии началось приблизительно 33.1 млн лет назад [9], когда Исландская горячая точка оказалась в районе молодой континентальной окраины, что привело к формированию в этой области новой рифтовой структуры, давшей начало спрединговому хребту Кольбейнсей, отделению узкой полосы континентальной окраины (хребет Ян-Майен) и прекращению спрединга на хребте Эгир.

Образование отмерших осей спрединга связано с гетерогенностью земной коры и с особенностями первичной сегментации рифтовой оси во время рифтогенеза. На начальных этапах растяжения континентальной коры зарождается система трещин, которые соединяясь друг с другом формируют крупные рифтовые долины. Но при определенном стечении обстоятельств две трещины формируют зону перекрытия. Блок в этой зоне деформируется, вращается. Со временем реализуется только одна из двух трещин, вторая же отмирает и становится осью палеоспрединга. В изучаемом регионе подобным хребтом является хребет Эгир, который сформировался в результате раскола между Североамериканской и Евроазиатской плитами, который начался в позднем плейстоцене – раннем зоцене (58-60 млн лет) [3]. Там также образовалась зона перекрытия, но блок в центре перекрытия практически не деформировался и трещина, которая шла с севера, полностью реализовалась, а южная в то время затухла, сформировав ось палеоспрединга (ранний Ипрский век, 49.7 млн лет). В то время под Гренландией уже действовала горячая точка. Из-за движения плит со временем, в Приабонском веке (33.1 млн лет) горячая точка оказалась под осью палеоспрединга. Из-за активности точки ось заново активизировалась и произошел перескок оси спрединга. В результате образовался микроконтинент Ян-Майн, на данный момент активная южная ось спрединга, северная отмерла и сформировала хребет Эгир, а горячая точка сформировала о. Исландия на срединно-океаническом хребте [9].

Хребет Лакшми, расположенный в прибрежном районе западного побережья Индии и является выдающейся асейсмической структурой. Он выражен в рельефе как поднятие северо-западного простирания и севернее 18°30'N по батиметрическим данным, не прослеживается. Изучение магнитных аномалий морского дна показывает, что хребет Лакшми представляет собой сопряжённую континентальную структуру, которая была отделена от Сейшельских островов, когда спрединг развивался вдоль хребта Карлсберг, во время аномалии C28n [6]. Приблизительно 67.6 млн лет назад в результате активизации горячей точки Реньон в районе континентальной окраины Индии началось раскрытие бассейна Лакшми и Гоп (между хр. Лакшми и западной окраиной Индии). Континентальный блок полностью отделяется от Индии приблизительно за 5 млн лет. Приблизительно 62.5 млн лет назад происходит следующий перескок рифтовой оси и формирование хр. Карлсберг. Спрединг на хребте начинается 61 млн лет назад, в результате чего от хр. Лакшми окончательно отделяются Сейшельский острова. В это время в бассейне

Лашкми высокая активность горячей точки Реньон, которая, вероятно, и спровоцировала данный перескок оси спрединга [5]. После этого деформация и развитие двух микроконтинентов прекращается.

Западная окраина абиссальной котловины Перт маркируется двумя возвышенностями в рельефе – <u>банка Батавия и банка Гольден-Драак</u>. Они возвышаются над окружающим морским дном более, чем на 3000 метров. Их формирование связано с высокой активностью плюма Кергелен во время раскрытия Индийского океана, которое началось приблизительно 200 млн лет назад. После длительного рифтогенеза, около 150 млн лет назад, в восточной части Восточной Гондваны произошло океаническое раскрытие между Индией и Австрало-Антарктическим материком, о чем свидетельствуют датировки океанических базальтов в бассейне Вартон [7]. Приблизительно через 45 млн лет, из-за активизации плюма Кергелен, происходит перескок оси спрединга из котловины Перт на окраину Индии. В результате этой системы перескоков оси спрединга, примерно 100 млн лет назад [7] также были отделены блоки Гольден-Драак, Батавия, Валлаби и Зенит, сформировавшие серию связанных микроконтинентов, вытянутых в линейную структуру.

Ключевой особенностью всех вышеописанных структур является влияние горячих точек на формирование перескоков оси спрединга и отделение континентальных блоков. Необходимо также заметить, что во всех трех случаях блоки являются вытянутыми хребтообразными структурами, хотя в последнем случае и разбитым на отдельные фрагменты.

Было проведено физическое моделирование формирования микроконтиеннтов под влиянием горячих точек в лаборатории экспериментальной геодинамики Музея землеведения МГУ. Эксперименты проводились в соответствии с условиями подобия и методиками, описанными в работах [1, 4].

Были проведены исследования по физическому моделированию структурообразующих деформаций, реконструирующих геотектонические процессы при формировании микроконтинентов данного типа. В рамках данной работы будут рассмотрены 3 серии экспериментов:

1) Моделирование образования зоны перекрытия при встречном продвижении двух рифтовых трещин. В модельной литосфере перед началом растяжения задавались две трещины. В процессе растяжения заданные трещины начинали продвигаться навстречу друг другу и образовывали зону перекрытия, которая в дальнейшем эволюционировала в микроконтинент. Данная серия посвящена изучению возможности формирования микроконтинентов без воздействия термической аномалии;

2) Моделирование образования зоны перекрытия при встречном продвижении двух трещин и введение горячей точки после образования зоны перекрытия. Данные эксперименты на начальном этапе схожи с экспериментами первой серии, но в момент образования зоны перекрытия вводилась локальная термическая аномалия, имитирующая горячую точку. Целью данной серии экспериментов было выявление влияния горячей точки на развитие рифтовых трещин в зоне перекрытия и на возможность перескока оси спрединга.

3) Последняя серия экспериментов была посвящена отделению линейно вытянутого континентального блока (хребта) под воздействием горячей точки вблизи границы континент–океан. В данной серии экспериментов на начальном этапе подготовки эксперимента задавалась ослабленная зона для локализации напряжений. После начала растяжения и формирования нескольких аккреционных валов, эксперимент приостанавливался на незначительный промежуток времени, после чего вблизи границы континент–океан запускался ЛИН (локальный источник нагрева) и делался небольшой разрез, после чего растяжение возобновлялось.

Физическое моделирование образования микроконтинентов под влиянием горячих точек показало хорошее соответствие с предполагаемой моделью формирования микроконтинентов Ян-Майен, Лашкми, Сейшельских островов и серии блоков Юго-Восточной части Индийского океана.

Литература

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Аналоговое моделирование структурообразующих деформаций литосферы в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. Т. 1. С. 76–94.

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

3. *Кохан А. В., Дубинин Е. П., Грохольский А. Л.* Геодинамические особенности структурообразования в спрединговых хребтах Арктики и Полярной // Вестник Крауц. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. № 19. С. 59–77.

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

5. *Bhattacharya G.C., Vadakkeyakath Y.* Plate-tectonic evolution of the deep ocean basins adjoining the western continental margin of India – a proposed model for the early opening scenario // Researchgate. 2015.

6. Collier J.S., Sansom V., Ishizuka O., Taylor R.N., Minshull T.A., Whitmarsh R.B. Age of Seychelles-India break-up // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 272. P. 264–277.

7. Gibbons A. D., Barckhausen U., Paul van den Bogaard, Hoernle K., Werner K., Whittaker J. M., Müller R. D. Constraining the Jurassic extent of Greater In-

dia: Tectonic evolution of the West Australian margin // Geochemistry Geophisics Geosystems. 2012. V.13. N 5. P. 1525–2027.

8. *Kimbell G.S., Ritchie J.D., Henderson A.F.* Three-dimensional gravity and magnetic modelling of the Irish sector of the NE Atlantic margin // Tectonophysics. 2010. N 486. P. 36–54.

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

П.Я. Азимов¹

Коллизионный этап развития восточной части Раахе-Ладожской области (зона сочленения Карельского кратона и Свекофеннского орогена)

Раахе-Ладожская область представляет собой зону перехода от Карельского кратона к Свекофеннскому аккреционному орогену. В отличие от Свекофеннского орогена, здесь присутствует архейский фундамент, на который ложатся протерозойские супракрустальные комплексы. Во время формирования Свекофеннского орогена они совместно подверглись метаморфизму и деформациям. В юго-восточной части Раахе-Ладожской области развит североладожский зональный метаморфический комплекс, уровень метаморфизма в котором меняется от зеленосланцевой фации на границе с кратоном до высокотемпературной амфиболитовой фации вблизи Мейерской надвиговой зоны, отделяющей Раахе-Ладожскую область от Свекофеннского орогена, в котором нет ювенильной архейской коры [1, 2]. Североладожский комплекс традиционно рассматривается как типичный зональный метаморфический комплекс бьюкенского (андалузит-силлиманитового) типа, характерного для аккреционных орогенов. Давления этого метаморфизма в Северном домене Приладожья, являющемся частью Раахе-Ладожской зоны, не превышают 4-5 кбар в его наиболее высокотемпературной части [1]. Однако в последнее время стали появляться петрологические данные, свидетельствующие о проявлении в пределах Североладожского комплекса метаморфических парагенезисов повышенных давлений [3-5], и геохронологические данные, указывающие на полиметаморфизм [4, 6].

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

Термобарометрическое исследование условий метаморфизма пород североладожского метаморфического комплекса показало, что парагенезисы повышенных давлений (до 9–10 кбар) встречаются не только в Мейерской надвиговой зоне, но и в пределах Северного домена Приладожья (рис. 1). Таким образом, нельзя считать, что метаморфизм повышенных давлений развит только в зоне надвига и связан со сдвиговыми деформациями в этой зоне, как это предполагалось в некоторых работах [3]. Отмечу, что концепции связи именно повышенных давлений с зонами сдвиговых деформаций противоречит и присутствие в Северном домене Приладожья сдвиговых зон с андалузитовыми парагенезисами. К одной из таких зон в районе Харлу приурочены андалузит-кордиеритовые метасоматиты [7].





2 – архейские породы: 1 – Карельского кратона, 2 – гранитогнейсы обрамлённых куполов; 3, 4 – палеопротерозойские породы: 3 – метаэффузивы и метаосадки сортавальской серии, 4 – метатурбидиты ладожской серии; 5, 6 –интрузивные породы: 5 – граниты-рапакиви Салминского массива (мезопротерозой), 6 – ультраосновные–основные породы интрузий Калаамо и Велимяки (палеопротерозой); 7 – проявления метаморфизма повышенных давлений в породах сортавальской и ладожской серий

Петрологические свидетельства указывают на более позднее развитие парагенезисов повышенных давлений, соответствующих барровианскому (кианит-силлиманитовому) типу метаморфизма, по сравнению с парагенезисами бьюкенского типа метаморфизма [4, 5]. Об этом же свидетельствуют и геохронологические данные [4]. Наложенный метаморфизм повышенных давлений установлен и в западной части Раахе-Ладожской области, в пределах Финляндии [8], что также свидетельствует о региональном характере этих метаморфических процессов.

Полиметаморфизм, устанавливаемый в Раахе-Ладожской области, является признаком нескольких последовательных тектонических эпизодов, приведших к метаморфическим преобразованиям. Эпизод метаморфизма, протекающий при повышенном давлении, можно связать с эпизодом тектонического сжатия в масштабе всей Раахе-Ладожской области, который приводит к формированию Мейерской надвиговой зоны и к проявлению транспресии в Раахе-Ладожской области, приводящей к формированию гранитогнейсовых куполов [9]. Для этого эпизода установлен возраст ~1800 млн лет [4]. Наиболее вероятной причиной такого сжатия является коллизия на завершающей стадии эволюции орогена.

Исследования выполнены при поддержке темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0002.

Литература

1. Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб: Изд. СПбГУ, 2000. 200 с.

2. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб: Наука, 2009. 328 с.

3. *Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смульская А.И.* Стресс-метаморфизм и стресс-метаморфиты в докембрии Приладожья // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 19–35.

4. Азимов П.Я., Ризванова Н.Г. Проявление позднесвекофеннского метаморфизма повышенных давлений в зональном метаморфическом комплексе Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2021. Т. 29. № 3. С. 292–308.

5. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б. Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита) // Петрология. 2022. Т. 30. № 2. С. 166–193.

6. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. 436 с.

7. *Нагайцев Ю.В.* О характере накопления лития и цезия в андалузиткордиерит-содержащих сланцах метасоматитах // Геохимия. 1997. № 7. С. 689–696.

8. *Hölttä P., Huhma H., Lahaye Y., et al.* Paleoproterozoic metamorphism in the northern Fennoscandian Shield: age constraints revealed by monazite // Int. Geol. Rev. 2020. V. 62. N. 3. P. 360–387.

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

Д.В. Алексеев¹, А.К. Худолей², С.Э. Дюфрэйн³, С. Глори⁴, И.А. Вишневская⁵, С.А. Семилеткин⁶, Е.Ф. Летникова⁷

Ранненеопротерозойские толщи преддугового прогиба Малого Каратау (Южный Казахстан): возраст, источники сноса и значение для реконструкций докембрийских континентов

Происхождение и эволюция докембрийских микроконтинентов в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) остаются слабо охарактеризованными из-за недостатка данных о возрасте, источниках сноса, обстановках накопления и корреляции докембрийских осадочных толщ. С целью реконструкции истории Ишим–Срединно-Тянь-Шаньского микроконтинента (ИСТ) – одного из крупнейших докембрийских блоков в западной части ЦАСП, мы провели комплексное стратиграфическое и геохронологическое исследование докембрийских толщ хребта Малый Каратау (МК) в Южном Казахстане, в пределах которого обнажаются наиболее представительные разрезы ИСТ. Были изучены U-Pb возрасты обломочных цирконов и апатитов, петрографические, геохимические и

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Canada

⁴ Department of Earth Sciences, University of Adelaide, Adelaide, Australia

⁵ Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

⁶ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия

⁷ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

изотопные (Nd) характеристики терригенных пород, а также проведено изотопное (Sr-C) хемостратиграфическое исследование карбонатных толщ [1].

В разрезах докембрия МК выделяются две фациальные зоны – Кокджотская на юго-западе и Каройская на северо-востоке, представленные преимущественно глубоководными и преимущественно мелководными отложениями, соответственно. Результаты U-Pb датирования обломочных цирконов и апатитов показывают, что в Кокджотской зоне осадконакопление происходило в период времени ~810-780 млн лет (кокджотская серия и большекаройская свита), и в Каройской зоне в период ~800-720 млн лет (коксуйская свита и малокаройская серия). Изотопные соотношения ⁸⁷Sr/86Sr (~0.706–0.707) свидетельствуют, что отложение карбонатных турбидитов в разрезах Кокджотской зоны и склоновых карбонатных брекчий и мелководных известняков джанытасской серии (шошкабулакская и тогузбайская свиты) в Каройской зоне также происходило в неопротерозое. С учетом возрастов обломочных цирконов в сопутствующих терригенных отложениях, возраст карбонатных отложений в обеих фациальных зонах оценивается как ~800 млн лет. Раннепалеозойский возраст карбонатных толщ, ранее предполагавшийся в ряде работ, нашими данными исключается, поскольку карбонаты нижнего палеозоя в глобальном масштабе характеризуются значительно более высокими отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (~0.708-0.709).

Распределения возрастов обломочных цирконов в песчаниках Кокджотской зоны характеризуются пиками ~800, 860, 1980, 2450, 2650 млн лет и практически полным отсутствием зерен с мезопротерозойскими возрастами 1000–1600 млн лет. В песчаниках коксуйской и актугайской свит в нижней части разреза Каройской зоны фиксируются похожие основные пики ~2000, 2420, 2650 млн лет в древней части спектра, но непротерозойские пики проявлены слабо. В туффитах курганской свиты в верхней части разреза Каройской зоны, напротив, доминируют цирконы с неопротерозойскими возрастами, (пики ~740 и 770 млн лет), а древние цирконы (пики ~1700, 1900, 2000 млн лет) представлены в меньших количествах. Обломочные апатиты имеют U-Pb возрасты близкие к возрастам цирконов, однако характерно полное отсутствие апатитов с возрастами более 2100 млн лет.

Результаты датирования обломочных цирконов и апатитов указывают, что источником сноса являлся континентальный массив с корой архейского и палеопротерозойского возраста (>1800 млн лет), с наложенным неопротерозойским магматическим поясом (~850–720 млн лет). О размыве архейской и палеопротерозойской континентальной коры свидетельствуют также отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, достигающие –20.2. Петрографический и химический составы обломочных пород также свидетельствуют, что их источником являлась континентальная магматическая дуга. Однако, наблюдавшиеся в шлифах обломки хромшпинелидов, как и аномально высокие концентрации хрома (до 4900 г/т!), отмечающиеся в коксуйской и актугайской свитах, указывают на присутствие в области размыва пород ультраосновного состава. Возрасты обломочных цирконов с U/Th>10 фиксируют метаморфическое событие в питающей провинции около 2000 млн лет (рис. 1, А). Также, метаморфическое событие с возрастом около 1800–1900 млн лет в источнике сноса фиксируется по U-Pb возрастам обломочных апатитов.

Ориентировка индикаторов течений в турбидитах в кокджотской зоне (~400 замеров) свидетельствует, что питающая область находилась западнее и северо-западнее МК в современных координатах, по-видимому в пределах ИСТ микроконтинента. Это предположение подтверждается также совпадением возрастов обломочных цирконов в МК с возрастами пород фундамента и неопротерозойской континентальной дуги ИСТ, протягивающейся из Улутау в Срединный Тянь-Шань. Распределение фаций в Каройской фациальной зоне МК указывает увеличение глубины бассейна осадконакопления к северо-востоку и предполагает, что океанический бассейн находился северо-восточнее МК. Положение между континентальной дугой на западе и северо-западе и океаническим бассейном на северо-востоке позволяет предполагать, что в раннем неопротерозое МК представлял преддуговой прогиб.

Сравнение возрастов магматических и метаморфических событий в областях сноса, (рис. 1, А–В), а также сопоставление неопротерозойских интрузивных и вулканических комплексов и осадочных фаций показывает, что ИСТ имеет значительное сходство с северным Таримом и северо-западными областями кратона Янцзы. Практически идентичные геологические истории предполагают, что в докембрии эти три региона представляли единый континентальный массив, для которого мы предлагаем название Улутау-Тарим-Янцзы (УТЯ). Предполагаемое положение трех блоков в пределах массива реконструировано с учетом конфигурации магматического пояса раннего неопротерозоя (рис. 1), а также рифтогенных бассейнов криогения и фациальной зональности отложений эдиакария и кембрия [1].

Рис. 1. Распределения U-Pb возрастов (слева) и отношения U/Th в зависимости от возраста (справа) обломочных цирконов из протерозойских толщ Малого Каратау (А), северного Тарима (Б), и северо-запада кратона Янцзы (В). N – число анализов. Внизу: реконструкция массива Улутау–Тарим–Янцзы на окраине Родинии для ~830–800 млн лет (по [1, 2]). На врезке – положение докембрийских блоков ИСТ, Тарим и Янцзы в структуре Евразии



Практически полное отсутствие мезопротерозойских обломочных цирконов с возрастами 1600-1000 млн лет в протерозойских отложениях ИСТ, северного Тарима и северо-западного Янцзы (рис. 1) свидетельствует об отсутствии сноса с орогенов гренвильского возраста (1300-950 млн лет), представлявших крупные области размыва в пределах суперконтинента Родиния. Это предполагает, что массив УТЯ либо находился в краевой области Родинии, на удалении от гренвильских орогенов, либо представлял независимый континент. С учетом того, что в период времени 950-840 млн лет, с севера и юга УТЯ окаймлялся континентальными магматическими дугами, наиболее полно выраженными в кратоне Янцзы дуги Паньси-Ханьнань (Panxi-Hannan) и Цзяннань (Jiangnan) [2] – второй вариант представляется более вероятным. Мы предполагаем, что массив Улутау-Тарим-Янцзы представлял независимый континент, существовавший отдельно от Родинии до 830 млн лет, и причленившийся к Родинии ~830-820 млн лет в результате коллизии в поясе Цзяннань между Янцзы и Катазией (Cathaysia) (рис. 1).

Литература

1. *Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane A.S., et al.* Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): Depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. V. 119. P. 313–340.

2. *Li S.Z., Li X.Y., Wang G.Z., et al.* Global Meso-Neoproterozoic plate reconstruction and formation mechanism for Precambrian basins: Constraints from three cratons in China // Earth–Science Reviews. 2019. V. 198. P. 102946.

К.Ф. Алёшина¹, А.М. Никишин¹

Прекращение спрединга океанической коры в прилаптевоморской части Евразийского бассейна 20 млн лет назад

Геология переходной зоны Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых в настоящий момент представляет собой дискуссионную тему. Для изучения южной части Евразийского бассейна были использованы:

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова





1) батиметрия дна, 2) данные по гравитационному и магнитному полям, 3) сейсмические профили МОВ ОГТ, 4) пробы горных пород, драгированных на склонах хребта Гаккеля и его осевой долины, 5) корреляция скважин по сейсмическим данным, 6) геология островов и сопряженных континентов.

В соответствии с моделью сейсмостратиграфии, разработанной для Евразийского бассейна в целом [1], на сейсмических профилях в его южной части была прокоррелирована разновозрастная граница акустического фундамента, а в осадочном чехле – отражающие горизонты с возрастами





Белым пунктиром показаны простирания поднятий в фундаменте, сформировавшиеся в указанное время. Цифры в квадратах – номера профилей, изображенных на рис. 1

45, 34, 20 млн лет. Возраст отражающих поверхностей был определен на основе: 1) датировки фундамента Евразийского бассейна по линейным магнитным аномалиям и 2) соображений о том, что осадочный чехол, перекрывающий поднятия в фундаменте, должен быть моложе этих поднятий.

Нами интерпретированы все российские сейсмические профили для Евразийского бассейна, примеры интерпретации показаны на рис. 1. Евразийский бассейн устроен примерно одинаково в разных районах. Исключением является прилаптевоморская часть Евразийского бассейна. Здесь происходит значительное увеличение мощности осадочного чехла, перекрывающего осевую рифтовую впадину: если севернее эта мощность составляет 0–0.5 секунд (рис. 1, профиль 1), то в прилаптевоморской части Евразийского бассейна она достигает 3 и более секунд (рис. 1, профиль 2). Возраст отложений, перекрывающих фундамент в южной части исследуемой области, по результатам корреляции составляет примерно от 20 млн лет. Из этого следует, что спрединг океанической коры в южной части бассейна закончился примерно 20 млн лет назад, и после этого рифтовая долина формировалась как внутриплитный рифт.

Результаты сейсмической корреляции акустического фундамента были использованы для расчета карты его поверхности во временном масштабе. Поскольку гравитационные и магнитные аномалии вытянуты вдоль оси Евразийского бассейна, то предполагалось, что локальные поднятия, которые выделяются в центральной части бассейна на сейсмопрофилях, также имеют линейное простирание. В тех районах шельфа, для которых сейсмопрофили в базе данных отсутствовали, данные по акустическому фундаменту были объединены с картой акустического фундамента района моря Лаптевых [1]. Построенная таким образом модель акустического фундамента южной части Евразийского бассейна объединяет в себе данные сейсморазведки, детальной батиметрии, а также магнитной и гравитационной съемки, и отражает современные представления о его спрединговой природе (рис. 2).

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

Литература

1. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф., Родина Е.А., Посаментиер Х., Фоулджер 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. Труды Геологического института РАН. Вып. № 632, 2022, 156 с. DOI: 10.54896/00023272 2022 632 1

Образование Западно-Сибирского осадочного бассейна в результате уплотнения пород в земной коре в отсутствие ее сильного растяжения

Значительная часть площади континентов и их окраин покрыта обширными и глубокими осадочными бассейнами. Следуя [1, 2], большинство исследователей объясняют образование таких структур сильным растяжением литосферного слоя – рифтогенезом. С этим механизмом связывается и формирование крупнейшего в мире Западно-Сибирского осадочного бассейна [3–5 и др.]. Предполагается, что сильное растяжение (рифтинг) произошло в нем во время крупных излияний траппов на рубеже перми и триаса. Последующее образование 5–6 км осадков в мезозое и кайнозое рассматривается как результат пострифтового, погружения. Развитие во времени пострифтового погружения хорошо изучено. Его характерной особенностью является экспоненциальное уменьшение скорости погружения во времени [2]. Согласно этой модели, в Западной Сибири каждые 70–80 млн лет можно было бы ожидать уменьшения скорости пострифтового погружения в e = 2.7 раз.

На севере Западной Сибири пробурены две сверхглубокие скважины – Тюменская (7502 м) и Ен-Яхинская (8250 м). Они вскрывают разрезы отложений с конца перми до низов мела. В этих разрезах примерно одинаковые мощности характерны для трех последовательных интервалов: средний–поздний триас, нижняя юра и средняя юра. Но продолжительности этих интервалов существенно различаются (46, 27 и 13 млн лет). В этой связи средняя скорость погружения в ранней юре оказывается в полтора раза выше, чем в среднем и позднем триасе. В средней юре скорость погружения была в два раза выше, чем в ранней юре и в три раза выше, чем в среднем–позднем триасе.

Согласно теоретической модели [2 и др.] на указанном интервале продолжительностью 86 млн лет пострифтовое погружение должно было бы замедлиться в несколько раз. В действительности за то же время погружение коры в области, прилегающей к скважинам, в несколько раз ускорилось. В таких условиях растяжение могло быть ответственным не более, чем за 10% от общего погружения коры. Такой же вывод может быть сделан на основе анализа протяженных сейсмогеологических разрезов, пересекающих северную часть Западной Сибири и Карское море.

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

² МГУ имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, Москва, Россия

Для объяснения крупных погружений коры без ее существенного растяжения часто предлагается упругий изгиб литосферного слоя. Глубина прогиба должна при этом увеличиваться по направлению к коллизионной границе. На западной и восточной границах Западной Сибири в мезозое и кайнозое столкновения плит не происходило. Глубина бассейна по направлению к этим границам не увеличивается, а уменьшается. В таких условиях погружение коры в результате изгиба литосферного слоя исключено. Образование глубоких прогибов связывают также с воздействием на литосферу нисходящих течений в нижележащей мантии. Для поддержания погружения коры в течение более 200 млн лет было бы необходимо, чтобы все это время под Западной Сибирью, дрейфовавшей в составе Сибирского палеоконтинента, в мантии существовали нисходящие потоки, не затрагивавшие области, прилегающие к прогибу. Существование в мантии таких течений крайне маловероятно.

В крупном бассейне Западной Сибири земная кора в региональном масштабе близка к изостатически равновесному положению. В отсутствие сильного растяжения коры образование на ней 5–6 км осадков должно быть скомпенсировано значительным уплотнением пород в нижней части коры в результате проградного метаморфизма. Более подробное рассмотрение приведено в работе [6].

Литература

1. Artemjev M.E., Artyushkov E.V. Structure and isostasy of the Baikal rift and the mechanism of rifting // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 1197–1211.

2. *McKenzie D*. Some remarks on the development of sedimentary basins // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–32.

3. Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В. Динамика нефтегазоносных басейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1145–1161.

4. Смирнов О.А., Бородкин В.Н., Лукашов А.В., Плавник А.Г., Трусов А.И. Региональная модель рифтогенеза и структурно-тектонического районирования севера Западной Сибири и Южно-Карской синеклизы по комплексу геолого-геофизических исследований // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2022. Т. 17. № 1. http://www.ngtp.ru/rub/2022/1_2022. html.

5. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1987. № 9. С. 3–11.

6. Артюшков Е. В., Чехович П. А. Западно-Сибирский осадочный бассейн. Отсутствие сильного растяжения земной коры по данным сверхглубокого бурения // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512, № 2. С. 90–99. doi: 10.31857/ s2686739723601175

Е.В. Архипова¹, Г.В. Брянцева², А.Д. Жигалин^{2,3}

Вариации мантийных событий как проявление глубинной геодинамики континентальной Евразии

Введение

Глубокофокусные землетрясения наиболее характерны для нижних частей зон субдукции и происходят в результате интенсивного преобразования океанической коры литосферных плит в процессе погружения под континентальные окраины или островные дуги на периферии Тихого океана. Анализ распределения этих событий во времени позволяет рассматривать их как проявление системных процессов в ходе постепенного сокращения Тихоокеанской впадины [1, 2]. Для континентальной Евразии проявления мантийных землетрясений сравнительно редки и связаны с различными факторами, включая деформации в глубоких частях зон коллизии Северной Евразии с плитами Гондванской группы, субдукцию в пределах локальных островных дуг Средиземноморья, всплывание мантийного диапира под Эгейским морем [3]. По-существу, глубокие события маркируют участки наиболее интенсивных и значимых современных геодинамических процессов в пределах Евразии. В ходе анализа пространственно-временного хода современных сейсмогеодинамических процессов в зоне сближения Северной Евразии и Аравии авторами выявлено близкое соответствие вариаций мантийной сейсмичности Карпатской зоны Вранча и Эгейского региона [4]. В основе представляемого доклада – анализ пространственного распределения и временных тенденций в изменении активности мантийных землетрясений Евразии и их сопоставление с выявлением возможных системных сейсмогеодинамических взаимодействий на мантийных глубинах.

¹ Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия

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

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

Методика исследований

На основе мирового каталога землетрясений USGS для временного интервала с 1973 по 2022 г. произведена выборка событий с гипоцентрами от 70 км. Минимальная магнитуда выборки была принята равной 4.5, общее число землетрясений составило 3253 события [5]. По данным выборки составлена карта эпицентров Евразии и выявлено 8 основных скоплений эпицентров глубоких землетрясений. Наиболее многочисленные группы мантийных событий обнаружены в пределах Памиро-Гиндукушского региона, Карпатской зоны Вранча, Крито-Эллинской дуги и Араканских гор на западе Бирмы. Меньшие скопления отмечены в районе Большого Кавказа, в пределах Загроса, в Гималаях, а также в пределах Сицилийско-Калабрийской островной дуги. Для выявления тенденций поведения сейсмических событий во времени для каждого из выделенных скоплений построены временные ряды числа землетрясений со скользящим осреднением по 5 годам и сдвигом в 1 год, построены графики временных рядов и выполнено их корреляционное сопоставление. На основе полученных результатов сделаны выводы по особенностям поведения сейсмических событий во времени.

Обстановки проявления мантийных землетрясений

Основное большинство мантийных землетрясений происходит в зонах коллизии, на участках наиболее интенсивного сжатия с вовлечением глубинных горизонтов. Более 70% от общего числа событий произошло во фронтальной части зоны коллизии Индостана и Евразии, около 15% – в районе Араканских гор – в юго-восточной части той же зоны. Около 3% мантийных событий произошло в пределах зоны Вранча, расположенной в юго-восточном изгибе Карпатской петли – в области коллизии Адриатической микроплиты и Евразии. Сравнительно небольшое количество глубоких землетрясений приурочено к глубинным разломам в осевой части Большого Кавказа, а также в пределах Гималаев и Загроса, расположенных на северо-восточных флангах Аравийско-Евразийской и Индостано-Евразийской коллизионных зон.

Значительное число мантийных землетрясений приурочено к Крито-Эллинской и Сицилийско-Калабрийской островным дугам, расположенным, соответственно в Восточном и в Центральном Средиземноморье. Наиболее сейсмоактивной является Крито-Эллинская дуга, которая является геодинамическим убежищем для оттока горных масс из области сближения Евразии и Аравии в юго-западном направлении. Кроме того, под Эгейским морем отмечается всплывание мантийного диапира с дополнительным прогревом и усилением сейсмичности в целом, а также с проявлением активности мантийных землетрясений. Всего здесь произошло 166 событий с $M_{\min} \ge 5$ на глубинах от 70 до 200 км, что составляет около 5% от общего числа глубоких землетрясений Евразии за рассматриваемый период с 1973 по 2022 гг.

Распределение сейсмичности по глубине

Основное большинство глубоких событий Евразии имеет очаги на глубинах не более 200 км. Есть только 2 региона, в пределах которых гипоцентры землетрясений распределены в более широком диапазоне. Один из них – это Сицилийско-Калабрийская дуга, в пределах которой максимум активности наблюдается на уровне от 200 до 300 км, но очаги 78 событий распределены в интервале от 300 до 500 км. Второй – Памиро-Гиндукушский сейсмоактивный регион, в пределах которого гипоцентры 1683 событий находятся в промежутке от 70 до 200 км, но еще 570 событий рассредоточены в диапазоне от 200 до 300 км.

Сравнительный анализ временных рядов

При корреляционном сопоставлении временных рядов высоких коэффициентов корреляции не выявлено, что свидетельствует о высокой

Таблица 1

Корреляция временных рядов числа землетрясений Евразии со скользящим осреднением по 5 гг. и сдвигом в 1 гг. в диапазоне глубин более 70 км

	CK	K	КЭ	КЗ	3	ПГ	Г	А
CK		-0,02	0,34	-0,06	-0,18	0,08	-0,30	-0,58
K	-0,02		0,46	-0,03	0,33	0,28	0,36	0,08
КЭ	0,34	0,46		-0,34	-0,37	0,34	-0,18	0,12
КЗ	-0,06	-0,03	-0,34		0,36	-0,19	-0,15	-0,11
3	-0,18	0,33	-0,37	0,36		-0,31	0,65	-0,16
ПГ	0,08	0,28	0,34	-0,19	-0,31		-0,02	0,15
Г	-0,30	0,36	-0,18	-0,15	0,65	-0,02		-0,14
А	-0,58	0,08	0,12	-0,11	-0,16	0,15	-0,14	

Примечание. СК – Сицилийско-Калабрийская дуга, К – Карпатская зона Вранча, КЭ – Крито-Эллинская дуга, КЗ – Большой Кавказ, З – Загрос, ПГ – Памиро-Гиндукушская зона, Г – Гималаи, А – Араканские горы.



Рис. 1. Вариации глубинных землетрясений Карпатской зоны Вранча и Крито-Эллинской дуги. Графики временных рядов годового количества землетрясений с *M* от 4.5 со скользящим осреднением по 5 гг. и сдвигом в 1 год для периода с 1973 по 2022 г.

автономии региональных сейсмотектонических процессов на мантийных глубинах (табл. 1). Вместе с тем, отмечено близкое соответствие временных рядов Крито-Эллинской дуги и зоны Вранча (рис. 1). Ранее это соответствие уже отмечалось в работе [4] для землетрясений с глубинами гипоцентров более 100 км. Некоторая корреляция с коэффициентами от 0.28 до 0.36 отмечена для глубоких землетрясений Большого Кавказа, Загроса и Гималаев, положительная корреляция с коэффициентом 0.34 выявлена для временных рядов Памиро-Гиндукушских землетрясений и сейсмичности Крито-Эллинской дуги. При достаточно разнообразном поведении графиков временных рядов общей тенденцией для всех регионов стало некоторое снижение активности мантийных землетрясений к концу рассматриваемого периода.

Выводы

Подводя итог, можно сделать следующие выводы:

1. На территории Евразии выявлено 8 групп сейсмических событий с глубинами очагов более 70 км. Подавляющее большинство событий сконцентрировано в диапазоне до 200 км. Исключением является Памиро-Гиндукушская зона, где достаточно много очагов находится в интервале от 200 до 300 км, а также Сицилийско-Калабрийская дуга, в пределах которой гипоцентры землетрясений рассеяны на глубинах до 500 км.

2. Близкое соответствие временных тенденций обнаружено для сейсмичности Карпатской зоны Вранча и Крито-Эллинской дуги и может быть связано с единым влиянием коллизионных процессов в области сближения Евразии и Аравии.

3. Определенное сходство отмечено для временных вариаций глубоких событий на восточных флангах зон коллизии Евразии с Индостаном и Аравией. Для Загроса, Большого Кавказа и Гималаев характерно сравнительно небольшое число глубоких событий, но при этом их временной ход обнаруживает некоторую корреляцию. Присутствие мантийных событий, а также сходство их временного хода может свидетельствовать в пользу синхронного усиления коллизионных процессов на восточных флангах этих зон.

4. Отсутствие высоких корреляций временного хода мантийных событий для выделенных групп в целом обусловлено наложением множества процессов локального и регионального характера, способных оказывать влияние на процессы накопления и разрядки напряжений в ходе сближения Северной Евразии с плитами Гондванской группы. Вместе с тем, наличие общей для всех групп тенденции к снижению глубинной активности в конце рассматриваемого периода, а также определенное сходство временного хода событий для отдельных групп, по-видимому, указывает на то, что реализация сейсмических сценариев происходит под влиянием единого управляющего начала.

Литература

1. Архипова Е.В., Анисимова О.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С. Сейсмичность как индикатор системного геодинамического взаимодействия тектонических структур литосферы // Глубинное строение, минерагения, современная геодинамика и сейсмичность Восточно-Европейской платформы и сопредельных регионов. Материалы Всероссийской конференции с международным участием. г. Воронеж, 25–30 сентября 2016 г. / Под ред. Н.М. Чернышова, Л.И. Надежка. Воронеж: Издательско-полиграфический центр «Научная книга», 2016. С. 59–62.

2. Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С. Современный сейсмогеодинамический режим островодужной окраины Тихого океана // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 2017. С. 24–28.

3. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.

4. *Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Брянцева Г.В.* Пространственно-временной ход современных сейсмогеодинамических процессов в зоне сближения Евразии и Аравии // Проблемы комплексного геофизического монито-

ринга сейсмоактивных регионов. Труды Девятой Всероссийск. науч.-техн. конф. с международ. уч. Петропавловск-Камчатский. 24–30 сентября 2023 г. / Отв. ред. Д.В. Чебров. Петропавловск-Камчатский: КФ ФИЦ ЕГС РАН, 2023. С. 129–133. URL: https://www.emsd.ru/files/conf2023/collection2023.pdf (дата обращения: 14.10.2023)

5. Мировой каталог землетрясений геологической службы USGS. URL: https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/ (дата обращения: 22.09.2023)

Д.А. Астафьев¹

Результаты изучения бассейногенеза и нефтегазоносности во взаимосвязи с глубинным строением и геодинамикой Земли

Имеющиеся геолого-геофизические материалы как по строению О и нефтегазоносных бассейнов (НГБ), так и Земли в целом, а также современные объяснения геодинамического механизма её эволюции, позволяют говорить о новом достигнутом уровне знаний в геологии. В эти годы формирование и геодинамическая эволюция О и НГБ рассматривались обычно на основе концепции тектоники литосферных плит (ТЛП), но иногда, в зависимости от мировоззрения авторов, и с фиксистской позиции. В частности, в проблеме бассейногенеза причины образования мощного осадочного чехла объяснялись прогибанием земной коры под воздействием процесса утяжеления нижней части земной коры и верхней мантии, вызванного гранулитизацией и/или эклогитизацией [3].

Однако, по данным ГСЗ четко выраженных линз гранулит-эклогитовых пород под гипоцентрами О и НГБ не наблюдается, а слои с пониженными скоростями Р- и S-волн в верхней мантии распространены как под О и НГБ, так и далеко за их границами. Например, на профиле ГСЗ Берёзово – Усть-Мая предполагаемые слои утяжеленной мантии прослеживаются от Уральского складчатого пояса как под Западно-Сибирским НГБ, так и под всей Восточной Сибирью. Кроме того, при таком объяснении механизма прогибания земной коры в областях формирования О и НГБ остается непонятной роль нижележащей части мантии, какова её структура и почему длительное время (десятки и сотни миллионов лет) прогибание продолжается, мантийные и глубоко мантийные структуры сохраняются,

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

несмотря на латеральное движение континентов на тысячи километров. При этом, как считается, латеральные перемещения континентальных и океанических плит происходят за счет конвекции в астеносфере или скольжения по астеносфере. Допускается и общемантийная, и даже двухи многоярусная конвекция [3, 4, 6], при которых невозможно сохранение глубоко мантийных радиальных структур, а они под тектонически активными областями, к которым относятся О и НГБ, достоверно картируются сейсмотомографией [7].

В этой связи бассейногенез на Земле необходимо рассмотреть во взаимосвязи с глубинным строением, в том числе и с радиальными структурами подкоровой мантии практически на всю её толщину, а также геодинамикой как региональной, так и планетарной. Вместе с тем, и ныне господствующая концепция ТЛП также требует уточнения [4–6], так как до настоящего времени остаются проблематичными строение и перемещение вещества подлитосферной мантии, а также роль и влияние на мантийно-коровые процессы ядра Земли.

Изучение указанных проблем позволило получить следующие результаты.

1. Рифто- и бассейногенез на Земле – эти явления планетарного масштаба, связанные с многоэтапным процессом формирования континентов и океанов. Чем менее зрелая литосфера, тем чаще происходит процесс её деструкции, связанный с мантийным восходящим магматизмом, ассимиляцией нижней части коры и, по сути, возвратом корового вещества в мантию, дроблением области литосферы на блоки и неравномерным их гравитационным погружением вместе с нижележащим мантийным веществом на раздел ядро-мантия. Образование большинства О и НГБ вызвано дайвинг-рифтогенной деструкцией области коромантийной оболочки, обусловленной фазовыми переходами и формированием термоплюмов на разделе ядро-мантия, неравномерным (дискретным во времени и в контурах будущего бассейна) гравитационным погружением столбчатых тел коромантийной оболочки, декомпрессией и встречным восходящим мантийным магматизмом, в совокупности приводящими к тектоно-магматической переработке, ассимиляции пород нижней части земной коры, погружению, и длительной седиментации в надрифтовых депрессиях. Статистически установлена следующая закономерность: для формирующихся НГБ на один объём пород осадочного чехла в мантию возвращается до двух объёмов пород консолидированной коры [1].

2. Крупные НГБ можно рассматривать в виде субрадиального деструктивного канала от раздела ядро-мантия до поверхности. Такой канал представляется в виде области, вероятно, сквозной столбчатой деструкции коромантийного вещества, обеспечивающей встречный по отношению к неравномерному дискретному дайвингу восходящий к поверхности магматизм с выносом выделившихся глубинных флюидов, в том числе водорода, за счет декомпрессии на границах столбчатых тел. Верхняя часть этого канала завершается рифтом, или рифтовой системой с надрифтовой депрессией в земной коре. В дальнейшем эта область преобразуется в ороген или консолидируется, а подкоровая (мантийная) часть области столбчатой деструкции сокращается в размерах и восстанавливает петрофизические и сейсмологические характеристики до значений, близких к межбассейновым областям платформ.

Теперь О и НГБ на Земле можно представлять как образования коромантийной оболочки, они являются следствием фазовых переходов и формирования термоплюмов на разделе ядро-мантия, дайвинг-рифтогенной деструкции областей коромантийной оболочки над термоплюмами и синхронного действия магмофлюидодинамической системы в мантии, консолидированных породах фундамента и осадочного чехла.

Наиболее крупные зоны нефтегазонакопления в НГБ приурочены к межрифтовым, внутририфтовым гипсометрически приподнятым блокам в центральных и осевых областях НГБ (Западно-Сибирский, Персидский, Тимано-Печорский, Североморский НГБ и др.), а также к крупным межразломным и приразломным блокам в краевых областях (Прикаспийский и большинство НГБ с богатой нефтегазоносностью осевых и центральных зон).

Наиболее интенсивные процессы образования и аккумуляции УВ происходят в бассейнах, находящихся на стадиях формирования надрифтовых депрессий и начального этапа аккреции. В эти периоды наблюдаются газовые столбы, как над формирующимися залежами, так и сквозные – из фундамента к залежам и далее к поверхности (месторождения на Сахалинском, Западно-Камчатском, Южно-Каспийском шельфе). При этом наблюдается максимально возможное заполнение ловушек УВ даже с плохими флюидоупорами, а также непредсказуемое чередование залежей по фазовому составу и типу УВ флюида.

3. Впервые обоснована новая иерархия в тектонической и геодинамической делимости Земли, а именно выявлены и объяснены три планетарные конвективные ячейки Бенара g-типа в коромантийной оболочке: Африкано-Евразиатско-Австрало-Западно-Тихоокеанская, Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая [2]. Получается, что не литосферные плиты, а коромантийные плиты (или точнее коромантийные сектора) образуют группировки, представляющие собой конвективные ячейки Бенара g-типа [1, 2]. Кроме того, движение коромантийных секторов внутри таких группировок осуществляется не по астеносфере, а по слою D" или по поверхности внешнего жидкого ядра Земли.

Геодинамические процессы, в частности, в виде разноскоростного, хотя и медленного, движения континентальных и океанических короман-

тийных плит, осуществляются практически обособленно в границах выделенных группировок коромантийных плит.

4. Установлены взаимосвязи О и НГБ, а также других тектонических элементов земной коры с мантийными радиальными и субрадиальными структурами и процессами на всю толщину коромантийной оболочки. Такое строение объясняет длительное сохранение сквозных коромантийных структур окраин континентов и активных тектонических элементов внутри континентов в процессе латерального движения коромантийных секторов (а не литосферных плит) и их группировок по разделу ядромантия (а не по астеносфере), что подтверждает важнейшее положение фиксистской концепции В.В. Белоусова о сквозных тектонических режимах. Первичными доминирующими и наиболее активными процессами, «запускающими» конвекцию в коромантийной оболочке Земли являются: дайвинг-деструктивный (он же наиболее мощный и доминирующий) процесс в поясах субдукции на активных окраинах континентов, и менее мощные процессы деструкции, связанные с рифто- и бассейногенезом на пассивных и трансформных окраинах континентов, а также внутри континентов. Апвеллинг и спрединг в поясах и областях срединно-океанических хребтов (рифтов) являются вторичными (зависимыми, пассивными) процессами. При этом происходит формирование не только новой океанической литосферы, но и океанической коромантийной оболочки на всю её толщину во всех океанах. Пояса и области апвеллинга-спрединга рано или поздно поглощаются поясами субдукциидайвинга, даже несмотря на мощнейший апвеллинг и спрединг, например, в Тихом океане. Учитывая предельный возраст океанической коры (около 150 млн лет), полное обновление океанических коромантийных секторов могло произойти не менее 30 раз с рециклингом углерода, циркона и др. термостойких образований! Такой геодинамический механизм соответствует земной масштабности и слаженности планетарного процесса эволюции Земли, так как тонкая (200–230 км), невыдержанная по толщине и глубине залегания, протяженная (например, для Западно-Тихоокеанской плиты более 15 тыс. км только в широтном направлении) и прерывистая по данным сейсмотомографии астеносфера явно неспособна обеспечить синхронность перемещения частей литосферных плит по всей площади.

5. Зарождение и эволюция О и НГБ дайвинг-деструктивных областей на континентах и их окраинах независимо от возраста и тектонической приуроченности включает шесть основных этапов: А – зарождение термоплюма, начало дайвинг-рифтогенной деструкции коромантийной оболочки и появление континентальных рифтов, Б – рост термоплюма, усиление деструкции, формирование надрифтовых депрессий, В – сформировавшегося осадочного бассейна, Г – остывание термоплюма, начальный

этап трансформации окраин осадочного бассейна, Д – зрелого орогена, Е – частичной или полной денудации и восстановления состояния коры, близкого к первоначальному.

В конкретных регионах и геодинамических обстановках возможно полное или частичное и даже неоднократное повторение данной эволюционной последовательности. Так происходит континентогенез с медленным возвратом корового вещества в мантию, поглощением нижнемантийного вещества в слой D» и внешнее ядро с синхронным расходованием вещества из слоя D» и внешнего ядра на подпитку постоянно действующего апвеллинга под океаническими рифтами.

6. С учетом текущего состояния поисково-разведочных работ на нефть и газ, новые открытия крупных месторождений УВ с высокой вероятностью прогнозируются и планируются на внутририфтовых, межрифтовых, межразломных и приразломных структурах и ловушках антиклинального, неантиклинального и комбинированного типа на шельфах Баренцева, Карского и Охотского морей, а также допускаются в пределах слабоизученных территорий Енисей-Хатангского прогиба и в акваториях Восточно-Арктических морей. Однако, судя по результатам проведенных геолого-разведочных работ, перечисленные слабоизученные регионы характеризуются пока недостаточно достоверными перспективами в плане возможности подготовки крупных локализованных запасов газа и тем более нефти, особенно Восточно-Арктический. Аналогичные проблемы сохраняются для Северо-Карской, Анадырской, Хатырской и др. областей с относительно малоразмерными и не очень глубокими рифтогенными впадинами.

7. Обоснована целесообразность продолжения регионального и глубинного изучения России и приграничных регионов системой сейсмотомографических профилей и отдельными скважинами научного и параметрического бурения в комплексе с GPS-ГЛОНАСС съёмками, аэро- и наземными геофизическими и геодезическими методами в режиме мониторинга [1]. Результатом таких работ ожидается детализация глубинной структуры О и НГБ, геодинамики и кинематики тектонических блоков с крупными зонами нефтегазонакопления и отдельными гигантскими месторождениями УВ, а в перспективе разработка технологии контроля и управления напряженным состоянием недр на участках крупных зон нефтегазонакопления, открывающая возможности повышения коэффициентов извлечения УВ, а также более достоверного контроля сейсмичности в районах расположения населенных пунктов, важных и опасных промышленных сооружений (трасс газо- и нефтепроводов, плотин, АЭС и др.).

Таким образом, выполненные обобщения геолого-геофизических материалов по О и НГБ, а также внутри- и окраинноконтинентальным рифтам,

орогенам, поясам и областям субдукции и апвеллинга, континенто- и океаногенезу во взаимосвязи с глубинным строением, региональной и планетарной геодинамикой Земли позволяют существенно уточнить концепцию тектоники литосферных плит в совокупности с плюмовой геодинамикой и производными от плюмов (преимущественно от суперплюмов) возможными обособленными подлитосферными течениями. В действительности на Земле в настоящее время реализуется геодинамика коромантийных секторов и их группировок, а с учетом активных процессов и разноплановых движений ядра (внешнего и внутреннего), влияния его на перемещения вещества мантийной оболочки и земной коры, очевидно, что на Земле реализуется активная объёмная геодинамика.

Литература

1. Астафьев Д.А. Современные проблемы и альтернативные идеи изучения глубинного строения нефтегазоносных бассейнов, геодинамики и нафтидогенеза. Научно-технический сборник // Вести газовой науки. 2023. № 1. С. 263–276.

2. Астафьев Д.А. Иерархия тектонической делимости и масштабности геодинамических процессов в коромантийной оболочке Земли // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 1. Материалы L тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 23–27.

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

4. *Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю*. Геология мантии Земли. М.: ГЕОС, 2010. 140 с.

5. *Трифонов В.Г., Соколов С.Ю*. На пути к постплейт-тектонике // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 7. С. 605–615.

6. Хаин В.Е., Филатова Н.И. Рецензия на монографию суперплюмы: «За пределами тектоники плит» // Геотектоника. 2010. № 1. С. 87–91.

7. *David C. Rubie, Rob D. van der Hilst.* Processes and consequences of deep subduction: introduction // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 127. P. 1–7.

Влияние надвиговых движений на размещение ореолов ртутной минерализации (Западная Сибирь, юго-восток Восточно-Европейской платформы)

Благодоря работам Валеева Р.Н., Камалетдинова М.А., Казанцевой Т.Т., Казанцева Ю.В., Кавеева И.Х., Степанова В.П. и многих других геологов стало известно широкое развитие надвиговых движений в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции [3]. Влияние надвиговых движений в размещении залежей углеводородов и ряда твердых полезных ископаемых хорошо известно. Например, для ртути установлено, что в условиях растяжения происходит ее рассеивание, а в условиях сжатия – концентрирование [5, 8]. Согласно Чайкину В.Г. в Донецкой минерагенической зоне скопления ртути контролируются системой субмеридиональных взбросо-надвигов глубокого заложения Донецкого кряжа (антимонит-киноварный минеральный тип). В Токмовской минерагеничекой зоне скопления ртути контролируются Камско-Сурской системой надвигов (самородно ртутный минеральный тип) [8]. В Бельском прогибе Предуральского краевого прогиба ореолы рассеяния ртути установлены в структурах бортовых и осевых зон [6]. Согласно Казанцеву Ю.В. все структуры в Бельском прогибе контролируются надвигами [3], таким образом следует предполагать, что ореолы рассеяния ртути также контролируются структурами надвигового происхождения.

Для Западной Сибири Лукин А.Е., Гарипов О.М. [5] установили ртутную зараженность юрских отложений и выделили Среднеширотный Приобский ртутный пояс. Аномальные содержания ртути (до 600 г/т и более) характерны для доманикоидов (баженовская свита), битуминозных и глинисто-битуминозных пород, сидеритовых конкреций и сульфидных стяжений.

Надо отметить: в Среднеширотном Приобском ртутном поясе скважины, пробуренные в районе Пимского вала (скв. 234 Усть-Балыкская, скв. 61 Солкинская, скв. 6 Мало-Балыкская), вскрыли породы ультраосновного состава (серпентиниты), что свидетельствует о надвиговой природе Большеюганского разлома [4].

При этом в осадочных нефтегазоносных бассейнах надвиговые движения происходят по некомпетентным породам, обогащенным органическими веществами типа доманика. Согласно автору, надвиговые движения по баженовским отложениям типа доманика привели к формированию

¹ ООО «ЦСМРнефть» при АН РТ, Казань, Россия
сланцевых месторождений в Среднем Приобье (Салымская группа месторождений) [1]. Наблюдается парагенетическая связь повышенной битуминозности вмещающих пород и ртутной минерализации на площадях распространения нефтегазоносности: Оренбургское Предуралье, Среднее Приобье (ЗападнаяСибирь), Припятское, Днепровско-Донецкая впадина, Кавказ, Туранская плита, Запад Средней Азии, Эмбенский район, Тимано-Печорская провинция, Восточно-Европейская и Сибирская платформы.

В названных регионах нефтеносность связывают с потенциально нефтематеринскими породами типа доманика, которые отлагались в седиментационных бассейнах с сероводородным заражением. Современным аналогом отложений типа доманика являются эвскинские осадки сероводородного заражения Черного моря. Эти осадки Черного моря характеризуются высокими содержаниями ртути, чем осадки Каспийского и Охотского морей. Причиной повышенного содержания ртути в осадках Черного моря связывают с сероводородным заражении вод этого бассейна (количество сероводорода у дна достигает 6 см³/л), способствующем высаживанию ртути совместно с сульфидами железа. В поверхностном слое осадков современных морей и океанов ртуть выявляет тесную связь с глинистой фракцией, где она сорбируется илистыми частицами и осаждается с сульфидами железа в условиях некомпенсированного осадконакопления. Но уже в процессе раннего диагенеза, как в рыхлом осадке, происходит ее перераспределение, связь ртути с глинистой фракцией утрачивается, а более поздние процессы диагенеза приводят к дальнейшему ее перемещению при надвиговых движениях.

Тектоническим аналогом Большеюганского надвига на юго-востоке Восточно-Европейской платформы является Жигулевский надвиг, состоящий из цепочек локальных нефтеносных антиклиналей, протягивающихся в субширотном направлении на расстояние до 550 км [2–4]. В скв. 452 песчаники аптского яруса надвинуты на глины альба, в скв.147 глины верхней юры (келловей) – на глины нижнего мела (готерив), в скв. 453 карбонаты сакмарского яруса нижней перми располагаются тектонически на глинах оксфордского яруса верхней перми, а в скв.147 известняки верхнего карбона (мячковский горизонт) – на известняках верхнего карбона.

По материалам опубликованных работ на юго-востоке Восточно-Европейской платформы, где расположен Жигулевский пояс надвигов, выделяется широтная полоса размещения ореолов ртутной минерализаций, названной нами Субширотный Приволжский ртутный пояс. Лихоман О.А. отмечает, что шлиховые ореолы киновари выявлены вокруг 32 нефтеносных структур в Оренбургской области и вокруг 14 – в Саратовской области [6]. Аномалии ртути (до 2 г/т), пространственно приурочены к месторождениям нефти, обнаруженным в последнее время в верхнепермских отложениях Республики Татарстан [7], где распространены обогащенные органическими веществами лингуловые глины типа доманика, по которым происходили надвиговые движения [1]. А еще одно свидетельство, указывающее на присутствие благородных металлов в Самарской области, было опубликовано геологом А.Плаховым в газете «Волжская коммуна» 12 сентября 1935 года: «...летом в устье родника все горные породы и почва покрывались белой серебристой плесенью. Вскоре мне удалось из куска найденного пирита (весом в 250 граммов) при разложении добыть 25 граммов чистой ртути и немного золота и серебра.» [9].

По мнению автора, первоначальное обогащение ртутью осадков происходит в областях опускания с некомпенсированным осадконакоплением, где формировались отложения типа доманика, обогащенные органическими веществами. В результате надвиговых движений по этим отложениям происходило продуцирование углеводородов и их миграция совместно с ртутью, что и обусловило парагенетическую связь углеводородов и ртути. Структуры, к которым приурочены залежи нефти и ртутная минерализация имеют надвиговое происхождение.

Метод сравнительной тектоники представляет не только большой научный, но и практический интерес в прогнозировании полезных ископаемых. Как отмечал Н.С. Шатский (1964), метод сравнительной тектоники «...позволяет установить тектонические гомологи, иногда и сильно отличающиеся в деталях, но сходные по происхождению, позволяет глубже и подробнее выяснить процесс развития структур». Проведенный сравнительный тектонический анализ таких, казалось бы, различных по строению и происхождению областей, как древняя докембрийская Восточно-Европейская платформа и молодая эпигерценская Западно-Сибирская плита, является предпосылкой для прогнозирования нового Субширотного Приуральско-Приволжскиго ртутного пояса.

Проведенный мелкомасштабный прогноз предшествует средне- и крупномасштабным прогнозам, т.к. только с его помощью мы сможем раскрыть целый ряд новых ранее неизвестных или недостаточно оцененных явлений и закономерностей формирования и пространственного размещения полезных ископаемых.

Литература

1. Аухатов Я.Г. Надвиговые движения и нефтеносность доманиковых отложений// Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы 51 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 41–44.

2. Газизова С.А., Аухатов Я.Г. Сравнительный тектонический анализ нефтегазоносных структур Волго-Уральской области и Западной Сибири // Геология. Изв. ОНЗиЭ АН РБ. 2010. № 15. С. 86–89. 3. *Казанцев Ю*.В., Казанцева Т.Т. Структурная геология юго-востока Восточно-Европейской платформы. Уфа: Изд-во Гилем, 2001. 234 с.

4. Кавеев И.Х., Газизова С.А., Исмагилова Г.М. Сравнительный анализ структур Жигулевского вала Восточно-Европейской платформы и Сургутского мегавала Западно-Сибирской плиты // Аллохтонные структуры в земной коре и связь с ними полезных ископаемых. Уфа, 1987.С. 62–67.

5. Лукин А.Е., Гарипов О.М. О Среднеширотно-Приобском ртутном поясе Западной Сибири // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 6. С. 1198–1201.

6. Лихоман О.А. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории юго-востока Восточно-Европейской платформы // Материалы 1X Всероссийского литологического соовещания «Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей». Казань: Изд-во КГУ, 2019. С. 260–262.

7. Сунгатуллин Р.Х., Хазиев М.И., Швыдкин Э. Геолого-геохимические предпосылки поисков углеводородов // Бурение и нефть. 2004. С. 6–8.

8. *Чайкин В.Г.* К рудоносости Сурско-Камской системы надвигов // ДАН СССР. 1984. Т. 286. №2. С. 438–441.

9. Site:xn----7sbbaazuatxpyidedi7gqh.xn--p1ai. Историческая-Самара, рф.

<u>И.И. Бабарина¹, П.Я. Азимов²</u>

Соотношение неоднородно переработанных блоков фундамента юго-западного форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита представляет собой фундамент ЮЗ форланда позднепалеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизионного орогена [1]. Ранее в БП мы выделили крупные домены (блоки) с разной степенью структурно-вещественной переработки в позднем палеопротерозое [2]. В ходе дальнейших исследований было установлено, что необходима корректировка границ блоков и уточнение их соотношений.

Целью данной работы являлось изучение соотношений двух блоков – Гридинского и Кирбейского (рис. 1, а) в восточной части БП (рис. 1, б).

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

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия



Рис. 1. Геолого-структурная карта района Пурнаволок-Гридино (а). На врезках: (б) – местоположение района исследования на тектонической схеме востока Фенноскандии; (в) – соотношение Гридинского и Кирбейского блоков на схематическом разрезе

Гридинский блок (нижний) расположен на севере Гридинской зоны эклогитсодержащего меланжа, которая давно и подробно исследована [3, 4]. В ее строении участвуют рои палеопротерозойских базитовых даек (2.45–2.1 млрд лет), которые, не смотря на преобразования (1.9 млрд лет) в эклогитовой фации метаморфизма [5], почти не деформированы и сохраняют интрузивные соотношения с породами архейской рамы. Архейская рама представлена сложнодислоцированными в период неоархейского тектогенеза ТТГ гнейсами и метаэндербитами с горизонтами и линзами, насыщенными будинами метабазитов (включая эклогиты), метапироксенитов и других экзотических пород. Хорошая сохранность архейской структуры свидетельствует о том, что в ходе позднепалеопротерозойской коллизии этот фрагмент коры имел свойства жесткого тела, его метаморфические преобразования на пике лапландско-кольской коллизии осуществлялись в статичных условиях, а в дальнейшем он подвергался лишь незначительным хрупко-пластическим и хрупким деформациям, практически не повлиявшим на ранее сформированную структуру.

Кирбейский блок (верхний) расположен в северной части территории, протягиваясь к СЗ по побережью Белого моря (рис. 1, а). В его строении участвуют те же комплексы, которые образуют Гридинский блок. Но, в отличие от последнего, Кирбейский блок характеризуется практически полной совместной переработкой в ходе пластических деформаций как пород архейской рамы, так и эклогитизированных раннепалеопротерозойских базитовых интрузий. В результате этих деформаций интрузии преобразованы в тектонические линзы. Интрузивные контакты не сохранились, и метабазиты в современной структуре слагают будины и группы будин, образующие цепочки, согласные рассланцеванию в породах рамы. При этом породы рамы подверглись минеральной перекристаллизации с полным стиранием следов архейской структуры, интенсивно мигматизированы с преобладанием КПШ в лейкосоме. Сланцеватость в целом полого падает на СВ. В процессе дальнейших преобразований Кирбейский блок испытал незначительные хрупко-пластические и хрупкие деформации, которые были установлены и в Гридинском блоке.

Гридинский и Кирбейский блоки разделяет зона милонитизации мощностью до 1 км, которая падает на СВ под углом 30–35° (рис. 1, в). Главным образом, в подошве зоны среди милонитизированных гнейсов встречаются небольшие (до первых десятков м) слабо переработанные участки, сложенные ТТГ гнейсами с фрагментами деформированных даек, которые частично сохраняют с ними интрузивные контакты. Но в целом породы в зоне представлены тонкополосчатыми милонитами, среди которых встречаются небольшие будины амфиболитов и гранатовых амфиболитов неясного генезиса и возраста. Нижний контакт зоны милонитизации имеет дискордантные соотношения с породами Гридинского блока, срезая как архейскую структуру, так и рои раннепалеопротерозойских даек. Верхний контакт полностью конформен структуре Кирбейского блока. Ориентировка в пространстве плоскостных текстур зоны милонитизации отвечает ориентировке сланцеватотости Кирбейского блока. Наложенные хрупкопластические и хрупкие деформации незначительны и согласуются с таковыми в обоих блоках.

Таким образом, неоднородно переработанные в ходе лапландскокольской коллизии блоки фундамента ЮЗ форланда БП разделены зоной надвига, который сформировался в результате пластических деформаций, интенсивно проявленных также и в Кирбейском блоке, который выступает как аллохтон. Не затронутый этими преобразованиями Гридинский блок в данной структуре является автохтоном.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГЕМ РАН №121041500220-0.

Литература

1. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland– Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D.G., Stephenson R.A. (eds.) // European Lithosphere Dynamics Geological Society, London. Memoirs. 32. 2006. P. 579–598.

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

3. Бабарина И.И., Сибелев О.С., Степанова А.В. Гридинская зона меланжа Беломорской эклогитовой провинции: последовательность деформаций и структурное положение роев мафических даек // Геотектоника. 2014. № 4. С. 67–81.

4. *Сибелев О.С.* Гридинская зона меланжа (Беломорский подвижный пояс): геологическое строение и структура // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 15. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2012. С. 28–37.

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

Ударный кратер со следами тектонических деформаций на днище в южной полярной области Луны

Южная полярная область – это материковая местность, где преобладающие формы рельефа ударные кратеры. Среди них изредка встречаются кратеры с трещинами на днище. Такие же кратеры с трещинами встречаются и в других областях Луны и трещиноватость днища считается вызванной магматической активностью в недрах под данным кратером (см., например, [1, 2]). Такое сочетание ударного и магматического процессов весьма интересно и в данной работе мы изучаем один из таких кратеров, расположенных в южной полярной области (рис. 1). Координаты его центра 126.59° з.д., 64.32° ю.ш. и диаметр 34 км. Основа нашего исследования – фотогеологический анализ снимков, полученных Wide Angle Camera (WAC) и Narrow Angle Camera (NAC) на аппарате Lunar Reconnaissance Orbiter (NASA).

В ближайших окрестностях изучаемого кратера кроме многочисленных кратеров диаметром до нескольких десятков километров, осложняющих равнины материкового типа, по-видимому, родственные равнинам места посадки КК Аполлон-16 [3], видны цепочки вторичных ударных кратеров и на днищах двух кратеров (один из которых изучаемый) – ложбины, очевидно, трещины растяжения. Важно отметить, что цепочки вторичных кратеров накладываются на северную и южную части вала изучаемого кратера, но на днище кратера они, как будто, не продолжаются.

На рис. 1 видно, что основные элементы рельефа поверхности днища изучаемого кратера холмы и ложбины, иногда уступы. Холмы, ложбины и уступы – пологосклонные с крутизной склонов не более $10-15^{\circ}$, в редких случаях до 20° . Тени видны лишь в нескольких кратерах диаметром 300-500 м и меньше. В ряде мест внутренний склон изучаемого кратера переходит в дугообразные в плане ложбины глубиной 50-150 м от среднего уровня поверхности днища. Эта особенность части кратеров с трещиноватыми днищами отмечалась в упомянутых выше работах [1, 2]. Ложбин на днище кратера больше в его западной части, но они есть и в восточной.

¹ Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

² Лаборатория дистанционного зондирования планет, Отдел землеведения и геоинформатики, Гонконгский политехнический университет, Гонконг, Китай



Рис. 1. Изучаемый кратер. а) LROC WAC; б) то же с показанными трещинами (белые линии). Стрелка в правом верхнем углу показывает направление на север. Цепочки кратеров к северо-западу, северу и юго-востоку от изучаемого кратера – вторичные кратеры

Они от 2 до 10 км в длину, 0.3–1 км в ширину и глубиной 50–150 м. Расположение ложбин в плане полигональное с элементами дугообразного. Уступы наблюдаются в околосклоновых частях днища на севере, юге и юго-востоке. Их длина 6–10 км и высота 50–150 м.

На снимках LROC NAC видно, что на краях ложбин нет резких уступов. Крутизна их внутренних склонов сверху вниз постепенно увеличивается, а потом уменьшается. Текстура поверхности реголита «морщинистая». Такая текстура характерна для наклонных поверхностей и образуется за счет движения реголита вниз по склону, провоцируемого близкими ударами метеоритов и эндогенными лунотрясениями (см., например, [[4].

Для оценки возраста изучаемого кратера проведены идентификация и подсчет малых кратеров на внешнем склоне его вала и на его днище. Возраст кратера оказался равным 3.83+0.025/-0.031 млрд лет, а возраст днища существенно меньше 1,02+0,14/-0,14 млрд лет. Первый очевидно соответствует времени образования изучаемого кратера, а второй – возрасту переработки поверхности при внедрении под кратер магмы и, соответственно, образования трещин растяжения (ложбин).

Среди кратеров, рассматриваемых в работе [2] изучаемого нами кратера нет. Это, по-видимому, связано с тем, что во время работы над этой статьей съемка поверхности Луны камерой WAC Lunar Reconnaissance Orbiter [5] находилась еще на ранней стадии и он мог просто не попасть на имеющиеся изображения поверхности. Но среди отмеченных в работе [2] кратеров есть по крайней мере один очень похожий на изучаемый нами. Это кратер Годибер (лат. Gaudibert) – ударный кратер диаметром 33 км на северо-восточной границе Моря Нектара на видимой стороне Луны. Для этого кратера характерна относительно небольшая глубина, измеряемая от гребня вала. При этом высота гребня вала над окружающей кратер поверхностью такая же, как у сравнительно молодых неизмененных кратеров соответствующего размера. Кроме того, между подножиями внутренних склонов этих кратеров на значительной части периметра днища присутствует V-образная ложбина. Эти особенности строения таких кратеров позволили [1] и [2] заключить, что трещиноватость (ложбины) дна этих кратеров вызвана внедрением магматической интрузии. Ее направленное вверх давление вызвало «поршневидный» подъем материала под кратером, что привело к поднятию днища, его изгибанию и образованию трещин растяжения. Вероятно, трещиноватость днища изучаемого нами кратера (образование ложбин) тоже была вызвана внедрением интрузивного тела в подкратерное пространство. Судя по приведенным выше оценкам времени образования одной из ложбин и оценкам возраста материала поверхности днища, это, вероятно, произошло в течение Коперниковского или начале Эратосфенского периодов геологической истории Луны.

Интересно, что анализ концентраций водорода (очевидно в форме H₂O) в поверхностном слое изучаемого кратера и его ближайших окрестностях показал, что этот кратер по сравнению с его окрестностями очень «сухой» [6]. Можно думать, что внедрение магмы под кратер исследуемого кратера очень сухой по сравнению с его окружением.

Рассматриваемый 34-км кратер несомненно заслуживает дальнейшего изучения. В частности, интересно посмотреть, не сказалась ли как-то возможная молодая магматическая активность на деталях минерального состава в реголите дна кратера. Мы планируем обратиться в Международный астрономический союз с предложением присвоить этому кратеру название «Галимов» в честь покойного геохимика и планетолога академика Эрика Михайловича Галимова, длительное время бывшего директором Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук. Уверены, что по рассматриваемому кратеру будет много публикаций и имя Галимова будет в них упоминаться.

Благодарности

Авторы признательны В.В. Шевченко за помощь в этой работе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда № 21-17-00035: Оценка темпов экзогенного обновления поверхности Луны (для А.Т. Базилевского и М.А. Иванова).

1. Schultz P.H. Floor-fractured lunar craters. The Moon. V. 15 // Earth, Moon and Planets. 1976. P. 241–273.

2. Jozwiak L.M., Head J.W., Zuber M.T., Smith D.E. and Neumann G.A. Lunar floor-fractured craters: Classification, distribution, origin and implications for magmatism and shallow crustal structure // J. Geoph. Res. 2012. V. 117. E11005.

3. *Geology of the Apollo 16 Area, Central Lunar Highland* / Ed. by G.E. Ulrich, C.A. Hodges, W.R. Muehlberger. Geological Survey Professional Paper 1048. 1981. 133 p.

4. Basilevsky A.T., Krasilnikov S.S., Ivanov M.A., Malenkov M.I., Michael G.G., Liu T., Head J.W., Scott D.R., and Lark L. Potential lunar base on Mons Malapert: Topographic, geologic and trafficability considerations // Solar System Research. 2019. V. 53. N. 5. P. 383–398.

5. Robinson M.S., Brylow S.M., Tschimmel M., et al. Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) Instrument Overview // Space Science Reviews. 2010. V. 150. P. 81–124.

6. Санин А.Б., Митрофанов И.Г., Базилевский А.Т., Литвак М.Л., Дьячкова М.В. Анализ концентраций водорода в тектонически деформированном ударном кратере в районе южного полюса Луны // Астрономический Вестник. 2024 (в печати).

А.С. Балуев¹, Ю.В. Брусиловский²

Строение земной коры Архангельской алмазоносной провинции по результатам комплексного анализа геофизических данных

Предлагаемая работа продолжает цикл исследований, посвященных изучению глубинного строения Беломорско-Баренцевоморского региона. Районом исследования, представленным в данной статье, являются Архангельская алмазоносная провинция и прилегающий к ней бассейн Белого моря. Данный регион постоянно испытывает динамические нагрузки, вызванные продолжающимся поднятием Фенноскандинавского щита.

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

Кристаллический фундамент этого региона в рифее испытал глубинную деструкцию земной коры с формированием палеорифтовой системы Белого моря. В среднем палеозое произошла реактивация земной коры региона с мощным проявлением ультраосновного—основного магматизма, в том числе и кимберлитового. В связи с этими событиями особый интерес вызывает глубинное строение земной коры этого участка Беломорского региона, о котором мы можем судить лишь по геофизическим данным, которые иногда противоречат друг другу. В работе предлагаются варианты моделей глубинного строения земной коры Архангельской алмазоносной



Рис. 1. Схематическая карта АМП Беломорско-Баренцевоморского региона с профилями

провинции, основанные на материалах комплексного анализа геофизических данных. Для этой цели были привлечены региональные сейсмические профили Агат-3 и 3-АР (рис. 1).

Профиль «Агат-3» (УстьПинега – Белое море) был пройден в 1985 г. НПО «Нефтегеофизика». Профиль расположен субмеридианально и пересекает поля кимберлитовых трубок, в том числе и алмазоносных. По профилю Агат-3 проведено двумерное сейсмоплотносное моделирование земной коры, которое явилось основой для распознавания глубинных геологических структур и прогнозирования тектонических процессов, формировавших литосферу [2]. Также для интерпретации состояния глубинных слоёв земной коры использовались распределение эффективной плотности субстрата и модель распределения источников магнитных аномалий, для построения которой была применена методика двумерной инверсии аномального магнитного поля. С юга на север профиль пересекает Архангельский выступ кристаллического фундамента, Керецко-Пинежский и Лешуконский грабены палеорифтовой системы Белого моря, выполненные рифейским терригенным комплексом пород, и разделяющий их Товский выступ фундамента. Все эти структуры перекрыты венд-палеозойским осадочным чехлом в несколько сот метров мощностью (рис. 2).

По данным двумерного сейсмоплотностного моделирования разрез земной коры по профилю Агат-3 расчленяется на верхнюю (2.76–2.80 г/см³), среднюю (2.82–2.86 г/см³) и нижнюю (2.96–3.00 г/см³) кору [2]. Мощность верхней коры варьирует в пределах 10-20 км, резко сокращаясь в центральной части разреза под рифтогенными грабенами. Средняя кора в этом месте, наоборот, испытывает значительное увеличение мощности с 5 до 15 км. «Раздутие» средней коры контролируется листрическими детачментами, выполаживающимся к подошве средней коры, а в верхней своей части являются грабенообразующими сбросами. Такая структура могла образоваться в результате растяжения земной коры ещё в рифее при формировании рифтовой системы. Косвенно на это указывает разуплотнение субстрата в центральной части раздува средней коры по данным распределения эффективной плотности субстрата. Мощность нижней коры примерно одинакова вдоль профиля (около 10 км), лишь в средней части происходит ее увеличение до 15 км в зоне контакта с листрическим детачментом, что характерно практически для всех областей континентального рифтогенеза. Это область «всасывания» нижележащего более плотного субстрата и его плавления в результате декомпрессии, что могло являться источником основного-ультраосновного магматизма в среднем палеозое. Именно над этой областью разуплотнения субстрата и увеличения мощности средней коры расположены основные кимберлитовые поля Архангельской алмазоносной провинции.



Рис. 2. Геолого-геофизический профиль АГАТ-3 (Усть-Пинега – Белое море).
А. Графики наблюденных и модельных полей; Б. Геолого- геофизическая модель земной коры по сейсмическому профилю Агат 3. *1* – венд-палеозойский платформенный чехол; *2* – терригенные образования неопротерозоя, выполняющие грабены Беломорской рифтовой системы; *3* – верхняя кора (2.70–2.80 г/см³); *4* – средняя кора (2.81–2.86 г/см³); *5* – нижняя кора (2.96–3.0 г/см³);
6 – верхняя мантия (3.18–3.20 г/см³); *7* – плотность субстрата по сейсмическим данным; *8* – разломы; *9* – кимберлитовые трубки; *10* – область насыщения коры магматическим материалом основного-ультраосновного состава; *11* – область разуплотнения субстрата земной коры, сопряженная с ее растяжением. В. Плотностная блоковая модель по сейсмическим данным на фоне распределения эффективной плотности. Г. Модель распределения источников аномалий магнитного поля в земной коре, рассчитанной по методу двумерной инверсии АМП

С другой стороны, интенсивные длинопериодные магнитные аномалии на этом профиле отражают насыщенность продуктами основного– ультраосновного магматизма в верхнем гранито-метаморфическом слое земной коры. В верхней же части модели распределения источником магнитных аномалий наблюдаются локальные, короткопериодные аномалии, связанные с магматическими телами, внедрёнными в осадочный чехол во время активизации среднепалеозойского (девонского) магматизма.

Серия профилей 3-АР, I-I, II-II, показанные на рис. 1, демонстрируют модели распределения источников АМП. Беломорский фрагмент профиля МОГТ-ГСЗ З-АР, проходит через центральную часть палеорифтовой системы Белого моря и на своём протяжении пересекает такие структуры как: Карельский выступ, Онежско-Кандалакшский палеорифт, Архангельский выступ, Керецко-Пинежский палеорифт, Лешуконский палеорифт и Терскую ступень. Для этого участка профиля было выполнено решение обратной задачи, и подобрана модель распределения источников аномального магнитного поля. Результаты моделирования подтвердили существование глубинного магматического очага, локализованного в пределах Керецкого палеорифта [1]. В магнитном поле этот очаг магматизма выделяется интенсивной магнитной аномалией в пределах Беломорской шовной зоны. Верхние кромки источника находятся на глубине 8–10 км, а нижние ограничиваются на глубине 38-40 км, его эффективная намагниченность составляет 2-3 А/м. Это говорит о том, что очаг магматизма связан с верхней мантией и уверенно прослеживается на профиле I-I, но на профиле II-II глубина нижних кромок резко уменьшается до 15-20 км. На профиле II-II с этим очагом связано Верхотинское кимберлитовое поле.

Литература

1. *Журавлев В.А*. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22–26.

2. Шаров Н.В., Бакунович Л.И., Белашев В.З. и др. Геолого-геофизические модели земной коры Беломорья // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 566–582.

О.В. Бергаль-Кувикас¹, Е.И. Гордеев¹, И.Ю. Кулаков²

Влияние вариаций геофизических параметров слэба на проявления вулканизма Курильской островной дуги

Курильская островная дуга (КОД) является одним из звеньев Курило-Камчатской островодужной системы и входит в Тихоокеанское Огненное Кольцо. КОД простирается от Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций на Камчатке до сочленения с северо-восточной дугой Хонсю (NE Honshu arc) на о. Хоккайдо. Параметры погружающего слэба значительно варьируют: возраст увеличивается с севера дуги к югу и меняется от 105 до 125 млн лет соответственно, в то время как угол погружения уменьшается к южным Курилам и к о. Хоккайдо, резкие изменения скорости погружения плиты наблюдаются в центральном сегменте КОД, что находит отражение в формировании астеносферного апвеллинга по данным сейсмической томографии (рис. 1). Мощность коры варьирует от 32-36 км под южной Камчаткой, >35 км на севере Хоккайдо и минимальна (15-20 км) в центральном сегменте КОД, в районе пролива Буссоль [6]. В пределах дуги выделено 36 активных наземных вулканов и 116 подводных вулканов четвертичного возраста [1]. Анализ продуктивности вдоль дуги свидетельствует о доминировании эксплозивных извержений на юге Камчатки и на севере о. Хоккайдо. В то время как максимальные объемы построек вулканов приурочены к центральному сегменту КОД. Изменения угла наклона слэба вдоль дуги находят отражение в локализации фронтальных вулканов и ширине вулканического пояса (рис. 1).

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия



Рис. 1. Геофизические параметры слэба и продуктивность вулканизма вдоль Курило-Камчатской островной дуги. Продуктивность вулканизма по данным [1-3]. Геофизические параметры слэба по данным [4]. Мощность коры на основе



Работа проводилась при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-77-10019, https://rscf.ru/project/22-77-10019/.

Литература

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волынец О.Н., Цветков А.А. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги М.: Наука, 1992. 527 с.

2. Бергаль-Кувикас О.В. Объемы четвертичных вулканитов Курильской островной дуги: анализ пространственного расположения и связь с зоной субдукции // Тихоокеанская геология. 2015. 34. №. 2. С. 103–116.

3. VOGRIPA. https://www2.bgs.ac.uk/vogripa/index.cfm

4. Syracuse E.M., Abers G.A. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. 7. № 5. Q05017

5. Злобин Т.К., Левин Б.В., Полец А.Ю. Первые результаты сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. (М = 8.3) и 13 января 2007 г. (М = 8.1) и глубинного строения земной коры Центральных Курил // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 111–115.

6. Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона Центральных Курил: новые детали // Тихоокеанская геология. 2017. 36. № 6. С. 58–69.

В.А. Боголюбский¹, Е.П. Дубинин¹

Морфометрические параметры разломов рифтовой долины Юго-Западно-Индийского хребта

Введение. Юго-Западно-Индийский хребет (ЮЗИХ) формируется в условиях малых скоростей спрединга (14–16 мм/год). Его западная часть отделена от восточной системы демаркационных трансформных разломов Дю Туа – Эндрю Бейн – Принс Эдуард. Обе части формировались в различных геодинамических условиях и отличаются по морфологии, строению литосферы и современной динамике [1].

Участок западной части ЮЗИХ от 9° до 25° в.д. характеризуется полным отсутствием трансформных разломов: отдельные магматические

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

сегменты отделены друг от друга лишь небольшими (до 20 км) нетрансформными смещениями рифтовой зоны на протяжении 815 км. Причём в районе 16° в.д. хребет изменяет своё простирание на \approx 45°: восточная часть является субортогональной направлению растяжения («orthogonal supersegment»), тогда как западная часть представляет собой косой спрединговый сегмент («oblique supersegment»). Оба сегмента формируются в условиях отсутствия мантийной термической аномалии. Мощность базальтового слоя земной коры лишь в немногих местах превышает 1–1.5 км, а базальты характеризуются повышенным содержанием K₂O, что позволяет говорить о значительной глубине залегания магматического очага [2].

Рельеф обоих суперсегментов отличается значительной расчленённостью, величина погружения долины относительно флангов достигает 2500–3000 м. В пределах ортогонального суперсегмента выделяется 14 сегментов более высокого порядка, представленных осевыми вулканическими хребтами и отделённых друг от друга впадинами нетрансформных смещений, перекрывающихся с центральными частями спрединговых сегментов. На флангах хребта и в пределах нетрансформных смещений широкое распространение получили процессы серпентинизаци. В пределах косого суперсегмента преобладает резко асимметричное амагматическое растяжение с большими скоростями со стороны Антарктической плиты. Однако сегменты «сухого спрединга» отделены друг от друга магматическими сегментами, один из которых относится к крупнейшим осевым вулканическим постройкам спрединговых хребтов [2].

Морфологические различия отдельных сегментов данного участка ЮЗИХ освещены в литературе относительно слабо, в связи с чем остаются не до конца ясным причины столь значительных различий в магматизме на оси хребта и их связь с особенностями сегментации и гравитационными аномалиями [3].

Выявление морфометрических параметров разломов происходило на основе 100-метрового грида, полученного в ходе детальных батиметрических съёмок на судах Knorr и Melville в 2000-2003 гг. [2]. Выделение сбросовых уступов осуществлялось в среде ArcGIS 10.5 по растрам оттенённого рельефа. Извлечение параметров осуществлялось полуавтоматизированным методом в среде RStudio по профилю в центральной части уступа. С помощью нелинейной регрессии продольный профиль уступа приводился к графику функции ошибок, по значениям производной которой непосредственно извлекались параметры. Подобная методика позволяет определять вертикальную и горизонтальную амплитуды с ошибкой менее 10% для данных с относительно низким разрешением.

В качестве морфометрических параметров были использованы горизонтальная и вертикальная амплитуды, видимая длина сбросовых уступов и минимальное расстояние между сбросовыми уступами (евклидово расстояние). Значения данных параметров определяются рядом факторов, среди которых наибольшее значение имеют кинематика разломной зоны, геодинамические условия, реологические свойства разрушаемых горных пород и интенсивность экзогенных процессов. При использовании комплекса различных показателей сделаны выводы о факторах и условиях, влияющих на формирование разломной сети в пределах отдельных структур [4, 5]. Всего в пределах района исследования было выделено около 2500 разломных уступов.

По показателям горизонтальной и вертикальной амплитуд (рис. 1, а) отчётливо выделяется косой суперсегмент: в его пределах почти все сегменты второго порядка имеют значения, близкие к максимальным. Исключение составляют лишь те сегменты, которые имеют малый угол наклона относительно оси растяжения. Выделяется также юго-западный магматический сегмент с крупной осевой вулканической постройкой, где преобладают низкоамплитудные разломы. Это может быть связано с принципиально отличным механизмом растяжения в его пределах: в отличие



Рис. 1. Морфометрические параметры разломных уступов по сегментам западной части ЮЗИХ. а) средняя вертикальная амплитуда (м): *1* – <225, *2* – 225–250, *3* – 250–275, *4* – 275–300, *5* – >300. б) среднее расстояние между сбросовыми уступами (м): *1* – <1200, *2* – 1200–1300, *3* – 1300–1400, *4* – 1400– 1500, *5* – >1500. Батиметрические данные: GMRT v.4.1

от крупных разломов, детачментов, формирующих борта амагматических сегментов, здесь преобладают мелкие разломы, сформированные как результат внедрения даек, расходящихся от центрального вулкана. Однако подобного не наблюдается для магматических сегментов, где вулканические постройки представлены небольшими осевыми вулканическими хребтами.

Ортогональный суперсегмент отличается большей однородностью строения: кроме наиболее западной части, на остальном его протяжении разломы имеют примерно одинаковые амплитуды. Выделяется аномалия 20° в.д., где наблюдаются увеличенные амплитуды. Эта же аномалия проявляется и в поле аномалии Буге [3], маркируя переход от более низких к более высоким значениям, что отражает положение вдоль осевого потока, движущегося в восточном направлении и, возможно, связанного с плюмом Буве. Участки с повышенными и пониженными значениями аномалии Буге отчётливо различаются по показателям длины разломов. Выделяются и три восточных сегмента, где наблюдаются большие вариации значений амплитуд, что также выражается и в более линейном рельефе флангов хребта. Наиболее восточный сегмент, вероятно, находится под влиянием трансформного разлома Дю Туа, обладая пониженными значениями амплитуд.

Несколько по-иному проявляется показатель среднего расстояния между разломами (рис. 1, б): для косого суперсегмента он отражает степень магматической активности сегментов, вероятно, имея обратную зависимость: наименьшие значения показателя характерны для сегмента с крупным осевым вулканом, наибольшие – для сегмента с небольшим, предположительно, отмирающим осевым вулканическим хребтом. Напротив, наиболее холодные амагматические сегменты обладают повышенными значениями показателя.

Аналогичная закономерность прослеживается для ортогонального суперсегмента, причём наибольшей магматической активностью, повидимому, характеризуются сегменты, примыкающие к восточной границе зоны пониженных значений аномалии Буге, где в настоящее время предполагается положение вдоль осевого потока более прогретого вещества. К западу же, на границе с косым суперсегментом, напротив, значения показателя являются повышенными, что может говорить об окончании основного этапа магматизма, связанного с данным мантийным потоком. К востоку от 20° в.д. характерны в целом повышенные значения, однако, отличающиеся значительно большими вариациями параметра, что, повидимому, не может быть объяснено различиями в магматизме данных сегментов. Возможно, частичную роль в данном случае играют процессы серпентинизации, активно развивающиеся во внеосевой части рифтовой долины и на флангах хребта.

Схожим образом выражен и показатель длины в пределах ортогонального суперсегмента: по нему отчётливо выделяются два участка с относительно повышенным и пониженным магматизмом. Исключение составляют крайние восточные сегменты, примыкающие к трансформному разлому Дю Туа: вероятно, под его охлаждающим влиянием в значительно большей степени проявлены короткие, значительно удалённые друг от друга разломы, отражающие возрастающую роль пологих детачментов при растяжении.

Таким образом, морфометрические параметры сбросовых уступов косого и ортогонального суперсегментов ЮЗИХ позволяют значительно дополнить имеющиеся данные о его строении и особенностях геодинамики. Так, были выделены сегменты с различной степенью влияния серпентинизации и различным уровнем магматизма. Помимо этого, в рельефе отчётливо прослеживается граница между сегментами с разными значениями аномалии Буге. В пределах косого суперсегмента обнаруживаются различия в функционировании трёх магматических сегментов. Не последнюю роль на особенности сбросообразования играет наклон сегментов относительно направления растяжения.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 22-27-00110).

Литература

1. *Sauter D., Cannat M.* The Ultraslow Spreading Southwest Indian Ridge // Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. 2010. Vol. 188. P. 153–174.

2. Standish J.J., Dick H.J.B., Michael P.J., Melson W.G., O'Hearn T. MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9–25°E): Major element chemistry and the importance of process versus source // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. Vol. 9. Q05004.

3. *Grindlay N.R., Madsen J.A., Rommevaux-Jestin C., Sclater J.* A different pattern of ridge segmentation and mantle Bouguer gravity anomalies along the ultra-slow spreading Southwest Indian Ridge (15°30'E to 25°E) // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 161. P. 243–253.

4. Escartin J., Cowie P., Searle R., Allerton S., Mitchell N., MacLeod C., Slootweg A., Quantifying tectonic strain and magmatic accretion at a slow-spreading ridge segment, Mid-Atlantic Ridge, 29°N // J. Geophys. Res. 1999. V. 104 (B5). P. 10421–10437.

5 Кохан А.В., Дубинин Е.П. Особенности морфоструктурной сегментации рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта в районах мантийных термических аномалий // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 5. География. 2017. № 6. С. 44–54.

Взаимодействие суперконтинентальной тектоники и поверхностных процессов Земли

Формирование и распад суперконтинентов оказывают значительное влияние не только на динамику мантии, но и на поверхностную среду, включая биосферу. Корреляция этих процессов обозначена уже в ранних работах основателей понятия «Суперконтинентальный цикл» (СЦ) [9]. С тех пор до настоящего времени эта тема остается актуальной в геологической, в основном зарубежной, литературе. В свете современных данных рассмотрим соотношение процессов СЦ с некоторыми главными компонентами поверхностной среды Земли.

СЦ и климат

Формирование и распад суперконтинентов оказывают заметное влияние на глобальные климатические закономерности. При этом, климатическая цикличность коррелируются с циклом суперконтинента. В самом общем виде это соответствие выражается в том, что когда континенты собраны в суперконтинент, преобладает холодный, ледовый (Icehouse) климат, а когда они рассредоточены – теплый, парниковый (Greenhouse). Суперконтинентальный цикл, таким образом, содержит периоды глобального потепления, связанные с распадом суперконтинента, и глобального похолодания, связанного с его образованием. Так, создание Пангеи в позднем карбоне привело к наступлению засушливого, холодного климата внутри суперконтинента, тогда как во время ее распада, например, в позднем мелу, господствовал теплый климат.

На фоне давно общепризнанного влияния сборки и распада суперконтинентов на поверхностную среду, как отмечают [6] выделяется распространенная гипотеза «Снежного кома Земли» в качестве объяснения экстремальных климатических явлений неопротерозоя. Согласно этой гипотезе, ухудшение климата, инициированное образованием суперконтинента, приводит к большому похолоданию и полностью покрытой льдом планете. Эти условия «глубокой заморозки» до тех пор, пока повышение уровня атмосферного CO₂ из вулканических источников не приведет к быстрому переключению на тепличные условия. В течение позднего протерозоя Земля пережила [5] два оледенения «Снежного кома Земли» –

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

стуртское (715–680 млн лет) и Мариноанское (680–635 млн лет). Оба укладываются в рамки существования суперконтинента Паннотия [1].

В нашей стране выполнены работы, посвященные одному из самых экстремальных климатических событий в истории Земли – оледенениям. Н.М. Чумаков в своих работах [3 и других] показал, что на протяжении последних 3 млрд геологической истории происходило чередование длительных интервалов с частыми оледенениями (гляциоэр) и интервалов, в которых их следы отсутствуют (термоэр), создавая климатическую зональность, обусловленную геодинамикой и вулканизмом на Земле. Было выделено 5 гляциоэр состоящих из 3–6 дискретных ледниковых периодов.

В указанной работе отсутствует привязка гляциоэр к суперконтинентальному циклу, хотя в качестве возможных причин оледенений указываются движения литосферных плит, однако гляциоэры близки между собой по длительности (около 200 млн лет), что в определенном приближении по времени и содержанию соответствует стадии слитного суперконтинента в структуре СЦ с ее геократическим стилем [1], а климат термоэр кореллируется с талассократонным режимом межслитноконтинентальной стадии. При этом следует учитывать не резкий, а весьма постепенный характер границ в суперконтинентальной и климатической цикличностях.

В «дегазационной теории оледенений пульсирующей Земли» В.А. Епифанова [2] гляциоэры развиваются в условиях формирования существенно геократических обстановок при глобальных регрессиях в фазы глобального сжатия планеты. В это время происходит общее воздымание континентов, падение уровня моря, поверхность Земли континентализируется, развиваются ледниковые периоды. В фазы глобального расширения планеты возникают деформации растяжения, образуется сеть континентальных, а затем и океанических рифтов. Площадь поверхности океанов увеличивается, и на планете устанавливается талассократический режим термоэры с присущим ему теплым влажным климатом. В данной работе климатические изменения также не рассматриваются в аспекте событий СЦ. Вместе с тем, в эпохах сжатия (гляциоэры) усматривается общая корреляция с фазой конвергенции и фазой аггломерации, а в эпохах растяжения – с фазами деструкции и фрагментации [1].

СЦ и уровень моря

Среди изменений поверхностной окружающей среды взаимосвязанных с различными фазами суперконтинентального цикла и климатом важное место занимают изменения уровня моря. Давно было отмечено [8], что, когда континенты собраны вместе, уровень моря, как правило, низкий, в отличие от высокого уровня моря, когда они находятся в рассеянном состоянии. Во время распада континентов общая длина срединноокеанических хребтов обычно увеличивается, повышая уровень моря.

Столкновения между континентами, подобные тем, которые связаны с образованием суперконтинента, могут снизить уровень моря за счет уменьшения площади континентов при сжатии. Столкновение Индии и Азии привело к падению уровня моря на 10 м. Уровень моря много раз за историю Земли менялся на сотни метров выше и ниже текущего уровня. В ордовике он был на 600 м выше, чем сейчас, и достиг низкого уровня в конце пермского периода, в эпоху расцвета Пангеи. Уровень моря снова был высоким в меловом периоде, во время распада Пангеи.

СЦ и эволюция жизни

С изменениями глобального климата, происходящими в течение суперконтинентального цикла тесно связано развитие жизни на Земле. Процессы, связанные с циклами суперконтинентов, разрушают и создают различные среды обитания, которые влияют на вымирание или выживание и диверсификацию жизни.

С существованием слитного суперконтинента и оледенениями обычно связывается вымирание и последующее обновление биосферы, а с распадом – рост биоразнообразия. Эволюция жизни менее обширна, когда континенты соединяются вместе, в то время как изолированная морская среда во время распада континентов ускоряет обширную диверсификацию [5]. Это, в целом справедливое замечание все же носит весьма общий характер. Массовые вымирания происходили во время существования и распада суперконтинентов, в ледовые и парниковые периоды.

В работе М. Сантоша [7] распад суперконтинентов и континентальный рифтогенез, составляющие соответственные фазы в структуре СЦ, создают аномальную химическую среду, обогащенную питательными веществами, которые служат основными строительными блоками ранних форм жизни. Типичным примером является раскол суперконтинента Родиния, который открыл меридионально-ориентированный морской путь, вдоль которого апвеллинг, обогащенный питательными веществами, привнес пригодную для жизни геохимическую среду.

Формирование суперконтинентов также оказало значительное влияние на эволюцию жизни. Когда континенты объединяются в большие массивы суши, процессы выветривания на увеличивающейся площади поверхности потребляют больше СО из атмосферы, которая в конечном итоге переносится в океаны в результате эрозии. Усиление выветривания и эрозии приводит к высвобождению большего количества питательных веществ, которые способствуют повышению биологической продуктивности. Считается, что быстрая эрозия высоких гор, образовавшихся во время объединения континентов, вызывает огромный приток питательных веществ, необходимых для запуска взрыва жизни и включения кислородного насоса планеты. Так, в большинстве моделей подчеркивается роль, которую сыграла кембрийская сборка Гондваны для биотического «кембрийского взрыва», включая формирование обширной горной цепи трансгондванских супергор, выветривание которой могло стать эффективным источником богатых питательных веществ, способствуя тем самым быстрому увеличению биоразнообразия, особенно водорослей и цианобактерий.

Некоторые модели [4] предполагают связь между суперплюмами, распадом суперконтинента и массовым вымиранием. Восходящие плюмы при соприкосновении их головок с основанием литосферы суперконтинента вызывают похолодание на поверхности, континентальный рифтогенез и образование крупных магматических провинций и наступление плюмовой «зимы». Последующие вулканические выбросы и их катастрофическое воздействие на атмосферу приводят к массовому вымиранию и долговременному кислородному голоданию океана. Развитие тектоники мантийных плюмов приходится в основном на фазы деструкции и фрагментации СЦ.

Образование суперконтинентов приводит к широкомасштабным коллизионным орогенам и поднятию суши, быстрая эрозия которой может привести к снижению содержания CO_2 в атмосфере, что приведет к глобальному похолоданию и возможным условиям «снежного кома Земли», одновременно высвобождая больше питательных веществ в океаны и повышая выработку O_2 за счет усиленного фотосинтеза. Эта тесная связь между климатом, избытком питательных веществ и оксидами могла повлиять на развитие жизни и в конце протерозоя возможно, проложила путь к появлению метазоа [6].

Несмотря на многочисленные свидетельства того, что циклы суперконтинента влияют на биогеохимический цикл, многое в этой проблеме остается не выясненным. В частности, отсутствует четкая связь этапов эволюции биосферы с конкретными фазами СЦ. Решение многих вопросов, затронутых в теме доклада, требует дальнейших, в том числе междисциплинарных исследований.

Вышеуказанный обзор показывает существование общей корреляции между изменениями глобального климата, уровня моря и эволюцией биосферы с подразделениями структуры суперконтинентального цикла. С учетом сложного мантийного механизма суперконтинентального цикла эта связь имеет значение для выяснения взаимоотношений явлений поверхностной среды с более глубинными процессами Земли.

Литература

1. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 2. С. 13–28.

2. Епифанов В.А. Дегазационная теория оледенений пульсирующей Земли // Вопросы географии Сибири // Сборник статей. Томск: ТГУ, 2006. Вып. 26. С. 98–105.

3. Чумаков Н.М. Оледенения Земли // Природа. 2017. № 7. С. 16–29.

4. *Isozak Y.* Illawarra Reversal: the fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupian (Permian) mass extinction // Gondwana Research. 2009. V. 15. P. 421–432.

5. *Maruyama S., Santosh M.* Models on Snowball Earth and Cambrian explosion: a synopsis // Gondwana Research. 2008. V. 14. P. 22–32.

6. *Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M.* The supercontinent cycle: A retrospective essay // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 4–29.

7. *Santosh M.* Supercontinent tectonics and biogeochemical cycle: A matter of 'life and death'. // Geoscience Frontiers. 2010. V. 1(1). P. 21–30.

8. *Parsons B., Sclater J.G.* An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age // J. Geophys. Res. 1977. V. 82, P. 802–827.

9. *Worsley T.R., Nance R.D., Moody J.B.* Tectonic cycles and the history of the Earth's biogeochemical and paleoceanographic record // Paleoceanography 1986. V. 1, P. 233–263.

Г.Н. Бурмакина¹, А.А. Цыганков¹, С.В. Хромых²

Комбинированные дайки Восточного Казахстана: возраст, петрогенезис

Калбо-Нарымский гранитоидный батолит, площадью более 15 000 км², является крупнейшим в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Столь масштабное гранитообразование, охватившее период с 300 до 275 млн лет назад и связанное с массовым плавлением ювенильной коры (вулканомиктовые турбидиты, базальты OIB и MORB типов) (Kotler et al., 2021) связывается с термальным воздействием и, возможно, вещественным вкладом мантийных магм Таримского плюма. Вместе с

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

тем, базитов, в пространстве и времени ассоциирующих с Калбинскими гранитами, не выявлено. Исключение составляют проявления минглинга в массивах Переображенский и Тастау, хотя и имеющих «калбинский» возраст, но расположенных в соседней Чарской зоне. Кроме того, базиты известны в составе миролюбовского дайкового комплекса, где они слагают отдельные дайки, или участвуют в строении минглинг-даек. Миролюбовский дайковый комплекс относится к финальной стадии позднепалеозойского этапа магматизма, сформировавшего Калбо-Нарымский батолит, при этом ориентировка как отдельных даек, так и дайковых роев ортогональна к простиранию батолита и вмещающих его складчатых структур.

Наиболее крупные дайковые рои – Аюда и Манат [2], располагаются в центральной части Калбинского батолита. Рой Аюда включает около 30 дайковых тел мощностью от 0.5 до 2 м и протяженностью от нескольких десятков метров до километра, иногда нескольких километров. Предметом нашего изучения была самая крупная комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) роя Аюда мощностью 30–35 метров и протяженностью около 10 км, за что она получила рабочее название «Великая дайка Восточного Казахстана».

Великая дайка представляет собой крутопадающее плитообразное тело, имеющее зональное строение. Краевые зоны мощностью до 4.5 м сложены породами базитового ряда, центральная часть, шириной 20–25 м, салическая с большим количеством мафических включений (рис. 1). Распределение мафических включений неравномерное. Большая их часть приурочена к краям салической зоны, тогда как в ее центре включений почти нет. Центральная зона салической составляющей дайки (без включений) граносиенитовая, а участки, примыкающие к краевым бизитам и насыщенные мафическими включениями, имеют более основной состав,



Рис. 1. Салическая часть комбинированной дайки

отвечающий кварцевым монцонитам (гибридные породы). Краевые базиты имеют закаленный контакт с вмещающими калбинскими гранитами. Контакт с гибридными монцонитами резкий, но изменений зернистости ни с той, ни с другой стороны не установлено. Переход от гибридных кварцевых монцонитов (насыщенных включениями) к граносиенитам центральной зоны постепенный.

Размер включений варьирует широко – от первых см и менее до 1 м в поперечнике. Форма преимущественно удлиненно-овальная, но нередки и включения неправильной «амебообразной» формы с фестончатыми, зубчатыми краями. Иногда наблюдаются зоны закалки, что в совокупности свидетельствует о сосуществовании двух жидкостей с разной температурой и вязкостью. Такое строение дайки прослеживается на всем ее протяжении.

Краевые базиты представляют собой темные, почти черные афировые породы с микродиабазовой структурой, сложенные Pl (60–65 об.%), *Amph* до 10 об.%, *Bt* (3–4 об.%) и *Срх* на долю которого приходится 5–6 об.%; количество *Kfs* не превышает первых об.%. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, титанит, единичные зерна циркона в сумме составляют 7–8 об.%.

Граносиениты центральной зоны сложены *Kfs* (25–30 об.%), *Pl* (20–30 об.%), *Qtz* (15–20 об.%); количество *Amph* и *Bt* не превышает 10–12 об.%. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Гибридные породы (салическая часть дайки с включениями) по минералогическому составу отвечают кварцевым монцонитам: Pl (59–66 об.%), *Kfs* (15–28 об.%), *Amph* и *Bt* в сумме 15–20 об.%; содержание кварца варьирует от 3 до 5 об.%. Акцессорные минералы те же, что и в граносиенитах.

Мафические включения подразделяются на два типа, каждый из которых имеет переходные разновидности. Первый тип, это серые среднемелкозернистые полнокристаллические амфибол-биотит-полевошпатовые породы с гипидиоморфнозернистой микроструктурой, часто порфировидные (*Pl, Kfs*). Второй тип – темные, почти черные тонкозернистые афировые породы с микродиабазовой структурой. Петрографически они практически неотличимы от базитов краевой части комбинированной дайки.

Плагиоклаз мафических включений по составу варьирует от альбита до основного лабрадора (67.8% *An*). Выделяются три морфо-генетические разновидности плагиоклазов: 1) мелкие идиоморфные кристаллы основной массы (22.4–29% *An*); 2) зональные кристаллы с нормальной зональностью роста (63–25% *An*) и зерна с ритмичной зональностью, например: чередование зон андезинового и олигоклазового состава (48 \rightarrow 17 \rightarrow 41 \rightarrow 18% *An*); 3) зональные кристаллы, состоящие из андезин–лабрадорового

резорбированного ядра (45–7.8% An), тонкой промежуточной зоны ($\approx 25\% An$) и олигоклазовой каймы (18–15% An). В граносиенитах отсутствуют резорбированные кристаллы основного состава, а плагиоклаз основной массы и зональные кристаллы отличаются от включений большей (на 10–15%) долей альбитового минала в своем составе. Плагиоклазы гибридных монцонитов занимают промежуточное положение между этими крайними типами.

Калиевый полевой шпат наиболее характерен для хорошо раскристаллизованных включений первого типа. Он образует крупные (до 15 мм в длину) таблитчатые зерна, каймы вокруг зональных кристаллов плагиоклаза, ксеноморфные выделения. Практически всегда *Kfs* имеет пертитовое строение в виде субпараллельных пластинчатых или неправильно-линзовидных выделений альбита, иногда содержащих до 10% *An* компонента, или незакономерно расположенных изометричных выделений, в которых Са отсутствует. Судя по этим признакам можно заключить, что первая разновидность представляет собой структуру распада, а вторая – результат более поздней, возможно постмагматической, альбитизации.

Валовой состав *Kfs*, полученный путем сканирования по площади некоторого участка зерна, варьирует в сравнительно узких пределах – 80-0% Or, 10-20% Ab. Постоянно отмечается примесь бария, содержание которого (BaO) в некоторых случаях достигает 6.3 мас.%.

Калиевый полевой шпат во включениях второго типа встречается редко. Главным образом он представлен мелкими субидиоморфными кристаллами в валовом составе которого содержится 87–88% Or, 11–13% *Ab*. Иногда отмечается примесь бария до 0.8 мас.%.

Амфибол является главным темноцветным минералом меланократовых включений. Первичномагматический идиоморфный амфибол отвечает по составу магнезиальной роговой обманке. Амфибол, замещающий клинопироксен, имеет состав железистой роговой обманки. На постмагматической стадии тот и другой замещаются актинолитом. В граносиенитах и монцонитах количество амфибола не превышает первых процентов, иногда (в граносиенитах) он вовсе отсутствует. Состав амфибола в этих породах в целом близок к первичномагматической магнезиальной роговой обманке из включений. Такое сходство объясняется «механическим захватом» отдельных кристаллов амфибола при взаимодействии базитовой и салической магм [1].

Полевые наблюдения и предварительные минералого-петрографические данные, полученные при изучении комбинированной дайки, позволяют сделать некоторые выводы.

1. Дайка образовалась в результате последовательного внедрения базитового и салического расплавов в одну и ту же трещину. Внедрение салического (граносиенитового) расплава произошло до полной консолидации базитовой дайки, о чем свидетельствует отсутствие зон закалки на их контакте. Такие соотношения принято называть «дайка в дайке».

2. Захват салическим расплавом мафических включений произошел вероятно на пути магмы к поверхности, возможно в результате пересечения магмопроводников. Судя по разной степени раскристаллизации включений этот захват происходил как минимум дважды.

3. Кроме механического захвата фрагментов базитового расплава (mingling) имело место химическое взаимодействие двух магм (mixing) результатом которого стали гибридные монцониты, образование которых вероятно происходило на уровне консолидации дайки, чему способствовало несколько факторов: а) «горячие» вмещающие калбинские граниты; б) значительная мощность дайки, имеющей к тому же горячие краевые части; в) пониженная температура базитового расплава, состав которого в целом близок к диоритовому.

4. Минглинг-дайки, завершающие позднепалеозойский этап гранитоидного магматизма Восточного Казахстана, являются прямым свидетельством участия мантийных магм в формировании Калбинского батолита.

Исследования поддержаны грантом РНФ № 23-17-00030, и выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2.

Литература

1. Collins W.J., Richards S.R., Healy B.E. et al. Origin of heterogeneous mafic enclaves by two-stage hybridisation in magma conduits (dykes) below and in granitic magma chambers // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2000. № 91. P. 27–45.

2. *Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D., et al.* The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // Lithos. 2022. V. 426-427.doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106801

Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: типы орогенов, ороклинальные складки и сдвиги

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) традиционно рассматривается [1-3] как результат субдукции Палеоазиатского океана под Сибирский, Восточно-Европейский и Казахстанский континенты. Данная точка зрения предполагает образование нескольких разновозрастных складчатых зон в результате последовательной аккреции островных дуг, докембрийских микроконтинентов и фрагментов океанической коры к указанным континентам. Считается, что в эволюции Палеоазиатского океана существовали Уральский и Обь-Зайсанский океанические бассейны. Уральский океанический бассейн отделял Восточно-Европейский континент от Сибирского и Казахстанского континентов, Обь-Зайсанский океанический бассейн разделял Казахстанский и Сибирский континенты. В ранней перми океанические бассейны закрылись и континенты объединились, сформировав Северную Евразию. Также широко используется представление [4, 5], что в истории Палеоазиатского океана существовала единая вендско-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании крупных ороклинальных изгибов (Казахстанского и Монгольского) и крупноамплитудных сдвигов.

В последнее время выявлено, что для ЦАСП характерны [6–9] следующие основные тектонические элементы: Казахстанско-Байкальский коллизионный ороген и аккреционный ороген, представленный Бощекуль-Чингизской, Жарма-Саурской и Кузнецко-Алтайской островодужными системами. Коллизионный и аккреционный орогены характеризуют конвергентные границы, соответственно, Индо-Атлантического и Тихоокеанского тектонических сегментов Земли [10]. Разнотипные орогены разделены ранне-среднепалеозойской Чарско-Чарышско-Теректинско-Телецко-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоной. В ее строении принимают участие в различной степени метаморфизованные фрагменты позднедокембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты. В позднем девоне –

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

раннем карбоне коллизионный и аккреционный орогены были аккретированы к Сибирского континенту и сформировали Северо-Азиатский континент. В раннепермское время его южная окраина, представленная ЦАСП, была интенсивно деформирована под коллизионным воздействием тектонической плиты Пангеи, включающей Восточно-Европейский кратон. В результате коллизии ЦАСП был деформирован в крупные ороклинальные складки: Казахстанкую и Монгольскую [4, 5], открытые на юго-восток, и расположенную между ними Бощекуль-Чингиз-Кузнецко-Алтайскую (БЧКА), открытую на северо-запад. БЧКА ороклинальная складка включает Бощекуль-Чингизскую, Жарма-Саурскую и Кузнецко-Алтайскую островодужные системы и разделена позднепалеозойскими надвигами и сдвигами на множество фрагментов.

Анализ данных мультитермохронологии для пород, участвующих в строении БЧКА ороклина на территории Восточного Казахстана, Тянь-Шаня, Джунгарии и Алтая, показал колоссальное проявление мощной (амплитудой более, чем в 5 км) позднекаменноугольно-пермской денудации [11–14], что может быть связано с проявлением только покровной тектоники. Сдвиговые деформации (например, Иртышской зоны смятия), наложены на надвиговые и им ошибочно приписывается структурновещественная характеристика раннего покровного этапа. Именно с ранним этапом связан вывод к поверхности из-под позднедевонскораннекаменноугольных турбидитов такырской серии и ее аналогов тектонических пластин, характеризующих вендско-палеозойский аккреционный ороген. Иртышская зона смятия и ее продолжение в Китае (Ергиская зона смятия) являются позднекаменноугольно-раннепермской надвиговой структурой, для которой характерно развитие мощных зон бластомилонитизации и тектонического меланжа с участием «горячих» габбро-пироксенитовых магм и пород ранне-среднепалеозойского аккреционного основания турбидитового бассейна. Деформация пород бассейна в изоклинальные складки с региональным северо-восточным простиранием осевых плоскостей хорошо объясняется ЮЗ-СВ направлением позднекаменноугольно-раннепермского сжатия, отвечающего за формирование покровных структур. Раннепермские левосторонние сдвиговые смещения в Иртышско-Ергиской зоне смятия фиксируются в меньшей мере и выражены в формировании слюдистых сланцев и S-складок с вертикальным погружением осей.

Таким образом, ЦАСП состоит из коллизионного и аккреционного орогенов, которые начали формироваться в позднем докембрии на южном обрамлении Сибирского кратона в результате погружения под него, соответственно, тектонической плиты Палеоазиатского океана и Палеопацифики. Орогены деформированы в позднем палеозое в ороклинальные складки, осложненные сдвигово-надвиговыми и сдвиговыми деформациями в результате столкновения ЦАСП и Пангеи, включающей Восточно-Европейский кратон. Современным налогом ЦАСП является зона тройного сочленения Евразийской, Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит, расположенная в Индонезии.

Наложенные позднекаменноугольно-раннепермские деформации, а также проявление одновозрастного плюмового магматизма, связанного с активностью Сибирского и Таримского плюмов [15], создали определенные трудности в интерпретации тектоники и геодинамики ЦАСП, что несомненно следует учитывать при построении глобальных палегеодинамических реконструкций и металлогеническом районировании.

Исследования выполнены в рамках планов НИР ИГМ СО РАН (геология) и гранта РНФ 22-17-00038 (гео- и термохронология).

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.

2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая эволюция западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 35. С. 8–28.

3. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика Центрально-Азиатского палеозойского океана // Геология и геофизика. 1994. № 35. С. 48–61.

4. *Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.

5. *Xiao W., Windley B., Sun S., et al.* A tale of amalgamation of three collage systems in the Permian–Middle Triassic in Central- East Asia: Oroclines, sutures, and terminal accretion //Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43 (1). P. 477–507.

6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 12. С. 1911–1926.

7. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600–1628.

8. *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.

9. Buslov M.M., Shcerbanenko T.A., Kulikova A.V., Sennikov N.V. Palaeotectonic reconstructions of the Central Asian folded belt in the Silurian Tuvaella and Retziella brachiopod fauna locations // Lethaia. 2022. V. 55 (1). P. 1–15. 10. Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.

11. Yin J., Chen W., Hodges K.V., et al. The thermal evolution of Chinese central Tianshan and its implications: Insights from multi-method Chronometry // Tectonophysics. 2018. V. 722. P. 536–548.

12. *Glorie S., Otasevic A., Gillespie J., et al.* Thermo-Tectonic history of the Junggar Alatau within the central Asian Orogenic belt // Geoscience Frontiers. 2019. V.10 (6). P. 2153–2166.

13. *Gillespie J., Glorie S., Jepson G., et al.* Late Paleozoic exhumation of the West Junggar Mountains, NW China // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2020. V. 125.

14. *Gillespie J., Glorie S., Jepson G., et al.* Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic Exhumation of the Tarbagatai mountains, southeastern Kazakhstan // Journal of the Geological Society. 2021. V. 178 (6).

15. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. № 51 (8). С. 1159–1187.

А.С. Бяков^{1,2}, И.Л. Ведерников¹, Н.А. Горячев¹, Д. Шен³, Б.И. Гареев⁴

Негативные экскурсы δ¹³C_{org} и вымирания фауны в перми Северо-Востока России: связь с островодужным вулканизмом?

Детальные записи величины $\delta^{13}C_{org}$ содержат важную информацию о геохимических условиях осадконакопления и широко используются для целей хемостратиграфии, в том числе для выявления крупных отрицательных экскурсов $\delta^{13}C_{org}$. Ряд таких записей был получен нами ранее для верхнепермских и нижней части триасовых отложений региона, что позволило, с учетом данных U-Pb определения возраста цирконов, уста-

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

² Северо-Восточный государственный университет, Магадан, Россия

³ Китайский Университет наук о Земле, Ухань, Китай

⁴ Казанский федеральный университет, Казань, Россия

новить примерное положение вучапинско-чансинской и пермо-триасовой границ [1 и др.].

В основу работы положены результаты анализа 95 образцов аргиллитов, отобранных с интервалом 1.8-2.3 м из разреза пермских отложений Тасканского бассейна, расположенного в пределах Омулевского кратонного блока. В перми этот блок находился в тыловой части системы задуговых бассейнов, связанных с Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дугой [2] и характеризовался преимущественно относительно мелководными условиями осадконакопления. Рассматриваемый разрез был изучен нами еще в 2005 г. [3] и представлен относительно маломощными (общая мощность изученного разреза около 600 м) глинистыми, в средней его части – глинисто-карбонатными породами кипрейской, туринской и рогачевской свит (рис. 1), охватывающими верхи нижней – верхнюю пермь (за исключением ее верхов). Глинистые породы в той или иной степени рассланцованы. Содержание органического углерода в изученных образцах варьирует от 0.16% до 1% и почти не коррелирует с $\delta^{13}C_{oro}$, что свидетельствует о незначительном постседиментационном воздействии на эту величину. Возраст отложений установлен на основании определений остатков двустворчатых моллюсков и брахиопод, сделанных А.С. Бяковым и В.Г. Ганелиным (ГИН РАН).

Определения значений $\delta^{13}C_{org}$ были выполнены в Аналитическом центре Казанского федерального университета. Величина $\delta^{13}C_{org}$ в изученном разрезе варьирует в пределах от –23.81‰ (нижняя часть разреза, кипрейская свита) до –26.97‰ (средняя часть разреза, низы рогачевской свиты). Отчетливо выделяются два отрицательных экскурса величины $\delta^{13}C_{org}$ – в верхах кунгурского яруса нижней перми (бивальвиевая зона Aphanaia korkodonika) и низах кепитенского яруса (низы бивальвиевой зоны Maitaia bella), где значения $\delta^{13}C_{org}$ падают на 2–2.5‰ по сравнению с нижележащими слоями, до –26.5 – –27‰. Третий отрицательный экскурс выражен менее отчетливо (минимальные значения $\delta^{13}C_{org}$ составляют около –26‰

Рис. 1. Корреляция вариаций ТОС, величины δ¹³ С_{огд} и Hg/TOC в пермских аргиллитах Тасканского бассейна с событиями вымираний двустворчатых моллюсков на Северо-Востоке России.

1 – аргиллиты; 2 – известняки; 3 – карбонатные турбидиты (переслаивание аргиллитов и известняков); 4 – строматолиты (?); 5 – остатки ископаемой фауны; 6 – конкреции; 7 – положение изученного разреза на карте. Сокращения: МСШ – Международная стратиграфическая шкала, Нек. – некучанский региональный горизонт, РСШ – Региональная стратиграфическая шкала. Серым цветом в виде длинных горизонтальных полос показаны зональные интервалы событий вымирания


на фоне –24.5 – –25‰ из нижележащих слоев) и фиксируется примерно на границе кепитенского–вучапинского ярусов (граница бивальвиевых зон Maitaia belliformis – Maitaia tenkensis).

Как известно, крупные отрицательные экскурсы величины δ¹³C_{огд} служат индикаторами неблагоприятных событий изменения окружающей среды и связываются с поступлением в атмосферу и мировой океан метана и углекислого газа, приводящих к широкому развитию аноксидных обстановок и черносланцевой седиментации. Источником углекислого газа, скорее всего, были проявления вулканизма различной геодинамической природы, поступление метана обычно связывается с разрушением газовых гидратов [4–6 и др.].

Традиционно считается, что основной причиной пермского вулканизма, влиявшей на вымирание биоты, является плюмовая деятельность, связанная с крупными магматическими провинциями (LIPs) – Таримской, Эмейшаньской и Сибирской [7]. Однако, в последнее время появляется все больше данных и о существенном вкладе в воздействие на окружающую среду островодужного вулканизма (т.н. SLIPs) [8]. В нашем случае, скорее всего, также основное влияние на вымирание биоты оказала система вулканических дуг, обрамлявших Северо-Азиатский континент в пермское время.

Выявленные отрицательные экскурсы $\delta^{13}C_{org}$ очень хорошо коррелируют с эпизодами позднекунгурского, раннекепитенского и ранневучапинского вымираний, установленными нами ранее [9]; позднечансинское событие в рассматриваемом разрезе не зафиксировано из-за местного перерыва в осадконакоплении в конце перми – начале триаса. Почти повсеместно на Северо-Востоке Азии эти события вымирания ассоциируются с черносланцевой седиментацией и крупными регрессивными эпизодами. Это позволяет предполагать широкое развитие аноксических и эвксинных обстановок, связанных с сероводородным заражением. Последнее косвенно подтверждается тем, что немногочисленные остатки бентоса этого времени известны исключительно из очень мелководных разрезов, не затронутых аноксией.

Первый (позднекунгурский) отрицательный экскурс прослеживается в ряде разрезов Южного Китая [10] и может быть связан как с влиянием Таримского плюма, выразившимся, в частности, в проявлении базальтоидного вулканизма, проявившегося в Алазейско-Олойской зоне и на восточном обрамлении Омолонского массива [11]. Однако, более вероятно, он связан с активизацией среднего и кислого островодужного вулканизма в Охотском сегменте Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дуги. Последнее доказывается результатами датирования нескольких образцов детритовых цирконов, в которых присутствует популяция с возрастом около 278–280 млн лет [12, 13 и неопубликованные авторские данные]. Аналогов второго (раннекепитенского) экскурса не удалось обнаружить нигде в мире, поэтому очевидно, что он имеет, скорее всего, региональный характер. Его главной причиной, по нашему мнению, является усиление активности Охотско-Тайгоносской (Кони-Тайгоносской) вулканической дуги. В это время на больших пространствах Северо-Востока Азии накапливались диамиктиты – своеобразные породы, являющиеся продуктом разрушения этой дуги, и многочисленные прослои синхронных осадконакоплению туфов среднего и кислого состава. В последнее время получены U-Pb SHRIMP-II и CA ID-TIMS датировки матрикса вулканогенных диамиктитов и прослоев туфов и туффитов: от 266±2 и 265±3 до 262.45±0.2 млн лет [13, 14].

Третий (кепитенско-вучапинский) отрицательный экскурс величины $\delta^{13}C_{org.}$ распознается в ряде разрезов мира, в частности, в Южном Китае [15] и на Шпицбергене [16] и, очевидно, связан с гваделупско-лопинским вымиранием, основной причиной которого считается Эмейшаньский плюмовый вулканизм. Однако, нельзя исключить и существенный региональный вклад в это событие вследствие очередного эпизода активизации Охотско-Тайгоносской вулканической дуги. Последнее подтверждается LAM ICP-MS, SHRIMP-II и CA ID-TIMS датировками многочисленных кислых и средних туфов и туфогенных диамиктитов возрастом около 260 млн лет [12, 17].

Таким образом, выявленные региональные отрицательные экскурсы, вероятнее всего, связаны с периодами активности островодужного магматизма в регионе в течение перми. Полученные недавно определения концентраций ртути в породах, повышенные значения которых связываются с проявлениями вулканизма [18 и др.], и вычисленные значения Hg/TOC подтверждают этот вывод для первых двух событий вымирания.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-27-00180.

Литература

1. Бяков А.С., Horacek М., Горячев Н.А., Ведерников И.Л., Захаров Ю.Д. Первая детальная запись δ¹³ С_{огд.} в пограничных пермо-триасовых отложениях Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. 2017. Т. 474. № 3. С. 347–350.

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

3. Бяков А.С., Ведерников И.Л., Колесов Е.В. Предварительные результаты изучения пермских отложений юга Омулевского блока (Северо-Восток

Азии) // Геология, география и биологическое разнообразие Северо-Востока России: Мат-лы Дальневост. регион. конф., посв. памяти А.П. Васьковского. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2006. С. 71–75.

4. Svensen H., Planke S., Malthe-Sørenssen A., Jamtveit B., Myklebust R., *Eidem T.R., Rey S.S.* Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming // Nature. 2004. V. 429. P. 542–545.

5. *Grard A., Francois L.M., Dessert C., Dupre B., Godderis Y.* Basaltic volcanism and mass extinction at the Permo-Triassic boundary: environmental impact and modeling of the global carbon cycle // Earth Planet. Sci. Let. 2005. V. 234. P. 207–221.

6. Zhang B.L., Wignall P.B., Yao S.P., Hu W.X., Liu B. Collapsed upwelling and intensified euxinia in response to climate warming during the Capitanian (Middle Permian) mass extinction // Gondwana Res. 2021. V. 89. P. 31–46.

7. *Chen J., Xu Y.* Establishing the link between Permian volcanism and biodiversity changes: Insights from geochemical proxies // Gondwana Res. 2019. V. 75. P. 68–96.

8. *Bryan S*. Environmental impact of silicic magmatism in large igneous province events / Ed. by Ernst R., Dickson A., Bekker A. Large igneous provinces: driver of global environmental and biotic changes // Geoph. Monogr. Ser. N 255. Washington: AGU and Wiley, 2021. P. 133–152.

9. *Бяков А.С.* Пермские биосферные события на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. № 2. С. 88–100.

10. Zhang B.L., Yao S.P., Mills B.J.W., Wignall P.B., Hu W.X., Liu B., Ren Y.L., Li L.L., Shi G. Middle Permian organic carbon isotope stratigraphy and the origin of the Kamura Event // Gondwana Res. 2020. V. 79. P. 217–232

11. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т.Н. Корень, Г.В. Котляр. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 268 с. + CDR

12. Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14–24.

13. Брынько И.В., Ползуненков Г.О., Бяков А.С., Ведерников И.Л. Первые результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из кепитенских (средняя пермь) отложений Омолонского массива (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 77–86.

14. Davydov V.I., Biakov A.S., Crowley J.L., Schmitz M.D., Isbell J.L., Vedernikov I.L. Middle Permian U-Pb zircon ages of the «glacial» deposits of the Atkan Formation, Ayan-Yuryakh anticlinorium, Magadan province, NE Russia: Their significance for global climatic interpretations // Gondwana Res. 2016. V. 38. P. 74–85. 15. *Kaiho K., Chen Z.-Q., Ohashi T., Arinobu T., Sawada K., Cramer B.S.* A negative carbon isotope anomaly associated with the earliest Lopingian (Late Permian) mass extinction // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2005. V. 223. P. 172–180.

16. Bond D.P.G., Wignall P.B., Joachimski M.M., Sun Y., Savov I., Grasby S.E., Beauchamp B., Blomeier D.P.G. An abrupt extinction in the Middle Permian (Capitanian) of the Boreal Realm (Spitsbergen) and its link to anoxia and acidification // GSA Bull. 2015. doi: 10.1130/B31216.1

17. Davydov V.I., Biakov A.S., Schmitz M.D., Silantiev V.V. Radioisotopic calibration of the Guadalupian Series: review and updates // Earth-Sci. Rev. 2018. V. 176. P. 222–240.

18. Shen J., Chen J., Algeo T.J., Feng Q., Yu J., Xu Y.-G., Xu G., Lei Y., Planavsky N.J., Xie S. Mercury fluxes record regional volcanism in the South China craton prior to the end-Permian mass extinction // Geology. 2021. V. 49. P. 452–456. XXX–XXX.

<u>Е.В. Ватрушкина</u>¹, М.В. Герцева², В.В. Костылева¹, С.Д. Соколов¹, А.В. Моисеев¹

Геодинамическая обстановка накопления среднеюрско-нижнемеловых отложений Полоусного террейна (Северная Якутия)

Полоусный террейн входит в состав Верхояно-Колымских мезозоид и в современной структуре представлен интенсивно деформированными терригенными отложениями среднеюрско-раннемелового возраста. По крупным надвигам он граничит с Кулар-Нерским террейном на западе и Нагоджинским на юге. Северо-Восточная часть Полоусного террейна перекрыта кайнозойскими отложениями, под покровом которых он, повидимому, граничит с комплексами Южно-Анюйской сутуры. Терригенные отложения прорваны раннемеловыми коллизионными интрузивными образованиями Северного пояса [2, 5].

Ранее описываемые юрские отложения предшественники относили к Полоусненскому синклинорию, который по ряду схожих черт при палеотектонических построениях объединяли с Иньяли-Дебинским синклинори-

¹ ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ»

ем. Изначально слагающие их отложения рассматривали как образования преддугового [8, 9] или задугового прогибов [3] Уяндино-Ясачненского вулканического пояса. Затем стали выделять Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина типа А, протягивающийся вдоль северо-западной и юго-западной окраин Колымо-Омолонского супертеррейна [11]. В последнее время Полоусненский и Иньяли-Дебинский синклинории относят к структурам Верхоянской пассивной окраины [10, 15]. Также существует мнение, что накопление юрских отложений Полоусненского синклинория произошло после начала коллизии Колымо-Омолонского супертеррейна и Сибирского континента [14]. Это предположение исследователи сделали на основе сравнения и выявленных различиях в распределении возрастов детритовых цирконов в триасовых и юрских отложениях Кулар-Нерского и Полоусного террейнов соответственно. Также некоторые предшественники отмечают резкое несоответствие структурных планов триасовых отложений Верхоянской пассивной окраины [4].

В результате проведения на изучаемой территории сотрудниками ВСЕГЕИ геолого-съемочных работ 1:1 000 000 был собран обширный материал, позволяющий охарактеризовать юрские отложения Полоусного террейна на всем его протяжении [1]. Было установлено, что юрские отложения надвинуты на деформированные триасовые терригенные породы Кулар-Нерского террейна и залегают на них с угловым несогласием. На основе датирования детритовых цирконов из песчаников и пересмотра фаунистических находок предшественников было установлено, что стратиграфический объем юрских отложений Полоусного террейна составляет верхний байос – нижний берриас, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении на изучаемой территории с геттанга до середины байоса. Такое строение мезозойского разреза отличается от южной части Верхоянской пассивной окраины, где юрские отложения Иньяли-Дебинского синклинория без стратиграфического перерыва надстраивают триасовые.

Разрез среднеюрско-нижнемеловых отложений Полоусного террейна представлен чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с маломощными линзами конгломератов. В результате детальных седиментологических исследований и замеров ориентированных текстур установлено, что накопление происходило во фронтально-дельтовых и продельтовых обстановках, с погружением склона палеобассейна и преимущественным направлением сноса материала с северо-запада на юго-восток в современных координатах [10, 14]. Наши наблюдения подтверждают выводы предшественников и свидетельствуют о смене фаций в этом направлении на более глубоководные. Также необходимо отметить, что вверх по разрезу выявлена смена от тонкозернистых турбидитовых последовательностей к переслаиванию песчаников и аргиллитов с косой слоистостью и обилием углистого детрита, что указывает на постепенное обмеление бассейна. Немаловажной особенностью в строении разреза является чередование пачек ритмичного переслаивания песчаников и аргиллитов (мощностью от 2 до 50 м) с мощными горизонтами амальгамированных песчаных слоев, разделенных аргиллитовыми интракластами (до 20 м).

Среднеюрско-нижнемеловые отложения различных разрезов Полоусного террейна имеют близкий состав и обладают схожими геохимическими и изотопно-геохимическими характеристиками. На основе петрографического изучения псаммитовых разностей установлено, что песчаники по классификации В.Д. Шутова [12] относятся к граувакковым аркозам. Породы имеют среднюю степень сортированности, обломки в основном плохо окатаны или неокатаны. Матрикс глинистый с примесью пеплового материала, преобразован в кварц-хлорит-иллитовый агрегат. Среди породообразующих компонентов в песчаниках преобладают полевые шпаты (37-47%), в том числе калиевые разновидности до 7%. Количество кварца в зависимости от зернистости пород составляет от 25 до 36%. Количество литокластов изменяется от 16 до 25%, они представлены преимущественно вулканитами кислого и среднего состава, реже встречаются кварц-полевошпатовые сростки, и единичные кварц-слюдистые сланцы, кварциты и высокоуглеродистые аргиллиты. В песчаниках отмечается присутствие вулканического стекла и вулканогенных обломков, имеющих неправильную форму и занимающих конформное положение. На дискриминантной диаграмме В. Дикинсона [13] фигуративные точки составов песчаников попадают в поле на границе областей, характеризующих размыв фундамента и эродированной вулканической дуги.

Индекс химического выветривания (CIA) псаммитовых разностей составляет 50–60, что указывает на преобладание свежих, недавно выведенных на поверхность пород среди их источников сноса.

В результате датирования детритовых цирконов из песчаников различных стратиграфических уровней удаленных друг от друга разрезов Полоусного террейна установлено схожее распределение возрастов. Выделено три основные популяции цирконов: самая молодая юрская популяция (146–200 млн лет), карбон-триасовая (220–360 млн лет) и палеопротерозойская (1600–2200 млн лет), также в каждой выборке присутствует зерна с архейскими возрастами.

Наибольший интерес в контексте определения геодинамической обстановки представляет изучение юрской популяции, которая насчитывает от 4 до 30 зерен, количество которых увеличивается вверх по разрезу, а также с юга на север. Возраст самых молодых зерен соответствует возрасту осадконакопления. Как правило, популяция включает и весь остальной спектр юрских возрастов, вплоть до 200 млн лет. Для северных разрезов также прослеживается незначительное увеличение популяции в восточном направлении. С учетом петрографических наблюдений можно сделать вывод, что источником мог быть окраинно-континентальный вулканический пояс, располагавшийся на севере или северо-востоке. На протяжении байосс-титонского времени он поставлял в бассейн седиментации синхронный пирокластический материал, а также был источником обломков различных по составу вулканитов юрского возраста.

В качестве такого источника можно рассматривать вулканогенноосадочный комплекс мыса Святой Нос. Обнажающиеся здесь базальты имеют возраст 149.3±1.2 млн лет [7]. Туфопесчаники из этого же разреза имеют средневзвешенный возраст молодой популяции детритовых цирконов (8 зерен) 158 млн лет и характеризуются присутствием всего спектра юрских возрастов с доминирующим пиком 195 млн лет [6]. Присутствие единичных ксеногенных зерен циркона архейского возраста в базальтах свидетельствует о контаминации расплава достаточно зрелым материалом континентальной коры.

При этом бассейн, в котором происходило накопление среднеюрскораннемеловых отложений Полоусного террейна нельзя определить, как преддуговый. Аркозовый состав песчаников и преобладание карбонтриасовой и палеопротерозойской популяций в распределении возрастов детритовых цирконов указывает на преимущественное распространение в питающей провинции гранитоидов этих возрастов. Перерыв в осадконакоплении, преобладание среди источников сноса свежих, недавно выведенных на поверхность магматических комплексов, плохая окатанность материала, наличие таких нестабильных компонентов как калиевый полевой шпат и удлиненные кристаллы плагиоклаза, присутствие в разрезе высокоскоростных потоковых отложений (амальгамированных песчаных слоев), отсутствие признаков вызревания материала указывают на накопление в условиях активной тектонической обстановки, в непосредственной близости от области питания. Полученные результаты противоречат ранее сделанному выводу о накоплении юрских отложений Полоусненского синклинория в пределах Верхоянской пассивной окраины при сносе кластики со стороны Сибирского кратона [10, 15]. На сегодняшний день недостаточно данных для однозначной интерпретации фундамента Полоусного террейна. Возможно им являлся микроконтинент, который аккретировал к Сибири с севера (в современных координатах) в раннеюрское время, вызвав тем самым перерыв в осадконакоплении в этой части Верхоянской окраины.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00197-П.

Литература

1. Герцева М.В., Борисова Т.П., Чибисова Е.Д. Котов И.А., Истошина Е.Б., Абрамов И.В., Голота Л.Е. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-53 –Нижнеянск. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2020. 160 с.

2. Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U–Th–Pb SIMS и Ar–Ar геохронологические данные // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.

4. *Константиновский А.А., Липчанская Л.Н.* Строение и формации северной части Яно-Колымской складчатой системы (Якутия) // Геотектоника. 2011. № 6. С. 40–57.

5. Лучицкая М.В., Герцева М.В., Сысоев И.В. Геодинамика и раннемеловой магматизм Северного вулкано-плутонического пояса Верхояно-Колымской складчатой области (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2023. № 5. С. 96–120.

6. *Моисеев А.В.* Возраст и обстановки формирования вулканогенноосадочных пород мыса Святой Нос (Лаптево-Сибироморский регион) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. Материалы LII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2020. С. 97–102.

7. *Моисеев А.В., Соколов С.Д. и Палечек Т.Н.* Возраст вулканогенноосадочного комплекса мыса Святой Нос (Восточная Арктика) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. Т.66. № 4. С. 665– 685.

8. *Оксман В.С.* Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

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

10. Прокопьев А.В., Ивенсен Г.В., Васильев Д.А. Седиментологические и литохимические особенности триасовых и юрских отложений северного фланга Кулар-Нерского террейна и Полоусного синлинория // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 67–80.

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

12. Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с. (Тр. ГИН РАН СССР; Вып. 238).

13. Dickinson W.R., Bead L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. Provenance of North American sandstones in relation to tectonic setting // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. P. 222–235. 14. *Harris D.B., Toro J., Prokopiev A.V.* Detrital zircon U-Pb geochronology of Mesozoic sandstones from the Lower Yana River, northern Russia // Lithosphere. 2013. V. 5. N 1. P. 98–108.

15. *Prokopiev A.V., Ershova V.B., Stockli D.F.* Detrital Zircon U-Pb Data for Jurassic–Cretaceous Strata from the South-Eastern Verkhoyansk-Kolyma Orogen – Correlations to Magmatic Arcs of the North-East Asia Active Margin // Minerals. 2021. V. 11. N 3. P. 1–23.

В.Е. Вержбицкий¹, Н.А. Малышев¹, А.А. Колюбакин², С.М. Данилкин³, В.Б. Ершова^{3,4,5}, А.А. Бородулин¹, В.В. Обметко¹, Д.К. Комиссаров¹, И.С. Васильева³, М.А. Рогов^{3,4}, А.Б. Попова³, В.Е. Васильев⁶, Г.Н. Александрова⁴, А.А. Суслова^{7,8}, А.М. Никишин⁷

Новые данные о тектонике северо-востока моря Лаптевых (по результатам экспедиционных исследований и стратиграфического бурения)

Планирование и проведение поисково-разведочных работ на нефть и газ на арктических шельфовых участках должно опираться на современные, основанные на максимально представительных массивах данных, модели геологического строения и углеводородных систем изучаемых регионов. Очевидно, что для обоснованного прогноза нефтегазоносности, оценки ресурсов и рисков, ранжирования арктических шельфовых геологоразведочных проектов и приоритизации объектов постановки поискового бурения необходимо максимальное снижение геологических неопределённостей. Принимая также во внимание принадлежность морских осадочных бассейнов в Арктике к различным элементам тектонического

¹ ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия

² ООО «РН-Эксплорейшн», Москва, Россия

³ ООО «Арктический Научный Центр», Москва, Россия

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия

⁵ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

⁶ АО «Институт геологии и разработки горючих ископаемых», Москва

⁷ МГУ, геологический факультет, Москва, Россия

⁸ Фонд «НИР» (бренд «Иннопрактика»), Москва, Россия

районирования и современным геодинамическим обстановкам, а также существенные различия в этапности эволюции тектонических режимов, седиментационных и углеводородных систем, для комплексного изучения шельфовых участков требуется мультидисциплинарный подход.

В условиях недостатка данных морского бурения главным источником прямой геологической информации являются естественные выходы горных пород на прибрежной суше и островах. Таким образом, наряду с традиционными методами морских геофизических съемок (сейсморазведка, гравимагниторазведка и т.д.) мы рассматриваем наземные полевые геологические экспедиции в качестве одного из основных элементов поисковых работ на нефть и газ для шельфовых районов. Это особенно актуально для российского сектора шельфа Восточной Арктики, где до последнего времени глубокие скважины практически отсутствовали.

К настоящему времени ПАО «НК «Роснефть» реализовала обширную программу полевых геологических работ на материковой суше и островах российской Арктики. За период 2012–2022 гг. организовано и проведено с привлечением ведущих российских научных и научно-производственных организаций 15 геологических экспедиций, охватывавших регионы от архипелага Земля Франца-Иосифа на западе до острова Врангеля на востоке российской Арктики.

Начиная с 2020 г. ПАО «НК «Роснефть» также приступила к реализации уникальной программы по стратиграфическому бурению в морях российской Арктики. В сезоне 2020 г. были проведены пионерские работы в пределах Северо-Карского осадочного бассейна [6]. В 2021 г. работы были продолжены в акватории моря Лаптевых, в 2022 г. – в Чукотском море, в 2023 г. – в Чукотском и Восточно-Сибирском морях [4, 7, 8]. Отметим, что в 2022 г. совместно с программой стратиграфического бурения ПАО «НК «Роснефть» в Чукотском море и при её содействии по инициативе Роснедра было осуществлено бурение первой скважины на арктическом шельфе в рамках программы по обоснованию внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) РФ [9].

В настоящем докладе мы более подробно остановимся на некоторых ключевых результатах геологических исследований последних лет, проведенных ПАО «НК «Роснефть» в северо-восточной части лаптевоморского региона, включая Анисинско-Новосибирский шельфовый участок и прилегающие к нему области островной суши. В 2016 г. полевые работы были организованы на острове Новая Сибирь (силами ФГБУН Геологический институт РАН), а в 2019 году – на о-ве Котельный, п-ове Стрелка Анжу и о-ве Фаддеевский (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»). Эти работы позволили в различной степени охарактеризовать возраст, литолого-фациальный состав, геохимические характеристики, условия залегания и другие особенности слагающих их комплексов пород. Все полученные результаты

были включены в актуализируемые региональные сейсмогеологические и бассейновые модели прилегающих участков арктического шельфа.

В частности, отметим, что при работах на о-ве Новая Сибирь были подробно изучены интенсивные складчато-надвиговые деформации преимущественно южной и восточной вергентности, в которые вовлечены отложения от верхнего мела до среднего неоплейстоцена [2]. На основе детального структурного анализа, включая морфологию изучаемых структур сжатия, расшифровку этапности и возраста их проявления, анализа трековых возрастов по обломочным апатитам и др., был сделан вывод об отнесении их к гляциодислокациям, связанным с крупнейшим неоплейстоценовым оледенением [2], что соотносится с ранее полученными результатами [3]. Однако, на региональных 2D сейсмических профилях МОВ ОГТ, проходящих через расположенную непосредственно к северу от Новосибирских островов акваторию, подобных структурных форм до настоящего времени выделено не было, что оставляло ряд закономерных вопросов о природе и площадном распространении рассматриваемых складчато-надвиговых деформаций.

В 2021 г. в северо-восточной акватории моря Лаптевых, в рамках проекта ПАО «НК «Роснефть», в пределах Анисинско-Новосибирского лицензионного участка впервые было пробурено 6 стратиграфических скважин глубиной от 100 до 199.5 м (получено 415 м керна) [7, 8] (рис. 1). Важно отметить, что комплекс работ по сопровождению стратиграфического бурения включает проведение сейсмоакустической съемки сверхвысокого разрешения (ССВР) с целью оптимального выбора точек постановки бурения и минимизации рисков, связанных с возможными опасностями в верхней части геологического разреза [4].

В результате бурения и реализации последующей программы лабораторно-аналитических исследований керна (прежде всего – биостратиграфических исследований), а также комплексной интерпретации сейсмических и сейсмоакустических данных были получены новые, принципиально важные выводы о тектонике северо-восточного сектора моря Лаптевых. Ниже приведены некоторые из них:

Впервые подтверждено распространение к северу от Новосибирского архипелага комплексов позднемезозойского складчатого основания, представленного в скважинах терригенными отложениями верхнего баррема – нижнего апта. Таким образом, показано, что становление фундамента (завершение финальной фазы коллизии в рассматриваемой части Новосибирско-Чукотской складчато-надвиговой системы) произошло не ранее раннеаптского времени [8], а скорее всего близко к этому времени, т.е. в начале апта.

На нижнемеловых породах фундамента со значительным перерывом в объеме позднего апта – маастрихта и угловым несогласием залегает



Рис. 1. Схема основных структурных элементов лаптевоморского региона с указанием точек бурения стратиграфических скважин (a); сейсмический разрез сверхвысокого разрешения через скважину SSDAN-1 (б) (местоположение см. рис. а) с интерпретацией ключевых отражающих горизонтов и их стратиграфической привязкой по текущим результатам анализа данных бурения стратиграфических скважин в сравнении с базовой моделью, составленной до бурения (колонки в правой части рисунка); сейсмогеологический профиль по линии А-А' (в), по [8], упрощено комплекс терригенных отложений чехла, датированный в интервале нижний палеоцен – плейстоцен. В основании чехла выделен синрифтовый комплекс, датированный палеоценом, маркирующий фазу регионального постколлизионного растяжения.

Здесь необходимо оговориться, что мы не исключаем возможность выделения и более древних, чем датированные в стратиграфических скважинах палеоценом, постскладчатых осадочных комплексов в более глубокопогруженных западных частях лаптевоморского шельфа (апт-альбских и/или верхнемеловых?). Этот, во многом ключевой, вопрос региональной геологии будет предметом отдельного комплексного исследования с учетом полученных данных бурения и детального сейсмостратиграфического расчленения осадочного чехла шельфа моря Лаптевых.

Пострифтовый комплекс формируется с раннего эоцена. Вторая фаза интенсивного растяжения проявилась в интервале мессинско-плиоценового времени. Самый молодой, верхнемиоцен(?)-плейстоценовый, сейсмокомплекс залегает несогласно на нижележащих отложениях, с эрозионной поверхностью в основании, и практически не нарушен амплитудными разрывными нарушениями сбросовой кинематики [8]. В этой связи крайне важным является сопоставление полученных выводов с результатами структурного анализа систем посторогенных разломов сбросовой и сбросо-сдвиговой кинематики, выделенных в палеозойских и кайнозойских отложениях архипелага Новосибирских островов [1, 5, 9, 11].

С другой стороны, при анализе данных ССВР было установлено, что на отдельных участках региона исследований породы самого верхнего сейсмокомплекса, вовлечены в достаточно интенсивные складчатонадвиговые деформации с преобладанием вергентности в южных румбах (рис. 2). Деформированные комплексы пород ограничены в подошве пологими поверхностями срыва и с резким угловым несогласием перекрыты маломощным (первые десятки метров) чехлом недеформированных четвертичных осадков. По нашему мнению, эти структуры парагенетичны гляциодислокациям, известным на острове Новая Сибирь. Перекрывающие же их недеформированные осадки могут быть сопоставлены с верхненеоплейстоценовыми отложениями верхней части канарчакской свиты, также с угловым несогласием перекрывающих более древние деформированные комплексы о-ва Новая Сибирь [2]. Таким образом, полученные нами новые данные впервые указывают на площадное распространение неоплейстоценовых гляциодислокаций и на прилегающем шельфе – к северу от острова Новая Сибирь.

В целом, мы хотели бы подчеркнуть важность комплексирования данных морских геофизических съемок, полевых геологических работ на прилегающей суше и результатов стратиграфического бурения при изучении такого сложного региона как Восточная Арктика. Именно такой



Рис. 2. Выделение четвертичных гляциодислокаций на шельфе по сейсмоакустическим данным: (a) – сейсмический разрез сверхвысокого разрешения через скважины SSDAN-4_1, SSDAN-4_3, SSDAN-4_7 и SSDAN-4_6 (местоположение см. рис. 1a) с интерпретацией ключевых отражающих горизонтов и их стратиграфической привязкой по текущим результатам анализа данных бурения стратиграфических скважин в сравнении с базовой моделью, составленной до бурения (колонки в левой части рисунка); (б) – укрупненный фрагмент разреза; (в) – он же, с элементами интерпретации

подход позволяет построить максимально достоверные современные 3D модели региона (сейсмогеологическую, литолого-фациальную, эволюции углеводородных систем) для обоснованного прогноза его нефтегазоносности и повышения эффективности геологоразведочных работ.

Литература

1. Вержбицкий В.Е. Складчатые комплексы острова Бельковский: современная структура и стадии развития восточной части Лаптевоморского региона // EAGE «Геомодель – 2009». Материалы 11-ой Международной научно-практической конференции по проблемам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при геологическом моделировании месторождений углеводородов. Геленджик, Россия, 7–10 сентября 2009 г. С. 1–4.

2. Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А., Костылева В.В., Мальшев Н.А., Вержбицкий В.Е., Обметко В.В., Бородулин А.А. Складчатонадвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия): возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.

3. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Складчато-надвиговое сооружение Деревянных гор на шельфе моря Лаптевых (о. Новая Сибирь): причины и возраст деформаций // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Мат-лы XLVI тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2014. С. 104–106.

4. Колюбакин А.А., Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Токарев М.Ю., Пашали А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А., Обметко В.В., Болдырев М.Л., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В. Технологические разработки геофизического обеспечения стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Нефтяное хозяйство. 2023. № 11. С. 6-11.

5. Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К. Осадочные бассейны палеозоя и мезозоя на шельфе моря Лаптевых: результаты полевых работ Геологического института РАН на Новосибирских островах в 2007–2008 годах // Строение и история развития литосферы. Сер. «Вклад России в Международный полярный год 2007/08». Москва-Санкт-Петербург, 2010. С. 229–243.

6. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Скарятин М.В., Балагуров М.Д., Илюиин Д.В., Колюбакин А.А., Губарева О.А., Гатовский Ю.А., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В., Ступакова А.В., Суслова А.А., Обметко В.В., Комиссаров Д.К. Стратиграфическое бурение на севере Карского моря: первый опыт реализации проекта и предварительные результаты // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 3. С. 311–326.

7. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Бородулин А.А., Обметко В.В., Болдырев М.Л., Попова А.Б., Данилкин С.М., Васильева И.С., Тимошенко Т.А., Ставицкая В.Н., Новиков С.С., Шеин В.А., Васильев В.Е., Александрова Г.Н., Гатовский Ю.А., Суслова А.А., Ступакова А.В., Никишин А.М., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В. Технологические аспекты и опыт стратиграфического бурения в морях российской Арктики // Геология нефти и газа. 2023 (в печати).

8. Малышев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М., Колюбакин А.А., Ершова В.Б., А.А. Бородулин, Обметко В.В., Комиссаров Д.К., Пашали А.А., Болдырев М.Л., Васильева И.С., Рогов М.А., Попова А.Б., Васильев В.Е., Новиков С.С., Гатовский Ю.А., Александрова Г.Н., Лидская А.В., Симакова А.Н., Лопатина Д.А., Бордунов С.И., Ступакова А.В., Суслова А.А., Никишин А.М., Лакеев В.Г., Лукашев Р.В. Стратиграфическое бурение на северо-востоке моря Лаптевых: основные результаты и дальнейшее развитие проекта // Докл. РАН. 2024 (в печати).

9. Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И., Татаринов В.Ю., Кашубин С.Н., Рекант П.В., Прищепенко Д.В., Малышев Н.А., Данилкин С.М., Вержбицкий В.Е., Колюбакин А.А., Комиссаров Д.К., Ставицкая В.Н., Шурекова О.В., Разумкова Е.С., Толмачева Т.Ю., Леонтьев Д.И., Токарев М.Ю., Понимаскин А.И., Замотина З.С. Первые результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения окраинных структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого океана // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 100–110.

10. Brandes C., Piepjohn K., Dieter F., Sobolev N., Gaedicke C. The Mesozoic– Cenozoic tectonic evolution of the New Siberian Islands, NE Russia // Geological Magazine. 2014. V. 152 (03). P. 480–491.

11. Prokopiev A., Ershova V., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A., Vasiliev D., Sobolev N., Petrov E. Tectonics of the New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low-temperature thermochronology // Journal of Geodynamics. 2018. V. 121. P. 155–184.

Р.В. Веселовский^{1,2}, А.М. Фетисова^{1,2}

Новый средний пермо-триасовый палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы и его тектоническая интерпретация

Отвечающие современным критериям качества и надёжности палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) для интервала 260–240 млн лет назад крайне немногочисленны и получены, в основном, по осадочным комплексам «стабильной» (внеальпийской) Европы без точной геохронологической привязки. Это существенно усложняет разработку пермо-триасового сегмента кривой кажущейся миграции па-

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т, Москва, Россия

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

леомагнитного полюса ВЕП, которая является основой для решения ряда актуальных задач региональной тектоники, в частности, оценки масштаба пост-палеозойских относительных движений ВЕП и Сибири, а также Лаврентии в составе Лавразии (Евразии). Терригенный пермо-триасовый комплекс Русской плиты ВЕП давно и активно изучается палеомагнитным методом и по нему в последние годы получен ряд палеомагнитных исследований шести пограничных пермо-триасовых разрезов долины р.Ветлуга (Нижегородская область): Прудовка, Асташиха, Знаменское, Воскресенское, Сосновка и Сухоборка, и используем их для вычисления нового среднего палеомагнитного полюса ВЕП для границы перми и триаса.

Все изученные разрезы представлены терригенными породами, преимущественно красноцветными глинами, алевролитами и песчаниками, время накопления которых максимально приближено к границе перми и триаса. Температурные магнитные чистки образцов, а также контрольные чистки дублей образцов переменным магнитным полем, выявили наличие в большинстве из них палеомагнитного сигнала хорошего качества. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) исследованных образцов представляет собой сумму двух компонент: наименее стабильной, имеющей вязкую природу, и наиболее стабильной к размагничивающему фактору – характеристической. По единичным направлениям характеристической компоненты намагниченности для каждого разреза вычислены средние палеомагнитные направления и соответствующие им полюсы. Поскольку интервал палеомагнитного опробования изученных разрезов превышает 3-4 метра, то, учитывая характерную скорость накопления осадков соответствующего генезиса ~1 м за 50 000 лет, вычисленные полюсы можно считать палеомагнитными (вековые вариации усреднены). Эти полюсы, совместно с наиболее надежными Р₃-Т₁ полюсами ВЕП, полученными ранее, были использованы для вычисления нового среднего палеомагнитного полюса ВЕП для интервала времени 255-251 млн лет: N = 19 (полюсов), plong = 168.4°, plat = 50.0°, A95 = 3.1°. Средний полюс удовлетворяет большинству критериев качества и надежности, предъявляемых к палеомагнитным определениям, полученным по осадочным породам, и близок к истинному дипольному полюсу ВЕП [4]. В то же время, средний полюс ВЕП значительно удален от соответствующего по возрасту среднего пермо-триасового полюса Сибирской платформы $(N = 29 (полюсов), plong = 144.5^\circ, plat = 51.1^\circ, A95 = 3.6^\circ) [5], что не$ исключает возможности относительных перемещений ВЕП и Сибири в мезозое-кайнозое. Масштаб этих перемещений может быть оценен в первые сотни километров.

Исследования выполнены в рамках тем НИР государственного задания ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Лабораторные исследования проведены на оборудовании ЦКП «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» ИФЗ РАН.

Литература

1. Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Голубев В.К. Новый 254 млн лет палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы: Московская синеклиза, разрезы Сухоборка и Сосновка // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 220–226. DOI: 10.31857/S2686739723600194

2. Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Арефьев М.П. Новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым осадочным разрезам Московской синеклизы // Учён. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2020. Т. 162. Кн. 2. С. 228–243. doi: 10.26907/2542-064X.2020.2.228-243

3. Фетисова А.М., Голубев В.К., Веселовский Р.В. и др. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия опорных пермо-триасовых разрезов центральной части Русской плиты: Жуков овраг, Слукино и Окский съезд // Геология и геофизика. 2022. DOI: 10.15372/GiG2021157

4. *Bazhenov M.L., Shatsillo A.V.* Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model // Geophysical Journal International. 2010. V. 180. P. 136–146. https://doi. org/10.1111/j.1365-246X.2009.04379.x

5. Диденко А.Н. Анализ мезозойско-кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли. 2015. № 5. С. 65–79. https://doi.org/10.7868/S000233371505004X

Е.В. Ветров¹, О.А. Гаврюшкина¹, Н.И. Ветрова¹, Т.А. Бирюкова¹, А.И. Прошенкин¹

Признаки протерозойской коры под раннепалеозойским Таннуольским террейном (ЦАСП) по данным U-Pb датирования циркона в осадочных и магматических комплексах Тувинского прогиба

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП) является одним из крупнейших аккреционных орогенов на Земле [1] и является хорошим природным полигоном для изучения эволюции континентальной коры.

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

Многочисленные исследования островодужных систем, океанических островов и офиолитов показали, что более 50% коры в пределах ЦАСП является ювенильной. Это подтверждают и изотопно-геохимические Sm-Nd данные, полученные по фанерозойским гранитоидам. В состав ЦАСП входит и ряд микроконтинентов с докембрийским фундаментом [2], однако, их идентификация часто бывает нетривиальной задачей, из-за чего объем ювенильной коры в пределах ЦАСП может быть завышен [3].

В Тувинском сегменте ЦАСП широко распространены комплексы пород, связанные с существованием на границе протерозоя и палеозоя систем островных дуг. Эти системы сохранились в виде серии тектонических блоков, или так называемых террейнов – Таннуольского, Каахемского, Уюкского, Хамсаринского и других. По примеру Таннуольского террейна, в их строении преобладают кембрийские вулканогенно-осадочные породы островодужной ассоциации с положительными значениями єNd(T) (+5,7...+7,7) и позднерифейским–вендским модельным возрастом (550– 760 млн лет) [4]. Эти островодужные образования, прорываются кемброордовикскими гранитоидными и базитовыми интрузиями со схожими изотопно-геохимическими характеристиками [5].

В данной работе приведены результаты исследования осадочных и магматических пород Тувинского прогиба, наложенного на раннепалеозойские островодужные террейны. Тувинский прогиб вытянут в северовосточном направлении и представляет собой один из крупных (протяженностью более 500 км) грабенов рифтовой системы, сформированной в девон-каменноугольное время в северной части ЦАСП. Заложение прогиба начинается с формирования мощных раннедевонских вулканогенных образований бимодальной серии и синхронных комплексов базитовых даек. В позднедевонское–каменноугольное время на более зрелой стадии эволюции Тувинского прогиба внедрялись малые базитовые интрузии – штоки, дайки, силлы [6]. В то же время, Тувинский прогиб заполняется мощными толщами терригенных континентальных отложений.

С помощью U-Pb датирования циркона методом LA-ICP-MS проанализированы терригенные породы среднедевонской илеморовской, позднедевонской джаргинской, раннекаменноугольной суглугхемской и средне-позднекаменноугольной онкажинской свит. Для пробы песчаников илеморовской свиты (EV-1) проанализировано 87 зерен циркона. В катодолюминесцентном изображении цирконы имеют осцилляторную зональность, что в сочетании с высокими отношениями Th/U = 0.20-1.44свидетельствует о магматическом происхождении источника сноса. Гистограмма распределения U-Pb возрастов проявляет кембро-ордовикскую популяцию с пиком на 485 млн лет. Наиболее молодые цирконы имеют средний возраст 410 млн лет (по 4 измерениям). Около 10% проанализированных зерен имеют протерозойский возраст (980–785 млн лет). Детритовые цирконы из песчаников джаргинской свиты (EV-4), судя по их внутренней структуре и высоким Th/U отношениям, также имеют магматическое происхождение. Для этих песчаников проанализировано 98 цирконов, выделен яркий возрастной пик на 380 млн лет и менее проявленная популяция кембро-ордовикских цирконов. Кроме того, отмечается 8% протерозойских зерен – рифейские с возрастом от 915 до 740 млн лет и 2 раннепротерозойских зерна с возрастами 1847 и 1875 млн лет. Для пробы песчаников суглугхемской свиты (EV-5) проанализировано 92 циркона с осциляторной зональностью и высокими отношениями Th/U = 0.19-1.04. Гистограмма распределения U-Pb возрастов проявляет кемброордовикскую популяцию. Отмечены единичные цирконы с девонским (405, 370 и 360 млн лет) и протерозойским (770 млн лет) возрастами. Детритовые цирконы из туффитов онкажинской свиты (EV-10) имеют внутреннее строение и высокие Th/U отношения, характерные для цирконов, имеющих первичное магматическое происхождение. Проанализировано 94 циркона, выделена преобладающая популяция (50%) на 315 млн лет, менее проявленная популяция кембро-ордовикских цирконов с пиком на 485 млн лет (23%) и девон-каменноугольных цирконов (16%) с пиком на 350 млн лет. Кроме того, проявлен кластер рифейских цирконов в диапазоне возрастов от 865 до 820 млн лет и единичное раннепротерозойское зерно с возрастом 1829 млн лет. Всего, доля протерозойских зерен составляет около 10% от проанализированных цирко-HOB.

С помощью U-Pb датирования циркона методом SIMS проанализированы базитовые дайки, прорывающие осадочные силурийские комплексы и девонские осадочные и вулканогенно-осадочные породы Тувинского прогиба. Из пробы 908-1 выделено 15 цирконов, по 13 из них получено конкордантное значение 400±4.0 млн лет (СКВО = 0.00083), отражающее возраст формирования этих базитовых интрузий. Два другие зерна с возрастами 510 и 485 млн лет, вероятнее всего, являются ксеногенными. В других пяти пробах выделены только ксеногенные цирконы, которые можно разделить на 4 группы: кембро-ордовикские (538–481 млн лет, 11 зерен), вендские (599–550 млн лет, 6 зерен), рифейские (895–603 млн лет, 7 зерен) и раннепротерозойские (1991–1742 млн лет, 24 зерна). Кроме того, зафиксировано единичное зерно с возрастом 2506 млн лет.

Полученные результаты могут свидетельствовать о гетерогенном строении островодужных террейнов Тувы. Островодужные террейны могли быть сформированы на древней континентальной коре, либо надвинуты на древний микроконтинент в ходе кембро-ордовикских аккреционноколлизионных событий. Так или иначе, полученные данные подтверждают предположение о преувеличенной роли ювенильной коры в строении ЦАСП. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10069, https://rscf.ru/project/22-77-10069/.

Литература

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

2. Kröner A., Kovach V., Belousova E., Hegner E., Armstrong R., Dolgopolova A., Seltmann R., Alexeiev D.V., Hoffmann J.E., Wong J., Sun M., Cai K., Wang T., Tong Y., Wild, S.A., Degtyarev K.E., Rytsk E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 103–125.

3. Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.

4. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Вишневская И.А., Червяковская М.В., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Андреева Е.С. Строение, возраст, геохимический и изотопно-геохимический (Sm/Nd) состав серлигской свиты кембрия Таннуольского террейна Тувы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. № 1(41). С. 81–94.

5. Vetrov E.V., Vetrova N.I., Pikhutin E.A. Geochronology and geochemistry of early Paleozoic granitic and coeval mafic rocks from the Tannuola terrane (Tuva, Russia): Implications for transition from a subduction to post-collisional setting in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research, 2024. V. 125. P. 130–149.

6. Ветров Е.В., Уваров А.Н., Андреева Е.С., Ветрова Н.И., Жимулев Ф.И., Степанов А.С., Вишневская И.А., Червяковская М.В. Среднепалеозойский магматизм Центрально-Тувинского прогиба (восточная часть Алтае-Саянской складчатой области): петрогенезис, тектоника и геодинамика // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 12. С. 1607–1629.

Хронология и тектонические условия формирования раннепалеозойских вулканогенных и осадочных комплексов Салаира (северная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса)

В северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) широко распространены раннепалеозойские вулканогенные и осадочные комплексы. Считается, что эти комплексы были сформированы в ходе интенсивного островодужного вулканизма на юго-западной окраине Сибирского континента, сопровождаемого накоплением мощных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ [1–3]. Восстановление хронологии формирования мощных вулканогенно-осадочных последовательностей в различных сегментах ЦАСП необходимо для понимания эволюции всего Палео-Азиатского океана. Кроме того, раннепалеозойские вулканогенные и осадочные комплексы часто вмещают и/или является источником рудного компонента, поэтому корректное обоснование возраста и условий формирования этих комплексов может быть важно при проведении прогнозных работ.

В данной работе приведены результаты исследования вулканогенных и осадочных комплексов Салаирского террейна, расположенного в северной части ЦАСП. Салаирский террейн сложен кембрийскими известняками кинтерепской свиты, терригенными отложениями суенгинской свиты, вулканогенными образованиями печеркинской свиты, мощным ритмично построенным турбидитовым кембро-ордовикским комплексом зеленофиолетовой серии, включающей среднекембрийские отложения бачатской свиты. В целом на основе фациального анализа в составе Салаирского террейна предшественниками выделяются породные ассоциации океанической островной дуги, ее склона и глубоководного желоба [3]. Однако, геохронологические данные для этих комплексов весьма ограничены, а взаимоотношения между собой неоднозначны и часто осложнены разрывными нарушениями.

Как было показано ранее [4, 5], в раннем кембрии (~515 млн лет) в островодужных условиях формировались ультракислые эффузивные породы печеркинской свиты. Эти породы характеризуются высокими значениями ɛNd (t) (+4.5 – +6.4), первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.706977) и маркируют довольно зрелую стадию развития островодужной системы.

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

Синхронно с формированием этих вулканических пород (525–510 млн лет) на склонах вулканических построек накапливались карбонатные отложения – массивные известняки кинтерпеской свиты, характеризующиеся значениями $\delta^{18}O_{SMOW}$ от 19.8 до 23.8‰, $\delta^{13}C_{PDB}$ от -0.7 до +0.9 и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношениями от 0.70848 до 0.70858. Новые данные геохимических и изотопно-геохимических (Sr, C, O) исследований слоистых известняков кинтерепской свиты по р. Суенга показали схожие значения $\delta^{18}O_{SMOW}$ (17.8– 22.1‰), $\delta^{13}C_{PDB}$ (-0.8 – +0.9) и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения (0.70839–0.70857).

Далее, в среднем-позднем кембрии – раннем ордовике формируются вулканогенные и осадочные образования зелено-фиолетовой серии. Верхняя возрастная граница этой серии ограничена по находкам тремадокских брахиопод в верхних частях разреза [6], нижняя граница не обоснована и принята условно. По результатам аналитических работ и данных петрографического изучения установлено, что среди вулканогенных пород зелено-фиолетовой серии в равной степени развиты пирокластические образования основного и среднего состава. Все покровные вулканиты высоконатровые, среднеглиноземистые, низкотитанистые. По характеру распределения РЗЭ отмечается слабая степень фракционирования. В средних разностях выражен слабый Еи минимум, которого нет в основных породах. Распределение других редких элементов типично для вулканитов субдукционных обстановок (выражены максимумы U, Pb, Sr, минимумы Rb, Ta, Nb). По соотношению ряда элементов (Zr/Y-Th/Yb, Y/15-La/10-Nb/8, TiO₂-MnO*10-P₂O₅*10) породы относятся к толеитовым базальтам и переходным от толеитовых к известково-щелочным разностям. Такие породы типичны для ранних этапов эволюции островодужной системы. Если рассматривать эти породы в единой ассоциации с эффузивами печеркинской свиты, то логично предположить, что вулканогенные образования зелено-фиолетовой серии имеют возраст не моложе 515 млн лет.

U-Pb датирование циркона методом LA-ICP-MS из терригенных образований зелено-фиолетовой серии (проба NV-20-70, 99 зерен) показало диапазон от 525 до 480 млн лет с пиком на ~500 млн лет. Возрастное ограничение времени формирования этих пород оценивается как среднее значение по 20 наиболее молодым зернам и составляет 485.3 \pm 4.7 млн лет (CKBO = 0.097) млн лет (граница позднего кембрия и раннего ордовика). Схожие результаты получены для песчаников суенгинской свиты (проба NV-20-23, 100 зерен), что позволяет выделить толщу терригенных пород из состава зелено-фиолетовой серии в качестве самостоятельного стратифицированного подразделения. Эти породы представляют собой продукты разрушения надсубдукционных магматических комплексов. На это указывают особенности их петрографического состава (песчаники незрелые, обломки магматических пород преобладают над кварцем и полевым шпатом) и геохимические характеристики (высокие содержания Sc по отношению к Zr и Th, низкие концентрации Hf на фоне умеренного La/Th отношения, высокие значения εNd(T) от +5.8 до +6.2). Судя по вещественному составу, данные раннеордовикские терригенные породы могли накапливаться в условиях задугового бассейна за счет поступления обломочного материала с вулканических построек островной дуги, сформированной в среднем кембрии (~500 млн лет). Накопление изученных терригенных толщ Салаирского террейна, вероятно, маркирует начало коллизионных событий в северной части ЦАСП, связанных с закрытием бассейнов морских окраин, амальгамацией и поэтапной аккрецией островодужных террейнов к Сибирскому кратону [3, 7]. Эти процессы привели к интенсивным деформациям сформированных к этому времени геологических комплексов и воздыманию территории, что в свою очередь вызвало эрозию кембрийских островодужных комплексов.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-10035, https://rscf.ru/project/23-77-10035/.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990.

2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8–28

3. Бабин Г.А., Шокальский С.П. Основные черты геологического строения Алтае-Саянской складчатой области (тектоническое районирование, стратиграфия, магматизм, история геологического развития) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 6с. С. 19–37.

4. Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф. Петрологическая модель формирования кислых вулканитов печеркинской свиты (северо-западная часть Салаирского кряжа) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2022. 67 (4).

5. Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Солошенко Н.Г. Возраст кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира: данные хемостратиграфии и U-Pb датирования циркона // Геодинамика и тектонофизика. 2022. 13 (2s).

6. Свиридов В.Г., Краснов В.И., Сурков В.С., и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири (Новосибирская, Омская, Томская области). Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. 228 с.

7. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.

Источники сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Предуральского прогиба (Южный Урал)

Данная работа посвящена изучению источников сноса материала при формировании позднепалеозойских отложений Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба. Наиболее достоверное определение источников возможно благодаря U-Pb датированию детритовых цирконов. Изучение последних позволяет подтвердить или опровергнуть выводы об источниках сноса, сделанные ранее при анализе распределения литотипов.

Первичные сведения об источниках сноса терригенного материала были получены при полевых исследованиях, а также при изучении шлифов. На данный момент проанализированы 5 проб: из азямской (московский ярус среднего карбона), васелгинской (касимовский ярус верхнего карбона), чигишанской (ассельский ярус нижней перми), капысовской (сакмарский ярус нижней перми) и белокатайской (артинский ярус нижней перми) свит. Определение изотопного возраста цирконов проводилось в лаборатории ГИН РАН методом лазерной абляции (аналитик А.С. Дубенский).

<u>1 проба (азямская свита среднего карбона)</u>. Данная проба была отобрана рядом с посёлком Ургала (Башкортостан). В песчаниках азямской свиты было выявлено преобладание обломков кремнистых пород над вулканическими – литокластами лав основного и среднего состава. Кремнистые породы слагают ордовикско-девонский разрез Маяктауского аллохтона, который, расположен в непосредственной близости от точки отбора пробы, и по направлению к нему мощность свиты заметно увеличивается. Следовательно, можно предполагать, что комплексы Маяктауского аллохтона являются одним из источников сноса материала.

Зёрна циркона сильно различаются по морфологии, что говорит о наличии разных источников. Присутствуют как хорошо окатанные округлые зёрна, так и совсем неокатанные угловатые, иногда с четкими гранями. В некоторых зёрнах хорошо видны ядро и каймы; другие полны включе-

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

² ООО НТПП «ГЕОПОИСК», Челябинск, Россия

³ Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, Россия

ний, трещин, зон метамиктного распада. Размер кристаллов колеблется от 60 до 400 мкм.

Большинство полученных возрастов приходится на интервал с ордовика по девон, чуть меньше – на нижний и средний рифей. Единичные зерна имеют кембрийский, вендский и позднерифейский возраст, раннепротерозойские и архейские зёрна в выборке отсутствуют.

Самый сложный интервал – с кембрия по девон, на него приходится большинство полученных возрастов (пик 410–430 млн лет). В пределах изученной территории, самые ближайшие к точке отбора, это магматические породы, в современной структуре входящие в состав Нязепетровского и Бардымского аллохтонов, а также Тагильской островной дуги. Кроме того, девонские гранитоиды есть в пределах Уфалейского антиклинория.

Наибольшее количество докембрийских датировок приходится на средний рифей. В среднем рифее источником цирконов могла быть машакская свита, возраст которой 1350–1346 млн лет [3], однако, зёрен с возрастом машакской свиты в пробе нет. В интервале раннего рифея имеется относительно большое количество зёрен с возрастом 1650–1500 млн лет, что отлично коррелируется с возрастом айской свиты. Однако среди цирконов практически всех рифейских свит, включая айскую, пик приходится на 2050 млн лет [2] (возраст мигматизации в Тараташском блоке [4]), а в изученной пробе цирконов с возрастом 2050 млн лет и более древних нет. Это означает, что Тараташский выступ и рифейские свиты в его обрамлении в это время не размывались, то есть были перекрыты, хотя в начале исследований, до получения результатов U-Pb датирования, Тараташский блок предполагался нами в качестве главного источника сноса.

Вероятнее всего, в начале формирования Юрюзано-Сылвенской впадины размывались породы ашинской серии венда, поскольку в пробе довольно большое количество среднерифейских датировок, что характерно для пород этой серии [4].

<u>2 проба (васелгинская свита верхнего карбона)</u>. Данная проба была отобрана из песчаников васелгинской свиты позднего карбона возле деревни Карантрав, она находится в 20 км к северо-западу от посёлка Ургала, где была отобрана предыдущая проба. Стоит отметить, что в отличие от конгломератовой толщи азямской свиты, в разрезе у д. Карантрав наблюдается уже тонкоритмичная флишеподобная толща: чередуются мелкозернистые песчаники с алевролитами и аргиллитами. Песчаник, из которого отобрана проба для датирования более сортированный, и обломки в нем сильнее окатаны, потому что породы формировались в относительно более глубоководных условиях, то есть они выносились дальше в бассейн и преодолели большее расстояние от места размыва. Следовательно, и зёрна циркона здесь меньше разнятся по размеру и преобладающее их большинство имеет округлую форму. Возрастные характеристики: самая яркая серия пиков с возрастом 1– 2 млрд (охватывает вторую половину раннего протерозоя, нижний и средний рифей), также есть архейские зёрна (около 10), и совсем немного молодых раннепалеозойских. Если мы сравним гистограммы по васелгинской свите и ашинской серии, то увидим, что они очень похожи. Это является ещё одним подтверждением того, что ашинская серия являлась источником сноса в начале коллизии, а в момент формирования васелгинской свиты, то есть в самом конце карбона, являлась главным источником.

3, 4 и 5 пробы (чигишанская, капысовская и белокатайская свиты ранней перми). В данных пробах наблюдается 2 пика: раннекаменноугольный (350 млн лет) и вендский (600 млн лет). Вероятно, ашинская серия также являлась источником, но уже не преобладающим. В данном случае, скорее всего, разрушались каменноугольные вулканические комплексы Богдановского рифта и интрузивные массивы с таким возрастом (например, Неплюевский).

Выводы

– Источники сноса менялись в течение времени формирования прогиба.

– В самом начале коллизии (московский век), во время формирования азямской свиты источниками были комплексы Нязепетровского, Бардымского и Маяктауского аллохтонов, а также ашинская серия венда.

 В касимовском веке (формирование васелгинской свиты) ашинская серия была главным источником сноса.

 В начале перми (формирование чигишинской и капысовской свит) источниками, вероятно, являлись вулканиты Богдановского рифта.

– Тараташский выступ не размывался в начале коллизии.

- Большое значение имеют продольные течения при сносе материала

Литература

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые результаты массового U/PB изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала: палеогеграфический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 73–79.

2. *Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U–Pb LA–ICP–MS-изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровней стратотипа рифея//Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 3. С. 308–313.

3. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с. 4. *Тевелев Ал.В., Мосейчук В.М., Тевелев Арк.В., Шкурский Б.Б.* Распределение значений возраста цирконов в метаморфитах Тараташского блока Южного Урала (исходный провенанс-сигнал) // Вестник Моск. Ун-та. Геология. 2017. № 4. С. 15–19.

<u>А.С. Волосов</u>¹, С.В. Хромых¹

Мантийно-коровое взаимодействие при формировании дайкового роя Керегетас, Восточный Казахстан

Дайковые рои представляют собой крупные скопления даек, обычно расположенные на относительно небольшой территории. Рои, содержащие в себе множество даек разного состава, являются отражением эндогенной активности в литосферной мантии и вышележащей земной коре. При этом состав даек как слабо дифференцированных тел, обычно отражает состав магм, образованных на разных уровнях литосферы.

Объектом исследования является Керегетасский дайковый пояс, расположенный в Восточном Казахстане. В современных геодинамических представлениях этот регион рассматривается как позднепалеозойская Алтайская аккреционно-коллизионная система (часть Обь-Зайсанской складчатой системы), сформированная при взаимодействии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна. Дайки Керегетасского пояса располагаются в Жарма-Саурской зоне Обь-Зайсанской складчатой системы [1]. Керегетасский пояс представляет интерес для исследования из-за скопления на относительно небольшой территории большого количества хорошо обнаженных дайковых тел, которые сложены породами разнообразного состава (кислые, средние, лампрофировые и основные). Это свидетельствует о проявлении процессов мантийно-корового взаимодействия, параметры которых можно выявить при исследовании даек.

Керегетасский дайковый пояс располагается на территории 12×14 км. Вмещающие породы представлены вулканическими породами, песчаниками и алевролитами раннекаменноугольного (турне–визе) возраста.

Каменноугольные отложения прорваны Коскемпирской интрузией, сложенной габбро, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, отнесенными

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

к саурской серии раннего карбона [2]. Коскемпирская интрузия и карбоновые толщи прорываются несколькими мелкими интрузиями биотитовых гранитов. Кроме того, на юго-западе Керегетасского участка расположена вытянутая дайкообразная интрузия Керегетас размерами 8×0.5 км, сложенная амфиболовыми лейкогранитами. Подавляющее большинство даек имеет северо-восточное простирание. Количество даек составляет не менее чем 250 тел, мощностью от 1.5–2 до 8–10 метров. Геологические наблюдения позволяют засвидетельствовать как минимум два этапа магматизма на Кергетасском участке: 1) внедрение габбро и диоритов Коскемпирской интрузии, 2) внедрение даек, мелких интрузий гранитов, и относительно крупной интрузии Керегетасских лейкогранитов.

Было уточнено внутреннее строение и взаимоотношения геологических тел Керегетасского участка, уточнен состав дайковых пород. В составе Керегетасского роя преобладают дайки двух разновидностей: 1) лампрофиры и диориты и 2) гранодиорит-порфиры, они суммарно составляют около 85% от общего числа даек. Около 10% даек сложено долеритами и около 5% – гранит-порфирами и аплитами.

Возраст интрузий был оценен нами путем U-Pb изотопного датирования цирконов. Для датирования были выбраны три пробы из интрузий различного типа: 1) кварцевые диориты Коскемпирской интрузии, которые показали возраст в 317±2 млн лет, 2) амфиболовые граниты Керегетасской интрузии, возраст которых составил 292±4 млн лет, 3) биотитовые граниты малой интрузии с полученным возрастом в 284±3 млн лет. Возраст даек был оценен с помощью Ar-Ar датирования раннемагматических вкрапленников амфибола из лампрофира: возраст плато составил 287±4 млн лет.

Несмотря на то, что геохронологические данные несут некоторую погрешность, с помощью геологических взаимоотношений можно довольно уверенно полагать, что формирование двух типов гранитных интрузий и множества даек произошло близ-одновременно в ранней перми.

Нами изучена петрография пород дайкового комплекса. Породы Коскемпирской интрузии представлены неравномернозернистыми микрогаббро и гранодиоритами, Керегетасская гранитная интрузия сложена щелочными арфведсонитовыми лейкогранитами, интрузии кислого состава сложены Bt-Amp гранитами, дайки основного состава – неравномернозернистыми долеритами. Дайки лампрофиров и микродиоритов, диорит-порфиритов имеют сходный минеральный состав и отличаются только степенью идиоморфизма минералов: в лампрофирах наиболее идиоморфный только амфибол, а в микродиоритах, диорит-порфиритах – амфибол и плагиоклаз. Лампрофиры представлены спессартитами, дайки кислого состава – гранодиорит-порфирами и гранитами.

Полученные данные по вещественному составу позволяют говорить, что исследуемые породы варьируют в широких пределах по SiO₂: породы

Коскемпирской интрузии соответствуют габбро, кварцевым монцонитам и гранитам, Керегетасская и гранитные интрузии соответствуют гранитам, дайки основного состава – габбро, монцогаббро, монцодиоритам и габбродиоритам, дайки лампрофиров и среднего состава соответствуют монцодиоритам, монцонитам, кварцевым монцонитам и диоритам, дайки кислого состава – кварцевым монцонитам, гранодиоритам и гранитам. По содержанию калия габбро Коскемпирской интрузии относятся к толеитовой серии, а все остальные разновидности пород – к известково-щелочной и высоко-калиевой известково-щелочной сериям.

Спектры распределения РЗЭ для основных пород Коскемпирской интрузии и даек основного состава различны: для даек характерно более выраженное обогащение легкими лантаноидами, а также большее содержание РЗЭ в целом и высокозарядных элементов относительно Коскемпирской интрузии. Из этого можно сделать вывод, что для габбро Коскемпирской интрузии и долеритовых даек мантийные источники принципиально разные, в то время как лампрофировые и долеритовые дайки – это результат эволюции одного источника. Соотношения индикаторных элементов (Nb/Yb-Nb и Sm/Yb-Sm) для долеритовых даек Керегетасского пояса показывают более обогащенный состав мантийного источника, относительно габбро Коскемпирской интрузии. Для даек возможным типом мантийного источника послужил преимущественно гранатовый перидотит (лерцолит) с содержанием граната от 1 до 5%, степени плавления могли варьировать от 2 до 5%. Для габбро Коскемпирской интрузии это мог быть гранатовый перидотит с содержанием граната в 5% со степенью плавления около 20%.

Для характеристики состава мантийного источника были проведены изотопные исследования Rb-Sr и Sm-Nd систем в долеритовых, спессартитовых и гранодиоритовых дайках. Исследованные породы ложатся в поле главной мантийной последовательности и имеют характеристики деплетированной мантии.

Сопоставление петрохимии и геохимии дайковых пород позволяет предположить, что субсинхронное внедрение даек различного состава произошло из разноглубинных очагов, а образование этих очагов является результатом взаимодействия базитовых магм с субстратами континентальной коры. Дайки долеритов являются производными наиболее глубинного очага базитовых магм, дайки лампрофиров и диоритов – производными этого же очага со следами контаминации веществом коровых пород, а дайки гранодиоритов, гранитов и возможно гранитных интрузий – производными гибридного магматического очага, возникшего при смешении базитовых магм с выплавками из коровых субстратов. Образование даек и Керегетасской интрузии в ранней перми связано с пост-орогенными процессами в обстановке растяжения, происходящей в условиях повышенного температурного градиента в литосфере, вызванного активностью Таримского плюма [1].

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 23-27-00224).

Литература

1. *Хромых С.В.* Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизионной системы (Восточный Казахстан): Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2020. 439 с.

2. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарёва А.П. и др. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 246 с.

Р.Э. Гирин¹, Р.Г. Гарецкий¹, Я.Г. Грибик¹

Характер нефтегазоносности Припятского палеорифтового бассейна в свете геодинамических особенностей его формирования

На территории герцинского Припятского прогиба (ПП) располагается нефтеносный бассейн, основная часть которого, в том числе и продуктивная, связана с верхнедевонскими отложениями. Существенной особенностью данного бассейна является неравномерность распределения по площади двух весомых параметров: качества нефти и геотермической напряженности. Более легкие по плотности нефти, в том числе и залежи с конденсатом, характеризующиеся низким содержанием смол, серы и высокой газонасыщенностью, располагаются в Северной части ПП. Южная часть ПП характеризуется более низкими свойствами нефти. В Центральной части ПП нефти по качеству тяготеют ближе к нефти Южной части ПП. Геотермальная напряженность уменьшается в том же направлении: более высокие тепловые потоки отмечаются в Северной части ПП (до 75 мВт/м²) по сравнению с Южной (не более 46 мВт/м²), что обеспечивает более высокую температуру на одной и той же глубине – на 20–25 градусов в Северной зоне по сравнению с Южной.

За более чем полувековой период освоения ПП исследования по установлению причин такого распределения качества нефти не привели к

¹ Институт природопользования НАН Беларуси, Минск, Беларусь

однозначному убедительному результату. В этой связи в данной работе мы продолжили развивать ранее высказанное предположение [1], что это обусловлено повышенными потоками миграции глубинных углеводородных флюидов в ареале листрических разломов Северного структурного района ПП.

Для того, чтобы прояснить причину асимметричного строения ПП и его возможного влияния на особенности нефтегазоносности данной территории, мы попытались оценить тектоническое влияние соседнего с ПП протерозойского Коростенского плутона (КП) Украинского щита (УЩ) на геодинамику формирования данного палеорифта. С этой целью нами, кроме всего прочего, были использованы материалы двух профилей глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ): международного профиля ГСЗ корреляционным методом преломленных волн (ГСЗ-КМПВ) EUROBRIDGE-97 [2] и профиля VIII, отработанного методом общей глубинной точки (ГСЗ-МОГТ) [3]. Эти профили расположены в 25 км друг от друга.

Многие исследователи отмечали значительное влияние глубинного распространения структуры КП УШ на соседние тектонические структуры. Так, в одной из важных работ по этому вопросу [4] говориться, что условно называемый КП на самом деле представляет собой гигантский массив серии пород AMCG (Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite) типа возрастом 1.80–1.74 млрд лет. На скоростной модели литосферы по Р-волнам вдоль профиля EUROBRIDGE-97 из работы [2] хорошо видно, что глубинное строение КП характеризуется постоянным увеличением его объема и площади с возрастанием глубины вплоть до поверхности Мохо. Видимая часть КП составляет на этом профиле порядка 95–100 км, пикеты (ПК) 230-330 км, тогда как распространение его «корней» над поверхностью Мохо достигает длины примерно 280 км от ПК 140 км до ПК 420 км. При этом нижняя и средняя консолидированная кора КП залегают антиформно, начиная от южной половины ПП (ПК 140 км) и заканчивая значительно южнее видимой части КП на территории Подольского блока УЩ примерно на ПК 420 км. В этой связи есть основание полагать, что по меньшей мере Южный структурный район ПП формировался на додевонской консолидированной коре, созданной главным образом в ходе консолидации Восточно-Европейского Кратона (ВЕК) в процессе Коростенского рекуррентного магматизма АМСС типа. Учитывая, что профиль EUROBRIDGE-97 пересекает КП в его крайней западной части, можно предположить, что на территории ПП восточнее данного профиля не только Южный, но и Центральный структурный район были сформированы путем наложения герцинского рифтогенеза на докембрийскую «Коростенскую» консолидированную кору.

Ранее нами в монографии [5] было установлено, что блоки консолидированной коры запада ВЕК, характеризующиеся более кислым веществен-

ным составом её нижней части, оказались реологически более жесткими и более резистентными в процессе девонского рифтогенного растяжения в полосе ПП. Это обстоятельство, например, обусловило формирование Брагинско-Лоевской седловины, разделяющей Припятский и Днепровский прогибы. В свою очередь, блоки консолидированной коры, имеющие основной и ультраосновной состав нижней части коры, оказались в значительной степени «рифтофильными», с высокой предрасположенностью к рифтогенному пластическому растяжению их нижней коры. В этой связи мы обратили внимание, что нижняя кора КП согласно работе [4] по-разному намагничена. Практически немагнитный, а значит существенно сиалический блок нижней коры занимает всю северную часть площади КП, распространяясь в значительной степени на территорию южной части ПП. Это очень важное обстоятельство, подтверждающее наше предположение [1] о том, что существенно кислые, сиалические, а значит немагнитные или слабо магнитные породы нижней коры КП, распространенные значительно севернее его обнаженной площади на УЩ, на территории Южного структурного района ПП, оказывали сильное сопротивление девонскому рифтогенному пластическому растяжению ПП. Эта реологическая резистентность в итоге привела к образованию в южной части ПП сравнительно короткой деформационной шейки пластического растяжения в нижней коре длиной около 20 км [3]. В свою очередь в Центральной и Северной частях ПП додевонская нижняя кора была значительно более основная по составу, то есть реологически более пластичная, и поэтому здесь образовалась удлиненная деформационная шейка растяжения длиной около 60 км. Одновременно с пластическим растяжением нижней коры ПП в его хрупкой верхней и средней коре формировались соответствующие листрические разломы. В южной части ПП, где деформационная шейка оказалась укороченной, сформировался только Южно-Припятский краевой листрический разлома L 1 [3]. В свою очередь в Центральной и особенно Северной частях ПП над удлиненной деформационной шейкой растяжения образовалось три листрических разлома: L3 – Северо-Припятский, L4 – Речицко-Вишанский и L5 – Червонослободско-Малодушинский. Таким образом, мы видим, что рифтогенная шейка растяжения ПП отчётливо асимметрична, как и структура листрических разломов, развитых над ней. Такая картина хорощо согласуется с моделью рифтообразования Wernicke (моделью литосферного клина), объясняющей кинематику рифтогенеза моделью простого сдвига [6]. Происходящее при такой деформации скашивание деформируемого объема горных пород в процессе подъема мантийного плюма (или подъема астеносферы) по принципу пары сил требует его некоторого ограничения снизу, которое, на наш взгляд, осуществляется посредством формирования сквозьлитосферного детачмента растяжения. Данный механизм рифтогенеза предполагает приоритетное развитие одной из двух возможных систем сопряженных сбросов, что обусловливает асимметрию в поперечном разрезе рифта и широкое развитие полуграбенов и систем наклонных блоков, что и наблюдается в Северной зоне ПП. Сам детачмент (главный срыв) ПП хорошо виден на обобщенном сейсмическом разрезе литосферы из работы [7], где были использованы преломленные и отраженные волны. На профиле EUROBRIDGE-97 он четко фиксируется в виде пологонаклоненного рефлектора в верхней мантии, который начинается в области выполаживания Северо-Припятского краевого листрического разлома на кровле нижней коры ПП (профильVIII) и плавно погружается на юг через всю территорию прогиба. Зона детачмента ПП хорошо объясняет как повышенный тепловой поток в Северной части ПП, так и повышенную проницаемость этой зоны для мантийных флюидов. Более того, согласно работе [8] с глубиной меняется характер миграции глубинных флюидов. Установлено, что в нижней более пластичной части литосферы, наиболее интенсивные потоки флюидов связаны с зонами высоких напряжений. Флюиды на этих глубинах представлены газами высокой плотности, и эти газы мигрируют по зонам высоких напряжений на субмолекулярном уровне по рассланцованным породам. По массоемкости этот процесс на несколько порядков превышает объемный перенос флюидов по обычным зонам трещиноватости и пористости в верхней хрупкой части земной коры.

Таким образом, тектоническое влияние КП УЩ способствовало асимметрическому формированию ПП с заложением зоны первичного детачмента в его северной части. Сформировавшийся позднее сквозьлитосферный детачмент ПП служил каналом интенсивной миграции глубинных углеводородных флюидов из верхней мантии главным образом в Северную зону ПП, способствуя образованию залежей нефти на этой территории.

Литература

1. *Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Buryanov V.B. et all.* The 1.80–1.74 Gabbro-anortosite-rapakivi Korosten Pluton in the Ukrainian Shield: a 3-D geophysical reconstruction of deep structure // Tectonophysics. 2004. V. 381. P. 5–27.

2. *Thybo H. et al.* Upper lithospheric seismic velocity structure across the Pripyat Trough and the Ukranian Shield along the EUROBRIDGE 97 profile // Tectonophysics. 2003. V. 371. P. 41–79.

3. Грибик Я., Гирин Р. Типи земної кори і особливості мінерагенії південносхідної частини Білорусі // Материалы международной конференции «Геофізіка і геодінаміка: прогнозування та моніторинг геологічного середовища». Львів: Растр-7, 2021. С. 69–72. 4. Juhlin C., Stephenson R.A., Klushin S. Reappraisial of deep seismic reflection Profile VIII across the Pripyat Trough // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 99–108.

5. Гирин Р.Э. Тектоно-геодинамический анализ мощности земной коры запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука, 2022. 110 с.

6. *Wernicke B*. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Can. J. Earth. Sci. 1985. V. 22. N 1. P. 108–125.

7. Егорова Т.П., Муровская А.В. Припятский прогиб как возможный канал мантийной дегазации: глубинное строение и положение в зоне сочленения Сарматии и Фенноскандии // Геофизический журнал. 2020. Т. 42. № 5. С. 107–128.

8. *Летников* Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 12. С. 1296–1307.

<u>Д.П. Гладкочуб</u>¹, А.В. Иванов¹, Т.В. Донская¹, З.Л. Мотова¹, Е.В. Решетов¹

Докембрийская алмазоносность Сибирской платформы: аргументы и факты

Рассматривая возможное присутствие на площади Сибирской платформы (СП) докембрийских источников алмазов, хотелось бы проанализировать аргументы в пользу данной гипотезы, а также известные в настоящее время факты, способные эту гипотезу подтвердить или опровергнуть.

В качестве первого аргумента «за» следовало бы отметить, что промышленная алмазоносность Сибирской платформы является очевидным и хорошо известным фактом с середины XX века после обнаружения в 1949 году сначала первого алмаза на косе Соколиной, а в последующем многочисленных тел алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста, объединенных в Якутскую алмазоносную провинцию (ЯАП). Площадь провинции составляет около 1 млн км², на которой в настоящее время известно более 1100 кимберлитовых трубок, даек и жил, не все из которых, по факту, являются алмазоносными. Здесь же, на площади ЯАП, были найдены многочисленные промышленные россыпи алмазов, в которых, кроме кристаллов, характерных для кимберлитовых и лампроитовых

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

источников, присутствуют алмазы «древнего» облика из неизвестных, возможно, и докембрийских источников [1].

Принимая во внимание «правило Клиффорда», утверждающее, что проявления алмазоносного магматизма возможны лишь в породах фундамента архейского возраста, широкое развитие на площади СП архейских образований также может выступать в качестве аргумента в пользу ее потенциальной не только среднепалеозойской, но и докембрийской алмазоносности.

Развивая эту тему, следует отметить, что еще одним аргументом в пользу гипотезы о потенциальной докембрийской алмазоносности СП является тот факт, что структура фундамента платформы с мощной (более 200 км) литосферой сформировалась в палеопротерозое [2], задолго до среднепалеозойского и мезозойского тектономагматических этапов, сопровождавшихся проявлениями кимберлитового магматизма. Стабильность внутренней структуры СП с палеопротерозоя позволяет допускать возможность внедрения потенциально алмазоносных пород в ее архейские супертеррейны, амальгамировавшие в единую структуру фундамента платформы на интервале 2.00–1.85 млрд лет [2], не только в фанерозое, но и на докембрийском этапе развития платформы.

Еще одним аргументом в пользу возможного присутствия докембрийских алмазоносных пород на территории СП является тот факт, что свидетельства докембрийского алмазоносного магматизма отмечены в целом ряде регионов мира, располагающихся на площади древних кратонов, в частности в Бразилии, в Венесуэле, на северо-востоке Канады, во Французской Гвиане, в ЮАР, в Западной Австралии, а также в Индии (см. наиболее современный обзор этих алмазоносных районов в работе [3]). На фоне всех этих примеров, было бы неуместно исключать СП без достаточной аргументации из списка потенциально продуктивных с точки зрения докембрийской алмазоносности древних структур.

Переходя от аргументов к фактам следует отметить, что относительно объективные и неоспоримые аргументы до настоящего времени не нашли своего подтверждения столь же многочисленными и непротиворечивыми доказательствами.

Первые относительно качественно аргументированные предположения о возможности проявления докембрийского алмазоносного магматизма на площади СП были высказаны в работе М.П. Метелкиной с соавторами [4]. Впоследствии эти идеи были развиты в статье В.П. Афанасьева и Н.П. Похиленко [1], в которой авторы в качестве аргументов в поддержку данной гипотезы опираются на присутствие «древних» по своему облику, нетипичных для среднепалеозойских кимберлитов, алмазов в россыпях ЯАП, признавая тот факт, что возраст самих этих россыпей является мезозойским. Следует отметить, что даже приблизительные оценки воз-
раста самих подобных алмазов, или их источников, в данной работе не рассматриваются.

В качестве определенного факта, указывающего на возможность присутствия на юге СП алмазоносных пород, в свое время использовались данные о предположительно рифейском (1268±12 млн лет, Rb-Sr изохрона по валу породы [5]) возрасте карбонатизированных лампроитоподобных пород Ингашинского поля (юг СП), в пределах которого девять маломощных жил прорывают метаосадочные отложения урикской и ингашинской свит палеопротерозоя. В последующем, на основании изучения циркона (U-Pb метод, SHRIMP-II) было установлено, что возраст этих пород не превышает 300 млн лет [6, 7]. Полученные оценки возраста этих лампроитоподобных пород позволяют вычеркнуть их из перечня возможных свидетельств докембрийского алмазоносного магматизма на площади СП.

Приведенные выше факты свидетельствуют о том, что прямых и надежных доказательств существования докембрийского этапа алмазоносного магматизма в Сибири до недавнего времени объективно не существовало.

Ситуация кардинально изменилась после того, как алмазы были обнаружены на юге СП в породах позднедокембрийского осадочного чехла, а именно в отложениях хужирской свиты мотской серии венда в контурах Хужирского месторождения золота, локализованного в контломератах одноименной свиты. Информация о присутствии алмазов в этих породах была размещена в открытых источниках, касающихся вопросов недропользования. Следует отметить, что и само это месторождение является уникальным по своей природе, относящимся к нетрадиционному геологопромышленному типу золоторудных месторождений. Наиболее известным генетическим аналогом Хужирского месторождения в мире является месторождение Витватерсранд, располагающееся в ЮАР в пределах древнего кратона Каапваал.

Предварительные оценки возраста отложений хужирской свиты мотской серии были сделаны коллективом авторов и опубликованы в ряде работ [8, 9]. В этих публикациях на основании результатов геохронологических (U–Pb, LA-ICP-MS) исследований детритовых цирконов из двух проб алмазосодержащих песчаников хужирской свиты мотской серии было показано, что наиболее представительные группы значений возраста соответствуют отметкам 620, 780, 1860 и 2550 млн лет при наличии единичных определений в интервалах 985–1000, 1400–1500, 1150–1190, 2700–2880 и 3225–3230 млн лет, максимальный возраст накопления толщи был оценен значением 605±6 млн лет [9].

Для более надежного и точного определения возрастной позиции алмазоносных песчаников хужирской свиты было выполнено геохронологическое (U–Pb, LA-ICP-MS) исследование детритовых цирконов из еще одной пробы (21166), отобранной в пределах Хужирского месторождения. Исследования проводились в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН на масс-спектрометре Agilent 7900 с эксимерным лазером Analyte Excite и ячейкой двойного объема HelEx II, по методике, описанной в [9].

С учетом новых полученных результатов для трех проанализированных проб могут быть выделены следующие группы возрастов (в скобках % зерен от всех изученных в трех пробах): 623 (20%), 787 (19%), 1863 (27%), 2561 (11%), 2793 (15%) млн лет и единичное наиболее древнее значение 3360 млн лет. Максимальный возраст накопления толщи может быть оценен значением 587±7 млн лет.

Как следует из приведенных данных, кардинальных изменений, способных поставить под вопрос докембрийский возраст отложений хужирской свиты выявлено не было.

Таким образом, используя всю совокупность новых и ранее полученных данных можно констатировать следующее:

1. В качестве основных источников обломочного материала в бассейне седиментации хужирской свиты выступали породы древнего фундамента СП (1860–3360 млн лет) и Тувино-Монгольского композитного террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса (780–1000 млн лет).

2. Цирконы с возрастом около 620 млн лет свидетельствуют о вкладе в изученные песчаники продуктов разрушения карбонатитовых и щелочносиликатных пород с возрастом 620–650 млн лет, слагающих отдельные массивы в районе распространения пород хужирской свиты (обзор в [10]). С этими же комплексами глубинного генезиса могли ассоциировать и потенциально алмазоносные породы (кимберлиты, лампроиты), обеспечившие появление алмазов в изученных песчаниках.

3. Рифейский (около 620 млн лет) возраст циркона в породах хужирской свиты, в сочетании с кембрийским возрастом наиболее молодой популяции циркона в песчанике залегающей выше по разрезу мотской серии шаманской свиты (538 млн лет по [11]), надежно указывают на докембрийский возраст отложений хужирской свиты, и, следовательно, на докембрийский же возраст алмазов, обнаруженных в этих породах.

Оценивая перспективы обнаружения докембрийских коренных источников алмазов на юге СП можно предположить, что эти алмазоносные комплексы, с высокой долей вероятности, могли быть полностью эродированы на протяжении длительной и интенсивной геологической эволюции данной территории, оставив свой след лишь в располагавшихся поблизости с ними локальных осадочных бассейнах.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, https://rscf.ru/project/23-17-00196/.

Литература

1. Афанасьев В.П., Похиленко Н.П. Докембрийская алмазоносность Сибирской платформы: признаки и масштабы // Отечественная геология. 2019. № 4. С. 54–65.

2. *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.

3. *Kjarsgaard B.A., de Wit M., Heaman L.M. et al.* A Review of the geology of global diamond mines and deposits // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2022. V. 88. P. 1–118.

4. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Геологические предпосылки алмазоносности докембрийских терригенных формаций Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1975. № 12. С. 82–89.

5. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В., Лащенов В.А. Докембрийские лампроиты Присаянья // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 3. С. 328–331.

6. Гладкочуб Д.П., Костровицкий С.И., Донская Т.В. и др. Возраст цирконов из алмазоносных лампроитов Восточного Саяна как индикатор известных и ранее не установленных эндогенных событий на юге Сибирского кратона // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 5. С. 567–572.

7. Kostrovitsky S.I., Yakovlev D.A., Sharygin I.S. et al. Diamondiferous lamproites of Ingashi field, Siberian craton / Krmíček, L. and Chalapathi Rao, N.V. (eds.). Lamprophyres, Lamproites and Related Rocks: Tracers to Supercontinent Cycles and Metallogenesis // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2021. V. 513. SP513-2020-274.

8. Гладкочуб Д.П., Иванов А.В., Донская Т.В. и др. Доказательство докембрийской алмазоносности юга Сибирской платформы: данные по детритовым цирконам из алмазосодержащих осадочных толщ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2022. С. 54–56.

9. Гладкочуб Д.П., Иванов А.В., Донская Т.В. и др. Первое свидетельство докембрийской алмазоносности Сибирской платформы: результаты U–Pb (LA-ICP-MS) геохронологических исследований детритового циркона из осадочных пород мотской серии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 18–24.

10. *Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Savelyeva V.B. et al.* Timing of carbonatite ultramafic complexes of the Eastern Sayan alkaline province, Siberia: U–Pb (ID–TIMS) Geochronology of Ca–Fe garnets // Minerals. 2023. V. 13 (8). 1086.

11. Мотова З.Л., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Хубанов В.Б. Возраст детритовых цирконов и вещественные характеристики терригенных пород Присаянского регионального стратиграфического горизонта южной окраины Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 177–180.

Б.Г. Голионко¹

Мезоструктурные парагенезы этапа позднепалеозойской континентальной коллизии Западноуральской мегазоны на Южном Урале

Для южной части Уральской складчатой области выделяются [3] палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы, разделенные Главным Уральским разломом (ГУР), представленным полосой развития серпентинизированных гипербазитов, габброидов и тектонического меланжа. В составе палеоконтинентального сектора Уральской складчатой области выделяются Предуральский прогиб и Западноуральская мегазона, состоящая из Зилаирского синклинория, Башкирского антиклинория, антиформы Уралтау и ее южного продолжения – Эбетинской антиформы, Кракинского и Сакмарского аллохтонов.

Башкирский антиклинорий сложен раннедокембрийским метаморфитами и стратиграфически налегающей на них мощной толщей терригеннокарбонатных отложений рифея. Крылья структуры сложены вендскими и палеозойскими отложениями. Строение антиклинория различается в западной и восточной части структуры [2]. На западе палеозойские отложения, структурно согласно залегают на позднедокембрийских породах. Восточная часть Башкирского антиклинория, отделенная от западной Зюраткульским разломом, сложена рифейскими и вендскими шельфовыми отложениями, метаморфизованными вплоть до эклогитовой фации с несогласием перекрытыми шельфовыми палеозойскими отложениями [2]. Западная часть Башкирского антиклинория характеризуется неравномерным развитием складчатости, интенсивно дислоцированные зоны разделены обширными слабодислоцированными областями, что сближает их с зонами развития складок в ордовикских толщах, развитых в восточном обрамлении структуры. Неравномерность развития складок указывает на их тесную связь с разрывными нарушениями. На западе антиклинория

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

резко преобладают складки западной вергентности от слабо наклонных до опрокинутых с переходом к лежачим. В отличие от восточной части антиклинория отмечаются складки лишь одного этапа деформации. Восточная часть антиклинория характеризуется резким преобладанием структур восточной вергентности. Наблюдается развитие складок, относящихся к трем этапам деформации. К первому этапу деформации относятся складки субширотного простирания F_1 , поперечные к общему простиранию структуры, ко второму этапу – складки F_2 восточной вергентности, определяющие структурный стиль этой части антиклинория, а складки западной вергентности F_3 наложены на структуры восточной вергентности. Ориентировки структурных элементов этих складок сходны с ориентировками структурных элементов складок западной части антиклинория.

Мезоструктурные парагенезы и тектонические соотношения антиформы Уралтау, Зилаирского синклинория и Сакмарского аллохтона изучались в серии пунктов детальных структурных наблюдений, расположенных с юго-востока на северо-запад от долины р. Сакмара до долины р. Ямашла. Образования западной части антиформы Уралтау здесь представлены метаосадочными толщами суванякского комплекса нижнепалеозойского возраста [1], породы Зилаирского синклинория представлены флишем зилаирской свиты фамен-турнейского возраста, Сакмарский аллохтон представлен сложнодислоцированным пакетом тектонических чешуй, сложенных в исследуемом районе осадочными и магматическими породами в возрастном диапазоне от нижнего до среднего палеозоя. На западе района были исследованы структуры восточной части Западноуральской внешней зоны складчатости – восточного, деформированного борта Предуральского прогиба, сложенного кремнисто-терригенными породами нижнего карбона. Восточная часть изученного района расположена вдоль широтного участка среднего течения р. Сакмара от д. Янтышево до устья р. Зилаир. Здесь от контакта между образованиями максютовского и суванякского метаморфических комплексов, проходящему по зоне Янтышевского-Юлукского разлома наблюдаются филлиты и кварциты суванякского комплекса, смятые в складки, погружающиеся на юго-запад. Ранее было установлено [1], что Янтышевско-Юлукский разлом является деформированным шарьяжем, по которому образования суванякского комплекса были перемещены с востока на запад через область развития максютовского комплекса. В 2.5 км ниже по течению в кварцитах комплекса складки здесь представлены тремя генерациями структур. Наиболее ранними здесь являются погружающиеся на юго-запад асимметричные складки F₁, аналогичные описанным выше, представленные лишь обрывками структур. Они разделены послойными зонами милонитизации и катаклаза, в которых развиты опрокинутые на северо-восток складки второй генерации F₂. В толще развиты более поздние сдвиговые левосторонние складки

третьей генерации с крутопадающими шарнирами, погружающимися в северо-западном и северном направлении. Складки F₂, опрокинутые на северо-восток прослеживаются ниже по течению вплоть до окрестностей д. Акназарово. Здесь наблюдается смена сильно рассланцованных филлитов и кварцито-песчаников суванякского комплекса, смятых в узкие изоклинальные складки северо-восточной вергентности и расположенных на западной границе аниформы Уралтау, рассланцоваными полимиктовыми песчаниками и алевролитами зилаирской свиты, моноклинально погружающимися на юго-запад и приуроченными к восточной границе Зилаирского синклинория. Контакт тектонический. К западу от тектонического контакта, по которому образования Зилаирского синклинория надвинуты на образования антиформы Уралтау, песчаники и алевролиты зилаирской свиты смяты в сжатые складки, опрокинутые на восток, сопоставляемые со складками F₂. В 1.5-2 км выше слияния рек Сакмара и Зилаир возле дер. Акьюлово наблюдается смена складок северо-восточной вергентности складчатыми структурами F₁ западной и юго-западной вергентности.

На водоразделе рек Сакмара и Зилаир возле дер. Акьюлово наблюдается надвиг сильно кливажированных пород зилаирской свиты, слагающей восточный борт одноименного синклинория на смятые в складки западной вергентности кремни и кремнеобломочные породы среднего девона развитые на восточном фланге Сакмарской зоны. В 500 метрах к западу от слияния рек Зилаир и Сакмара, характер контакта образований Зилаирского синклинория и Сакмарского аллохтона резко меняется. Здесь отложения среднего девона и залегающие структурно выше песчаники кидрясовской свиты нижнего ордовика, смятые в пологие складки восточной вергентности надвинуты на породы зилаирской свиты. К западу от дер. Акъюлово на песчаники кидрясовской свиты, надвинуты с запада на восток черные кремни сакмарской свиты позднесилурийско-раннедевонского возраста, смятые в складки, опрокинутые в юго-восточном и, реже в северовосточном направлении.

В Рысаевском карьере на хр. Сарбай в центральной части аллохтона в кремнях нижнего и среднего девона развиты складки как восточной, так и западной вергентности, вероятно сформировавшиеся одновременно. На западной границе Сакмарского аллохтона, в долине р. М. Дергаиш, левого притока р. Куруил породы сакмарской свиты, надвинуты на породы зилаирской свиты, среди складчатых структур резко преобладают складки северо-восточной вергентности F₂ тем не менее, в обнажении видно, что эти складки наложены на более ранние складки F₁ западной вергентности. Здесь же отмечены поздние левосдвиговые складчатые структуры с крутопадающими шарнирами.

В пределах Западноуральской внешней зоны складчатости на восточной окраине г. Кувандык и в долине р. Ямашла наблюдалось деформация

складок западной вергентности тектоническими движениями, направленными с запада на восток, что приводило к запрокидыванию осевых плоскостей в восточном направлении.

Кракинский аллохтон представляет собой относительно простую синформную структуру, где гипербазиты Кракинских массивов надвинуты на терригенные и терригенно-кремнистые толщи среднего ордовика – нижнего девона. Здесь на восточном контакте Кракинских массивов и флишоидной сухолядской толщи среднего-верхнего ордовика [2 и ссылки там] развиты асимметричные и изоклинальные складки, опрокинутые на запад. Складчатые структуры нарушены соскладчатыми взбросами западной вергентности. Сжатые складки наблюдаются вблизи подошвы офиолитового аллохтона. При удалении от него преобладают пологие открытые асимметричные складки с размахом крыльев до 0.5 км. На восточном контакте офиолитов развиты вулканиты узянбашской и флишевая толща зилаирской свиты. Здесь развит интенсивный кливаж, падающий в западных румбах, маскирующий слоистость. Замыканий не видно, но фрагментарно наблюдается слоистость, полого погружающаяся в западном и круто – в восточном направлении, также видны опрокинутые западные залегания. На структурных диаграммах эти замеры дают отчетливую картину асимметричной складчатой структуры восточной вергентности. Все это позволяет параллелизовать складки западной вергентности на контакте Кракинского аллохтона со складками F₁ а структуры восточной вергентности со складками F₂ Сакмарского аллохтона. Ориентировки основных структурных элементов складок F₁ близки к ориентировкам основных структурных элементов складок, развитых в породах Башкирского антиклинория и в ордовикских отложениях его восточного обрамления в окрестностях деревень Кургашлы и Байназарово. Отметим также близость этих ориентировок к ориентировкам складок третьего этапа деформации в максютовском комплексе зоны Уралтау и складок, развитых в девонских отложениях Магнитогорской зоны в районе Актау и на хр. Ирендык.

Таким образом, сходство складчатых деформаций палеоокеанического и палеоконтинентального секторов Южного Урала и участие в них верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений позволяет связать эти деформации с процессами позднепалеозойской уральской континентальной коллизии. В Сакмарском и Кракинском аллохтонах, Зилаирском синклинории и Западноуральской внешней зоне складчатости структурообразование было двухэтапным. На первом этапе формировались складки западной вергентности и складки, погружающиеся на юго-запад в условиях перемещения аллохтонов в западном направлении. На втором – формировались складки восточной вергентности, отвечавшие этапу ретрошарьирования в восточном направлении, произошедшего, вероятно в результате раздавливания аллохтона об какой-либо упор [1]. Для Башкирского антиклинория на этапе позднепалеозойской коллизии структурообразование происходило в один этап – с образованием складок западной вергентности, причем складки распределены неравномерно, что указывает на связь складчатости с разломообразованием. Этап постколлизионных левосдвиговых движений маркируемый образованием складок с крутопадающими шарнирами в основном завершил формирование структуры региона.

Литература

1. Голионко Б.Г., Георгиевский А.С. Структурная эволюция южной части зоны распространения суванякского метаморфического комплекса и его обрамления (Южный Урал) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. Вып. 68. № 3. https://doi.org/10.21638/spbu07.2022.307

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

В.М. Горожанин¹, Е.Н. Горожанина¹

Тектоническое строение территории Стерлитамакских шиханов

Стерлитамакские одиночные горы-шиханы, сложенные нижнепермскими известняками рифовых фаций, являются остатками рифовой зоны, образовавшейся на окраине шельфа Восточно-Европейского континента 280–300 млн лет назад [8, 12–14]. Основные закономерности тектонического строения территории, где располагаются шиханы, были установлены еще в 30–50-х годах прошлого столетия, когда после открытия Ишимбайского нефтяного месторождения в этом районе активно проводились поисковые работы на нефть и газ [3, 16, 18–20]. Существует несколько точек зрения об условиях возникновения известняковых массивов и образования их современной формы. Первоначально, при изучении массивов в 1920–1930-х годах М.Э. Ноинским, Н.П. Герасимовым, А.А. Блохиным, и позднее В.В. Белоусовым они рассматривались как тектонические поднятия в виде брахиантиклиналей [16]. В.П. Маслов, Н.М. Страхов, Д.Л. Степанов рассматривали их как эрозионные останцы от сплошной

¹ Институт геологии УФИЦ РАН, Уфа, Россия

полосы известняков [18]. Наиболее распространенной стала точка зрения В.Д. Наливкина о рифовой природе шиханов [10, 11, 19, 20].

Геотектоническое положение стерлитамакских шиханов определяется расположением их в юго-восточной части Восточно-Европейской платформы – в бортовой части Предуральского прогиба, который является крупным понижением земной коры, возникшим в связи с формированием Уральского складчатого пояса в позднем палеозое. Шиханы приурочены к приподнятому участку этой депрессии – Шиханско-Ишимбайской седловине, разделяющей прогиб на две впадины – Бельскую и Мраковскую (рис. 1, а). Шиханская седловина представляет собой юго-восточное продолжение Южно-Татарского свода. Она возникла как поднятие, или тектонический блок, поперечный к простиранию Урала в более позднее время, как отражение действия глобальных геодинамических процессов в Альпийско-Гималайском складчатом поясе, в результате которых участок ложа Предуральского прогиба был выведен на поверхность Земли.



Рис. 1. Положение Стерлитамакских шиханов на схематической карте Ишимбайского Приуралья (а) и фрагмент сейсмопрофиля 8306 (б) через Шиханское поднятие (по материалам ОАО «Башнефтегеофизика», Ардашова, 1985 г.): буквенные обозначения кровли отложений: Р₁ – карбонатов нижней перми; С₂m – верейского горизонта среднего карбона, Д – девона, V – венда, R₃ – верхнего рифея

В зоне шиханов на поверхность выходят породы нижней перми. Более древние породы вскрыты глубокими скважинами. Скважина Шихан 5 (рис. 1, б), глубиной 3971 м, вскрыла терригенные отложения верхнего докембрия (венда и верхнего рифея) в интервале 1745-3077-3971 м [9]. Вышележащие отложения девона и карбона, представлены чередованием карбонатных и терригенных комплексов. Аналоги этих комплексов выходят в зоне складчатого Урала. Докембрийские (рифейские) комплексы пород образуют рифейский структурный план территории, строение которого установлено по сейсмическим данным и скважинам глубокого бурения. Здесь выделяются зоны Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов (крупных впадин-грабенов), заполненных рифейскими осадками, выходы которых наблюдаются в области Башкирского мегантиклинория, Границами авлакогенов являются выступы кристаллического фундамента Татарского, Пермского и Оренбургского сводов. На западном Урале рифейские породы местами перекрыты вендскими терригенными (молассовыми) отложениями краевого прогиба, образующими комплекс «тиманид», которые смяты в складчатые структуры «уралид» [15].

Тектонические факторы, оказавшие влияние на рифовые массивы шиханского типа, условно можно разделить на две группы – палеотектонические (палеогеодинамические) и неотектонические. Полоса рифовых отложений образовалась на шельфе восточной окраины Восточно-Европейского континента во время развития Предуральского краевого прогиба, возникшего из-за роста Уральского складчатого сооружения и наложенного на шельфовую окраину континента в процессе континентальной коллизии [12]. Шиханы являются частью единой цепи карбонатных массивов, сложенных рифовыми фациями и располагающихся субмеридионально (с юга на север) в западном борту Предуральского прогиба. Такие массивы выявлены нефтяниками, как к югу, так и к северу от г. Стерлитамака, на глубинах от 0.5 до 2.5 км. Многие из них вмещают залежи нефти и газа. В районе г. Стерлитамака четыре массива были выведены на поверхность Земли в виде единого блока, названным Шиханским [3], образовав Стерлитамакскую седловину (рис. 1).

Идея Д.В. Наливкина [11] о рифовой природе карбонатных массивов была подхвачена большинством геологов–палеонтологов [7 и ссылки]. Рифовыми (или биогермными) являются фации известняков, слагающих эти массивы, но сами горы – одиночки, представляют собой тектонические блоки – останцы, выраженные в современном рельефе, и не являются отдельно стоявшими рифовыми постройками, сохранившимися в неизмененном виде с пермского времени. В разрезе всех шиханов отмечаются одни и те же биофации известняков, которые образуют вертикальную последовательность – от тубифитово-мшанковых, брахиоподовых к фузулинидово-коралловым и палеоаплезиновым ассоциациям [5, 11]. Это

говорит о существовании протяженной шельфовой полосы с богатыми биогемными комплексами.

Послепермская история существования «рифовых массивов» свидетельствует о значительном изменении первичной конфигурации шельфовой окраины платформы. Артинские события привели к расколу и погружению окраины карбонатного шельфа. В артинское время в карбонатных толщах формировались нептунические дайки – трещины, заполненные темноцветными иловым материалом [4], что свидетельствует о частичном разрушении и перекрытии рифовой зоны, относительно глубоководными артинскими осадками. Замыкание Предуральского пролива привело к эвапоритизации бассейна. Среди кунгурских эвапоритов не установлены обломки пермских рифовых известняков, что указывает на сглаженность предкунгурского рельефа в этой зоне. В поздней перми вся территория была перекрыта красноцветной молассой. В течение мезо-кайнозойского периода происходило нивелирование рельефа [3, 6, 17].

Наблюдаемое сейчас состояние карбонатных массивов, сложенных рифовыми фациями известняков, свидетельствует об их активной постседиментационной истории, наиболее интенсивно проявившейся в неогенчетвертичный этап. Сейсмические данные указывают на блоковое строение территории. На профиле, прошедшем через скв. Шихан 5 амплитуда подъема Шиханской структуры по западному разлому составляет примерно 400 м (см. рис. 1, б). К югу от Торатау карбонатные массивы, в которых размещено Ишимбайское месторождение нефти, погружены на глубину 0.5–1 км [2]. Образование современной структуры шиханов обусловлено нахождением в приразломной зоне Шиханского блока, воздымание которого началось около 5 млн лет назад [14].

Особенности строения отдельных шиханов отражают тектоническое воздействие на карбонатные толщи в послепермское время. На всех шиханах наблюдается как пологое, так и наклонное положение слоев. В породах активно развиты вторичные процессы трещинообразования, выщелачивания, перекристаллизации. На шихане Торатау наиболее заметны процессы карстования, обрушения. Шихан Куштау имеет наилучшую сохранность разреза ассельско-сакмарской рифовой последовательности, выявленную в результате бурения скважин [5], здесь также отмечается наклонное положение слоев, карстование, доломитизация, выщелачивание карбонатных пород. Для шихана Юрактау отмечается интенсивная раздробленность, складчатость, трещиноватость пород. Преобладание кливажных трещин субмеридионального простирания (общеуральский меридиональный кливаж) и наличие диагональных трещин указывает на субширотное направление напряжения сжатия во время вывода на поверхность Шиханского блока и дробление его на отдельные массивы оперяющими трещинами.

Тектоническое воздействие на карбонатные породы рифовой природы, способствовало формированию зон повышенной трещиноватости в породах Стерлитамакских шиханов и проникновению нефть-содержащих растворов и флюидов, которые формировали участки пород с повышенными коллекторскими свойствами. Практически на всех шиханах наблюдаются зоны выщелачивания и карстования с остаточными битумами.

Литература

1. Ардашова Т.С., Ракитина А.Г. Отчет о региональных сейсморазведочных работах методом общей глубинной точки (МОГТ) на Петровском участке в Ишимбайском, Гафурийском и Стерлитамакском районах БАССР. Т. І. Уфа, 1985. 79 с.

2. Блохин А.А., Карпенко Н.М. Ишимбайский нефтяной промысел имени С.М. Кирова. Пермская экскурсия, южный маршрут. Международный геологический конгресс, XVII сессия. М., 1937. С. 66–80.

3. Богданов А.А. Тектоника Ишимбайского Приуралья. М: Изд-во МОИП, 1947. 148 с.

4. *Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Генезис нептунических даек в Стерлитамакских Шиханах // Геологический вестник. 2022. № 2. С. 69–80.

5. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Сагдеева Н.С. Литофациальные особенности известняков нижней перми Стерлитамакских шиханов // Геологический вестник. 2023. № 2. С. 4–25. DOI: 10.31084/2619-0087/2023-2-1

6. Зиняхина И.К. Палеогеоморфология Южного Урала в раннюю и среднюю юру // Вопросы геологии и геоморфологии Южного Урала и Приуралья. Уфа: УНЦ УрО РАН, 1988. С. 51–64.

7. *Королюк И.К.* Методика и результаты изучения пермского рифогенного массива Шахтау (Приуралье). М.: Наука, 1985. 111 с.

8. *Кулагина Е.И., Скуин И.А., Косовая О.Л.* Пермский риф Шахтау. Уфа: Белая река, 2015. 72 с.

9. Лозин Е.В. Геология и нефтеносность Башкортостана. Уфа: Изд-во «БашНИПИнефть», 2015. 704 с.

10. *Микрюков М.Ф.* Стерлитамакские шиханы. Пермская экскурсия, южный маршрут. Международный геологический конгресс, XVII сессия. М., 1937. С. 81–92.

11. Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.

12. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

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

14. Пучков В.Н. Особенности геологического строения геопарка «Торатау» // Геологический вестник. 2019. № 3. С. 18–49.

15. Пучков В.Н., Козлов В.И. Особенности тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области // Георесурсы. 2005. № 1 (16). С. 24–26.

16. *Раузер-Черноусова Д.М.* Фации верхнекаменноугольных и артинских отложений Стерлитамакско-Ишимбаевского Приуралья: на основе изучения фузулинид. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 109 с. (Тр. ГИН; Вып. 119).

17. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М: Наука, 1971. 303 с.

18. *Страхов Н.М.* Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов, Труды Института геологических наук. Вып. 124. Геологическая серия. № 55. 1951. 271 с.

19. Шамов Д.Ф. Разрез перми гор-одиночек Шахтау и Тратау // Путеводитель экскурсии 047. Южный Урал 27-й Международный геологический конгресс. М.: Наука, 1984. С. 22–24.

20. Шамов Д.Ф. Фации сакмаро-артинских отложений Ишимбайского Приуралья. Тр. УФНИИ. Вып. II. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 3–76.

Е.Н. Гусева¹, М.А. Иванов¹

Вулканическая активность корон Венеры и роль рифтогенеза в их формировании

Введение

Короны – крупные (до 2500 км в сечении) формы рельефа с характерным кольцевым обрамлением, состоящим из плотно упакованных борозд и/или гряд [1–4]. Обрамление окружает внутреннюю часть короны, где преобладают вулканические образования [4]. В некоторых случаях лавовые потоки протягиваются за пределы кольцевого обрамления и выходят на окружающую равнину [5]. Короны представляют собой поверхностные проявления мантийного диапиризма [2–4; 6–8].

Мы изучили все каталогизированные короны Венеры [4, 9] и установили, что они характеризуются тремя основными топографическими

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

классами: D, W, и U [10]. Короны всех этих топографических классов широко распространены на поверхности Венеры и некоторые из них могут представлять собой долгоживущие вулканотектонические структуры [8, 11–14].

Короны часто встречаются в пространственной ассоциации с рифтовыми зонами, что может указывать и на их генетическую связь [15–18]. Иногда короны также пространственно ассоциируют с лопастными равнинами, и вероятно, наряду с крупными вулканами, представляют собой источники лопастных равнин.

Цель исследования

Определить стратиграфические соотношения корон, рифтовых зон и лопастных равнин и установить, как часто пространственные ассоциации обусловлены их формированием в результате единого геологического процесса.

Результаты

Стратиграфический анализ пространственно-генетических соотношений корон с лопастными равнинами показал, что примерно треть (169 корон из 532) всей изучаемой популяции корон Венеры пространственно связана с лопастными равнинами. Среди них наиболее распространены короны – источники вулканизма (90 корон, ~17% всей изучаемой популяции корон) и реже – это короны, подтопленные более молодыми лопастными равнинами (79 корон, ~15% всей изучаемой популяции корон) (табл. 1). Короны–источники относятся, в основном, к D классу, обрамлены структурами древних поясов борозд или молодых рифтовых зон.

Короны, подтопленные более молодыми лопастными равнинами представлены в рельефе, главным образом, W и U классом. Их обрамление состоит из структур древних поясов борозд, подтопленных материалом как региональных, так и лопастных равнин.

Распространение на поверхности Венеры корон W и U класса – зрелых и финальных стадии эволюции, подтопленных лопастными равнинами, вероятно, указывает на длительность процесса коронообразования на планете. Распространение сводовых корон D класса – начальных стадий эволюции, с молодыми вулканическими излияниями из них, указывает на то, что процесс формирования корон на поверхности Венеры может продолжаться.

Результаты анализа пространственно-генетических соотношений корон с рифтовыми зонами позволили установить, что около 19% (102 короны из 532) всей популяции изучаемых корон Венеры связаны с рифтовыми

Таблица 1

Короны, пространственно связанные с лопастными равнинами, ед., %	Короны – источники лопастных равнин, ед., %*	Короны, подтопленные лопастными равнинами, ед., %
Всего 169 корон:	90	79
D класс	40 (44)	7 (9)
W класс	25 (28)	37 (47)
U класс	25 (28)	35 (44)
Тектоническое обрамление корон: пояса борозд рифтовые трещины пояса борозд/рифтовые трещины	42 (47) 32 (36) 12 (13)	53 (67) 11 (14) 6 (8)
Короны, подтопленные региональными равнинами:	4 (4)	9 (11)

Топографические и морфологические характеристики корон Венеры

* В скобках указан процент корон от общего их количества в каждой группе.

зонами. Их существенная часть – это «рифтовые» короны (~73%) и меньшая часть – «не рифтовые» короны (~27%).

Большинство корон (43 короны, ~71%), ассоциированных с лопастными равнинами «рифтовые». Это структуры D класса с обрамлением из трещин молодых рифтовых зон. Этими рифтовыми трещинами обрамления или же трещинами в составе радиальной системы «нов», инициированы проявления молодого вулканизма. Именно «рифтовые» короны чаще представляют собой источники лопастных равнин (~73%), «не рифтовые» короны являются источниками значительно реже (~27%). Это короны W класса с обрамлением из структур древних поясов борозд, тектонически нарушенным трещинами рифтовых зон.

«Рифтовые» короны чаще пространственно ассоциированы со структурами «нов» (21 корона из 43, ~49%), «не рифтовые» короны реже (8 корон из 18, ~44%). Все изучаемые короны, ассоциированные со структурами «нов», представляют собой источники вулканизма.

Выводы

(1) Стратиграфические ассоциации изучаемых корон (~1/3 всей популяции корон контактирует с лопастными равнинами) и их пространственное распределение свидетельствуют о том, что поздние проявления вулканической активности на Венере слабо связаны с формированием корон. Малое количество корон – источников лопастных равнин (~17% всей популяции) говорит о том, что вулканическая активность корон угасла, в основном, в до-Атлийское время. Таким образом, короны, с которыми связаны проявления позднего вулканизма в виде лопастных равнин – это либо долгоживущие вулкано-тектонические комплексы, либо структуры завершающих фаз вулканической активности, их местоположение отмечает регионы длительного вулканизма.

(2) Малое количество рифтовых корон (~14% всей популяции) говорит о том, что рифтогенез в Атлийский период не приводил к массовому формированию корон. Резкое уменьшение количества корон, образованных в Атлийский период, по сравнению с Фортунийским, может быть связано с увеличением мощности литосферы и усилением ее роли как реологического барьера.

Литература

1. Barsukov V.L., Basilevsky A.T., Burba G.A. et al. The geology and geomorphology of the Venus surface as revealed by the radar images obtained by Venera 15 and 16 // J. Geophys. Res. 1986. № 91. NB4. P. D399–D411.

2. *Nikishin A.M.* Tectonics of Venus: a review // Earth, Moon and Planets. 1990. № 50/51. P. 101–125.

3. *Pronin A.A., Stofan E.R.* Coronae on Venus: Morphology and distribution // Icarus. 1990. № 87. P. 452–474.

4. Stofan E.R., Sharpton V.L., Schubert G., Baer G., Bindschadler D.L., Janes D.M., Squyres S.W. Global distribution and characteristics of coronae and related features on Venus: Implications for origin and relation to mantle processes // J. Geophys. Res. 1992. № 97. N. E8. P. 13347–13378.

5. *Ivanov M.A., Head J.W.* Geology of Venus: Mapping of a global geotraverse at 30N latitude // J. Geophys. Res. 2001. №106. N.E8. P. 17515–17566.

6 Squyres S.W., Janes D.M., Baer G., Bindschandler D.L., Shubert G., Sharpton V.L., Stofan E.R. The morphology and evolution of coronae on Venus // J. Geophys. Res. 1992. \mathbb{N} 97. P. 13.611–13.634.

7. Koch D.M., Manga M. Neutrally buoyant diapirs: A model for Venus coronae // Geophys. Res. Lett. 1996. № 23. N3. P. 225–228.

8. *Smrekar S.E., Stofan E.R.* Corona formation and heat loss on Venus by coupled upwelling and delamination // Science. 1997. № 277. P. 1289–1294.

9. *Crumpler L. S., Aubele J.* Volcanism on Venus / Ed. by B.Houghton, H.Rymer, J.Stix, S.McNutt, H.Sigurdson. Encyclopedia of Volcanoes. San Diego, San Francisco, New York, Boston, London, Sydney, Toronto: Acad. Press, 2000. P. 727–770. 10. *Гусева Е.Н., Иванов М.А.* Короны Венеры: геологические, топографические и морфометрические характеристики // Астрон. вестн. 2022. Т. 56. № 2. С. 84–91.

11. *Basilevsky A.T., Head J.W.* Global stratigraphy of Venus: analysis of a random sample of thirty-six test areas // Earth, Moon and Planets. 1995. N° 66. P. 285–336.

12. Basilevsky A.T., Head J.W. Geologic units on Venus: evidence for their global correlation // Planet Space Sci. 2000. № 48. P. 75–111.

13. Stofan E. R., Smrekar S.E. Large topographic rises, coronae, large flow field, and large volcanoes on Venus: Evidence for mantle plumes? // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2005. № 388. P. 841–861.

14. *Ivanov M.A., Head J.W.* The Lada Terra Rise and Quetzalpetlatl Corona: a region of long- lived mantle upwelling and recent volcanic activity on Venus // Planet. Space Sci. 2010. № 58. P. 1880–1894.

15. Solomon S.C., Smrekar S.E., Bindshadler D. Venus tectonics: An overview of Magellan observations // J. Geophys. Res. 1992. № 97. P. 13199–13256.

16. Baer G., Shubert G., Bindschandler D.L., Stofan E.R. Spatial and temporal relations between coronae and extensional belts, northern Lada Terra, Venus // J. Geophys. Res. 1994. № 99. P. 8355–8369.

17. *Stefanick M., Jurdy D.M.* Venus coronae, craters, and chasmata // J. Geophys. Res. 1996. № 101. P. 4637–4644.

18. Stofan E.R., Hamilton V.E., Janes D.M., Smrekar S.E. Coronae on Venus: morphology and origin / Ed. by Bougher S.W., Hunten D.M., Phillips R.J. Venus II Geology, Geophysics, Atmosphere, and Solar Wind Environment. Tucson: University of Arizona Press, 1997. P. 931–965.

М.Ю. Гущина¹, А.В. Моисеев¹, Т.Н. Палечек¹

Кремнистые породы в составе позднеальбских– кампанских пластин Алганского террейна (Корякское нагорье): состав и условия формирования

Территория Алганского террейна (АТ) расположена на северо-востоке России и относится к северо-западной части Корякско-Камчатской складчатой области (ККСО), образовавшейся при последовательном присоеди-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геологический институт РАН, Москва, Россия

нении к Азиатскому континенту различных террейнов [5, 6]. Геологическая история ККСО связана с периодической сменой поясов надсубдукционного вулканизма. В поздней юре – раннем мелу вдоль границы Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики существовал островодужный Удско-Мургальский вулканический пояс (УМВП) [3, 5], породы которого широко распространены северо-западнее АТ. Следующий этап формирования окраины Азиатского континента связан с существованием в позднем альбе – кампане протяженного окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) [7, 15]. В строении АТ участвуют вулканогенно-осадочные породы, накопившиеся синхронно с ОЧВП и УМВП. В строении АТ выделяется три тектонические пластины. Пластины имеют чешуйчатую внутреннюю структуру, в их пределах тектонически совмещены чешуи вулканогенно-кремнистого и туфотерригенного состава, падающие на северо-восток и север-северо-восток. Возраст туфотерригенных и кремнистых пород среди них омолаживается с запада на восток, структурно снизу-вверх [12].

Породы, формировавшиеся одновременно с УМВП включены в состав *верхней* тектонической пластины. В данной работе они не рассматриваются.

Структурно ниже, выделяются средняя и нижняя пластины [12]. В их состав включены породы позднего альба – кампана, образование которых связано с существованием ОЧВП. *Средняя* пластина, сложена чешуями туфотерригенных позднеальбских–туронских и вулканогеннокремнистых кимеридж-берриасских пород [4, 13]; *нижняя* пластина – тектоническими чешуями из туфотерригенных коньяк–кампанских и вулканогенно-кремнистых кампанских [13] пород. Мощность чешуй, сложенных туфотерригенными породами составляет 20–400 м, вулканогеннокремнистыми – 20–100 м. Вдоль плоскостей надвигов тектонических чешуй развиты серпентинитовые и терригенные меланжи мощностью до 30 м.

Туфотеригенные породы представлены невыдержанным переслаиванием туфо- и вулканомиктовых песчаников, алевролитов, реже аргиллитов, гравелитов и конгломератов. Для туфотерригенных пород в работе [1] обосновано их формирование: 1) синхронное с надсубдукционным вулканизмом кислого и среднего состава; 2) за счет высоко- и среднескоростных мутьевых потоков, на относительно небольшом расстоянии от побережья, вблизи дельт; 3) при расположении на северо-западе региона (в современных координатах) питающей провинции, поставлявшей помимо обломков вулканитов фрагменты фундамента вулканической постройки, представленные гранитоидами, и продукты размыва терригенных комплексов.

Вулканогенно-кремнистые породы представлены базальтами, андезибазальтами, реже андезитами, и бордовыми, черными и зелеными кремнями. Вулканиты образуют самостоятельные горизонты мощностью не более 100 м. Базальты чаще всего характеризуются подушечной отдельностью. Кремнистые породы образуют самостоятельные горизонты и будины среди базальтов.

В данной работе представлены результаты изучения кремнистых образований, слагающих чешуи в нижней и средней пластинах АТ.

По результатам петрографического анализа установлено, что кремни сложены преимущественно кварцем. Из структур преобладают афанитовая, ультрамелко-, мелко-, криптокристаллическая, реликтовая. Для радиоляритов свойственна органогенная структура. Реликты скелетов радиолярий выполнены кварц-халцедоновым материалом и составляют 50–80% от общей массы. Размер раковин колеблется от 0.05 до 0.45 мм. Преобладают массивная, слоистая, пятнистая, и комковатая текстуры. В составе ряда проб присутствуют единичные зерна кварца, полевых шпатов, слюды, циркона, окатанные обломки кварцитов и других кремнистых пород.

По результатам рентген-дифракционного анализа выделено две группы пород: 1) со значительной долей аллотигенной примеси в составе и 2) без нее. Для первой группы характерны более низкие содержания кварца (54–94%), высокие содержания полевых шпатов (1–9%), слюды (1–19%) и хлорита (0–9%), чем для второй (кварц – 81–99%, полевые шпаты – 0–1%, слюда – 0–1%, хлорит – 0–2%).

Для кремней с аллотигенной примесью характерны меньшие концентрации РЗЭ – 3–51 мкг/г, чем для кремней без нее – 16–206 мкг/г. При этом доля ТРЗЭ выше в кремнях без аллотигенной примеси (ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.3–5.8), чем в таковых с ней (4.3–9.9). Все породы обеднены Та и Nb относительно Th и Ce. Кремнистые породы с аллотигенной примесью характеризуются положительной Ce аномалией (1.0–1.9), а без нее – отрицательной (0.5–0.9). Для большинства пород свойственна отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu* = 0.02–0.95) и низкие отношения Eu/ Sm (0.01–0.51), что по [2, 9] указывает на удаление зоны осадконакопления кремней от срединно-океанических хребтов (COX) и на независимое от гидротерм осадкообразование. Низкие концентрации Ni (15–117), Cr (20–344), Cu (14–317) по [8] также соответствуют удаленному от зон гидротермальной разгрузки осадконакоплению кремней.

Кремням АТ свойственны низкие значения Mo/Mn (0.001–0.004), U/Th (0.10–1.94), Ni/Co (1.6–6.6), V/(V+Ni) (0.33–0.76), что по [10, 11] указывает на их образование в окислительных условиях. Исключение – черные кремни, с высокими значениями Mo/Mn (0.269–0.097), U/Th (3.4–8.5), Ni/Co (19.8–29.5), V/(V+Ni) (0.90–0.92), указывающими на их образовании в бескислородных условиях. Низкие концентрации Mn (44–97 мкг/г), Co (0.8–1.5), Ni (20–29) в черных кремнях по [14] подтверждают их формирование в аноксидных условиях. Породы, формировавшиеся в окисли-

тельных условиях, характеризуются концентрациями: Mn 527–3792; Co 3.4–43.0; Ni 20–117 г/т.

Значения отношений La/Ce (2.0–3.8) и Zr/Y (2.5–9.0) для кремнистых пород со значительной долей терригенной примеси в составе указывают по [2] на их образование в окраинно-морских условиях, а кремнистых пород без аллотигенной примеси (La/Ce (1.1–2.0), Zr/Y (1.9–4.1)) – в пелагических.

Анализ выявленных вещественных особенностей кремней АТ позволил установить их генезис. Они накапливались как вблизи континентальной окраины, так и на удалении от нее – в пелагиали. Область осадконакопления всех типов кремней была удалена от зон СОХ и гидротермальной разгрузки. Осадконакопление кремней происходило при поступлении различной по составу аллотигенной примеси, преимущественно в хорошо аэрируемом бассейне, за исключением черных кремней, формировавшихся в бескислородных условиях. Присутствие кремней, образованных в пелагических условиях, где обломочная и гидротермальная примеси очень небольшие, указывает на существование вплоть до кампана на территории региона крупного океанического бассейна с протяженными абиссалями.

Исследования проведены при финансовой поддержке базового финансирования по теме №FMMG-2023-0010 государственного задания ГИН РАН.

Литература

1. *Гущина М.Ю*. Юрско-меловые отложения Усть-Бельского и Алганского террейнов (Корякское нагорье). Дис. ... канд. геол.-мин. наук: 1.6.1. М., 2022. 161 с.

2. *Морозов О.Л.* Геохимия и литология пород аккреционной призмы хребта Пекульней (центральная Чукотка) // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 2. С. 192–213.

3. *Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. Москва: Наука, 1976. 160 с.

4. Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В. Тектоностратиграфия мезозойских комплексов северо-западной части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С. 55–76.

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

6. Соколов С.Д. Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

7. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Episodicity and the dance of Late Mesozoic

magmatism and deformation along the northern Circum-Pacific margin: NE Russia to the Cordillera // Earth Science Reviews. 2020. V. 208.

8. Bonatti E, Honnorez-Guerstein M.B., Honnorez J., Sternc C. Hydrothermal pyrite concretions from the Romanche trench (equatorial Atlantic): metallogenesis in oceanic fracture zones // Earth and Planetary Science Letters. 1976. Vol. 32. $N_{\rm P}$ 1. P. 1–10.

9. *German C.R., Elderfield H.* Rare earth elements in the NW Indian Ocean // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. P. 1929–1940.

10. *Jones P., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chemical. Geology. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

11. Lewan M.D., 1984. Factors controlling the proportionality of vanadium and nickelin crude oils // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. Vol. 48. P. 2231–2238.

12. Moiseev A.V., Gushchina M.Yu., Sokolov S.D., O'Sullivan P.B., Khubanov V.B., Erofeeva K.G., Dubenskiy A.S. Late Paleozoic – Cretaceous paleotectonic reconstructions of NE Asia: Insights from U–Pb dating detrital zircons from sandstones in the Algan and Ust'-Belaya terranes (NE Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2023. V. 252.

13. *Palechek T.N.* Jurassic and Cretaceous Radiolarians from the Ust' Belaya and Algan Mountains, Koryak Highland, Chukotka // Stratigraphy and Geological Correlation, 2022, Vol. 30. No. 7. P. 587–702.

14. *Quinby-Hurt M.S., Wilde P.* Thermodynamic zonation in the black shale facies based on iron-magnese-vanadium content // Chemical. Geology. 1994. Vol. 113. P. 297–317.

15. *Tikhomirov P.L.* Cretaceous continental marginal magmatism in Northeast Asia and questions of the genesis of the largest Phanerozoic provinces of silicic volcanism. M.: GEOS, 2020. 376 p.

И.М. Дербеко¹

Положение Унья-Бомского террейна в структуре Монголо-Охотского орогенного пояса

На границе южного обрамления Сибирского кратона и восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (ВФ МООП) почти на всех тектонических схемах традиционно выделяется Унья-Бомский террейн

¹ Институт геологии и природопользования ДВО РАН, Благовещенск, Россия

[6] (рис. 1). Он образует полосу шириной около 15 км и протяжённостью почти 200 км. Характерной особенностью террейна является отчётливая протяжённость слагающих его толщ, которая подчёркивает простирание всей структуры.

Основанием геологического разреза террейна являются отложения верхнего триаса. Они представлены песчаниками, алевролитами, филлитами, кремнистыми сланцами, туфопесчаниками, седиментационными брекчиями, туффитами. В этих отложениях установлена фауна карнийского и низов норийского ярусов (Monotis ochotica Keys., M. jacutica Tell., Eomonotis scutiformis Kipar., Halobia cf. australica Moys. и др.) [4]. Наличие остатков Monotis говорит о существовании на тот временной этап мелководного бассейна или о близости береговой линии. Накопление полимиктовых песчаников, алевролитов, гравелитов, седиментационных брекчий, конгломератов, содержащих раннеюрские криноидеи, начинается после временного перерыва (рис. 2). Разрез нижней юры наращивался ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллита-





 2 – террейны: 1 – восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса: ТД – Тукурингра-Джагдинский, Т – Тугурский, Нл – Ниланский, Ул – Ульбанский; 2 – южное обрамление Сибирского кратона: Гл – Галамский, Лн – Ланской; 3 – Баладекский выступ; 4 – вулканоплутонические структуры;
5 – бассейны северного обрамления восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса: УБ – Унья-Бомский; 6 – мзозойские бассейны; 7 – маршруты пересечения Монголо-Охотского орогенного пояса



Рис. 2. Схематические разрезы осадочных бассейнов в северном обрамлении восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (отражают литологический состав).

2 – отложения, сформировавшиеся в условиях: 1 – морских, 2 – континентальных;
3 – вулканоплутонические структуры: CBC – Селитканская, БВС – Бурундинская, УМВС – Удско-Мургальская;
4 – перерыв в осадконакоплении;
5 – примесь вулканогенного материала;
6 – органические остатки: а – фаунистические, б – флористические;
7 – находки идентичных органических остатков в образованиях различных бассейнов

ми, глинистыми сланцами. Геохронологические исследования (U–Th–Pb) детритовых цирконов из пород ранней–средней юры [3] показали, что разрушению подвергались преимущественно образования с возрастом 195–522 млн лет. В единичных пробах присутствовали цирконы с возрастом 606 и 823–895, 1604–1928, 2992 млн лет. Максимальное пополнение осадков в юрский период происходило за счёт пород верхнего триаса с возрастом 207 и 212 млн лет. Наличие детритовых цирконов с возрастом 195 млн лет указывает на то, что разрушению не подвергались более молодые породы. В середине средней юры (граница байос – бат) осадконакопление прекратилось, а затем возобновилось только в оксфорде. Аналогичный перерыв происходит и в разрезах соседних бассейнов (рис. 2). Вероятно, этот перерыв связан с началом становления Удско-Мургальской вулканической структуры.

Отмечается [4], что в нижних уровнях верхнего триаса присутствуют хаотические образования, представленные глыбами глубоководных пород, мраморизованными известняками с позднепермскими мшанками, с фауной, характерной для южного обрамления Сибирского кратона. Это говорит о тектоническом срыве основания этого бассейна, вероятно в результате горизонтального перемещения.

Все эти характеристики полностью сопоставимы с аналогичными характеристиками Торомского бассейна. Торомский бассейн (рис. 1, 2). формировался в пределах ВФ МООП на девонских образованиях Галамского террейна. Как показали исследования [1, 2], Ланской и Галамский террейны относятся к южному обрамлению Сибирского кратона, из чего следует, что Торомский бассейн закладывался на границе южного обрамления Сибирского кратона (в данном случае, Галамского террейна) и ВФ МООП. Его формирование началось в позднем триасе (норийский век) с накопления конгломератов, песчаников, алевролитов, часто с примесью вулканического пепла, среди которых присутствуют глинисто-карбонатные конкреции, линзы известковистых песчаников и обильная разнообразная ископаемая фауна. В составе фаунистических остатков (как и в разрезе Унья-Бомского террейна) присутствуют обломки Monotis. (Monotis ochotica Keys., M. jacutica Tell., Eomonotis scutiformis Kipar., Halobia cf. australica Moys., Oxytoma (Palmoxytoma) moysisovicsi Tell. и др.). Здесь также отмечается раннеюрский перерыв, а с плинсбаха в условиях мелководной морской акватории начинают накапливаться конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, содержащие органические остатки. Аналогичные образования установлены как в Торомском бассейне, так и в разрезах Унья-Бомского террейна. На границе тоара и аалена резко меняется состав органических остатков: исчезают аммониты, но появляются митилоцерамы. Исчезновение стеногалинных аммонитов указывает на резкую смену солёности воды [7].

После перерыва, в период оксфорд – начало баррема накапливались морские осадки, но, начиная с конца поздней юры, на западе и севере море отступает и формируются континентальные отложения. Этот регрессивный процесс фиксируется только в пределах Торомского и Удского бассейнов (рис. 2). В интервале валанжин – начало баррема в континентальных отложениях этих бассейнов (+Млотындинский) осаждаются единые флористические остатки (рис. 2). Отсутствие осадконакопления на территории Торомского бассейна в апте указывает на стратиграфический перерыв. Он завершился в альбе накоплением континентальных осадков. В конце альба происходили тектонические события, которые предшествовали формированию Селитканской вулканоплутонической структуры и отразились в крутом залегании альбских континентальных отложений. Северным обрамлением Ланского и Галамского террейнов является Удский бассейн [7] (рис. 1). Его заложение произошло также в позднем триасе. Отложения триаса содержат фаунистические остатки четырех подъярусов нория, которые распределились (снизу вверх) следующим образом: 1) Oxytoma (Palmoxytoma) münsteri Bronn., Tosapecten subhiemalis Tell. (низы средней части нория); 2) Halobia cf. australica Moys., H. cf. charliana Moys. (нижняя часть нория); 3) Entolium kolymensis Kipar., Eomonotis scutiformis var. kolymica Kipar. (середина нория); 4) Monotis ochotica Keys., М. jacutica Tell., М. subcircularis Кіраг. (верхи нория) [5]. Этот набор видов фаунистических остатков аналогичен таковому Торомского, и Унья-Бомского бассейнов (рис. 2).

Полное совпадение литологического состава, временного интервала формирования пород, подтверждённого органическими остатками, позволяет сделать вывод, что образования Унья-Бомского террейна, Торомского, Удского и Малотындинского (начиная с ранней юры) бассейнов являются разрозненными фрагментами когда-то единого бассейна. Соответственно Унья-Бомский террейн, это бассейн, сформировавшийся в мезозое, и он не может принадлежать структуре ВФ МООП.

Литература

1. Дербеко И.М. Тектоническое районирование Монголо-Охотского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии. XI Косыгинские чтения. Материалы всероссийской конференции с международным участием. Хабаровск: ИТиГ им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2021. С. 23–25.

2. Дербеко И.М. Положение Ланского и Галамского террейнов в структуре Монголо-Охотского орогенного пояса // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. С. 136–140.

3. Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач, В.П., Сорокин А.П., Котов А.Б. Возраст и источники нижнемезозойских метаосадочных пород Унья-Бомского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса: результаты U–Th–Pb геохронологических (La–ICP–MS) и Sm–Nd изотопных исследованийо // Докл. РАН. Науки о Земле. 2019. Т. 484. № 4. С. 455–459.

4. *Кириллова Г.Л., Турбин М.Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.

5. Окунева Т.М., Зонова Т.Д. и др. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.

6. Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. № 15 (4). С. 3–15.

7. Derbeko I.M., Kirillova G.L., Bugdaeva E.V., Markevich V.S. The role of Mesozoic geodynamic events in formation of sedimentary basins on the framing of the Eastern Mongol-Okhotsk orogenic belt // Geodynamics & Tectonophysics. 2021. 12 (4). P. 851–864.

<u>А.Н. Диденко</u>^{1,2}, Д.А. Симонов³, В.С. Захаров³, Г.З. Гильманова²

Новейшая тектоника Сихотэ-Алиньского орогенного пояса по данным анализа речной сети и сейсмичности

Территория юга Дальнего Востока России достаточно хорошо, по сравнению с некоторыми другими регионами, обеспечена современным геолого-геофизическим картографическим материалом. В первую очередь, это Государственные геологические карты третьего поколения масштаба 1:1 000 000 (листы: K-52-53, L-52-53, M-52-53-54, N-52-53-54) [9], Тектоническая схема Сихотэ-Алиньского региона и окружающих территорий [1, 15]. В последнее время подготовлен также ряд геофизических цифровых карт и 3Д моделей по глубинному строению Сихотэ-Алиньского региона и окружающих территорий, основой которых явились цифровые карты аномальных гравиметрического и магнитного полей масштаба 1:1 000 000 –

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

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

это карты Мохо, кровли и подошвы магнитоактивного слоя, плотностная 3Д модель до глубин 120 км [4, 5, 14]. Диссонансом в этом отношении является изучение неотектонических движений в регионе; последняя и, вероятно, единственная достаточно детальная неотектоническая карта (схема) юга Дальнего Востока России была опубликована С.В. Горкушей с соавторами в 1999 году [2]. В Объяснительных записках к указанным выше Государственным картам есть разделы по неотектонике соответствующих территорий, но все они базируются на материалах работы [2]. Необходимо отметить также и Карту новейшей тектоники Северной Евразии, подготовленную под руководством А.Ф. Грачева в 1997 году [7], на которой в единой легенде показана новейшая структура материковой части и прилегающих акваторий, но, к сожалению, масштаб не позволяет ее использовать при детальных региональных построениях.

Несколько лет тому назад нами была поставлена задача построения неотектонической карты для Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающей территории, первые шаги решения которой представлены в [6, 11]. При составлении карты новейших вертикальных тектонических движений Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающей территории был применен метод структурно-морфометрического анализа В.П. Философова [13], адаптированный для неотектонических исследований [6, 10, 11]. Метод позволяет выявлять развивающиеся тектонические структуры, а также рассматривать этот процесс во времени.

На основе модели гидросети, рассчитанной по ЦМР SRTM с разрешением 1 пиксель = 3", по алгоритму [8], модифицированному нами для ГИС АгсМар, для тальвегов водотоков 1–7 выделяемых порядков был сгенерирован набор монобазисных поверхностей. Эти поверхности, в какой-то мере, отражают конфигурацию древнего рельефа времени заложения водотоков данных порядков. Для водотоков 8 и 9 порядков базисные поверхности построить не представляется возможным из-за их крайней малочисленности. На следующем этапе были рассчитаны разностные поверхности между ними, отражающие развитие рельефа в период между заложением водотоков разных порядков [13]. В связи с тем, что водотоков 6-го и 7-го порядков мало, достоверность построенных по ним монобазисных поверхностей ниже, чем для водотоков младших порядков.

Наиболее древней базисной поверхностью в рассчитанной модели является поверхность 7-го порядка, которая, полагаем, отражает конфигурацию доэоценового рельефа. Нижнюю границу новейших тектонических движений в северной Евразии принято относить к верхнему олигоцену – нижнему миоцену в Атлантическом и к плиоцену в Тихоокеанском сегментах [3]. Для выявления новейших вертикальных движений нами была принята базисная поверхность 6-го порядка, предположительно отражающая конфигурацию постэоценового рельефа. Поскольку высота начального рельефа не может быть точно определена, а также не может быть точно определено соотношение скорости новейших поднятий, скорости эрозионного вреза и денудации рельефа, за величину новейшего поднятия была принята разность между базисными поверхностями, наименее затронутыми и расчлененными современной эрозионной сетью. Это разница между базисными поверхностями 4-го и 6-го порядков, отражающая воздымание с конца эоцена до плиоцена.

Итоговая карта вертикальных неотектонических движений для исследованной площади была рассчитана как сумма амплитуд, выявляемых из анализа разностных поверхностей с конца олигоцена по плейстоцен (рис. 1). Размах вертикальных движений составляет от -200 до +1200 м с явным их максимумом в диапазоне 0–25 м и с менее отчетливым в диапазоне 200–250 м. В целом, расчетные в настоящей работе величины и ареалы вертикальных движений совпадают с данными работ предшественников по югу Дальнего Востока России [2, 7].

Исследуемую территорию по величине вертикальных движений можно разделить на 3 зоны (рис. 1). Две с высокой амплитудой положительных вертикальных движений: Восточная север–северо-восточного простирания, совпадающая с хребтом Сихотэ-Алинь и Западная северного простирания, в пределах которой находятся Баджальский, Буреинский, Джагды, Селемджинский, Куканский, Туранский, Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Эзоп хребты. Одна – Центральная северо-северо-восточного простирания – с невысокой амплитудой вертикальных движений, в основном отрицательных, пространственно совпадающая с Ханкайским, Средне- и Нижне-Амурскими осадочными бассейнами. Современный «рост» горного рельефа и опускание в пределах осадочного бассейна подтверждается прямыми GPS наблюдениями в эпоху 2003–2014 гг. [12]: 1) на восточном склоне Сихотэ-Алиня зафиксирована вертикальная скорость +5.79±3.89 мм/год (пункт MAL2); 2) в пределах Нижне-Амурского бассейна – -5.19±3.75 мм/ год (пункт BRIA).

Совместный анализ рассчитанных неотектонических вертикальных движений с данными по коровым землетрясениям региона и выделившейся при этом энергии [5] показал, что Восточная и Западная зоны высокоамплитудных вертикальных движений разительно отличаются по проявлению сейсмичности (рис. 1). Для Восточной зоны практически по всему ее простиранию коровые (не субдукционные) землетрясения достаточно редки и, соответственно, выделившаяся при этом энергия на единицу площади (0.5×0.5° для событий с магнитудой ≥2.4, начиная с 1960 г.) не превышает, в основном, 1 · 10⁺¹⁰ Дж. Для Западной зоны ситуация иная, здесь проявлены несколько роев сейсмических событий, связанных с активными разломами двух систем: 1) широтной – Ланский, Тыльский, Улигданский, Тугурский, Южно-Тукурингрский, Верхне-Ниманский;



Рис. 1. Карта новейшей тектоники и сейсмичности Сихотэ-Алиньского орогенного пояса и прилегающих территорий с элементами орографии. Проекция Гаусс-Крюгера (Пулково СК-42, зона 23).

 и – изолинии вертикальных движений (сотни метров, зеленый цвет – нулевая изолиния, красный – положительные изолинии); 2 – эпицентры коровых землетрясений; 3 – пространственное распределение энергии коровых землетрясений, log₁₀(МДж); 4 – основные активные разломы по [Забродин и др., 2015] (числа в кружках):
1 – Амгуньский, 2 – Арсеньевский, 3 – Бикинский, 4 – Дунми-Алчанский, 5 – Курский, 6 – Ланский, Тыльский, 10 – Харпийский (Итунь-Иланский, 9 – Улигданский, 12 – Центральный Сихотэ-Алиньский, 13 – Южно-Тукурингрский, log-Харпийский;
5 – основные хребты (числа в ромбах): 1 – Баджальский, 2 – Бурениский, 3 – Вандашань, 4 – Джагды, Селемджинский, 2 – Бурениский, 3 – Вандашань, 4 – Джагды, Селемджинский, 5 – Дуваки-Унахта-Якбыяна, 6 – Куканский, 7 – Сихотэ-Алинь, 8 – Туранский, 9 – Чаятын, 10 – Ям-Алинь, Дуссе-Алинь, Эзоп); 6 – основные реки; 7 – озера

136

2) северо-восточной – Амгуньский, Курский, Тастахский, Харпийский (Итунь-Иланский), Хинганский. Выделившаяся здесь энергия на единицу площади существенно выше таковой для Восточной зоны, а в некоторых областях (рои землетрясений) превышает 1 · 10⁺¹³ Дж (рис. 1). Северо-восточная система разломов является частью межрегиональной разломной системы Тан-Лу, протягивающейся по восточной окраине Евразии от Южно-Китайского до Охотского моря. Для Центральной зоны с нулевыми и отрицательными вертикальными движениями количество землетрясений значительно меньше, чем в Западной зоне, но существенно больше, чем в Восточной; сейсмические события здесь также связаны с разломной системой Тан-Лу. Выше было отмечено, что центральная зона пространственно совпадает с осадочными бассейнами и отражает рифтогенные структуры.

Финансирование. Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-17-00023). Базовое финансирование за счет субсидий на выполнение госзаданий ГИН РАН и ИТиГ ДВО РАН.

Литература

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток, Дальнаука, 2006, кн. 1, 572 с., кн. 2, 409 с.

2. Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18 (5). С. 61–68.

3. *Грачев А.Ф.* Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Еврази // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.

4. Диденко А.Н., Носырев М.Ю. Плотностная структура литосферы Сихотэ-Алиньского орогенного пояса // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492 (2). С. 66–71.

5. Диденко А.Н., Трофименко С.В., Быков В.Г. и др. Оценка сейсмического риска территории континентальной части юга Дальнего Востока России. Хабаровск, 2018. 82 с.

6. Захаров В.С., Симонов Д.А., Гильманова Г.З. и др. Фрактальная геометрия речной сети и неотектоника южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геол. 2020. Т. 39 (6). С. 48–64.

7. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000. Главный редактор А.Ф. Грачев. Министерство природных ресурсов России. Всероссийский институт экономики минерального сырья и недропользования. 1997.

8. *Нгуманов И.И., Нгуманова Е.В., Чернова И.Ю*. Основы морфометрического метода поиска неотектонических структур. Казань: Казанский университет, 2016. 53 с.

9. Петров О.В., Зубова Т.Н., Вербицкий В.Р. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:100 000 // Регионал. геология и металлогения. 2016. № 67. С. 19–33.

10. Симонов Д.А., Брянцева Г.В. Морфоструктурный анализ при неотектонических реконструкциях Керченского полуострова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2018. Т. 93 (3). С. 12–25.

11. Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшая тектоника северного Сихотэ-Алиня и сопредельных территорий и ее отражение в характеристиках самоподобия гидросети // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 5. С. 19–30.

12. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Горнов П.Ю. и др. Современные движения континентальной окраины Дальнего Востока России по результатам GPS-наблюдений // Вестник СГУГиТ. 2017. Т. 22 (2). С. 88–102.

13. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. 232 с.

14. Didenko A.N., Nosyrev M.Yu., Gil'manova G.Z. A Gravity-Derived Moho Model for the Sikhote Alin Orogenic Belt // Pure Appl. Geophys. 2021. https://doi. org/10.1007/s00024-021-02842-8

15. *Khanchuck A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.* The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138.

К.С. Додонов^{1,2}, А.К. Худолей^{1,2}, А.А. Багаева², М.Ю. Курапов^{1,2}, Е.И. Берзон², П.А. Громова¹

Структура и этапы деформаций зоны Главного Таймырского разлома (северо-восточный Таймыр)

Формирование Таймыр-Североземельской складчатой области носит продолжительный характер, включающий несколько этапов деформаций, которые прослеживаются от докембрия до мезозоя [4, 5]. Традиционно, основной этап связывают с позднепалеозойской коллизией Карского блока и Сибирского кратона, в ходе которой была сформирована шовная зона,

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПБГУ), Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

известная как Главный Таймырский разлом (ГТР) [1, 6]. В то же время, офиолиты, которые должны маркировать данную сутуру, еще не установлены. Из-за этого точное расположение ГТР, структурно-геологическая характеристика тектонических событий, а также кинематика разрывных нарушений на разных этапах эволюции региона все еще остаются дискуссионными.

Целью исследования является изучение структуры и кинематики неопротерозойских пород островодужной серии пестрого состава Центрально-Таймырской тектонической зоны и нижнепалеозойских пород флишоидного облика Карского микроконтинента – Северо-Таймырской тектонической зоны [2, 4]. В ходе полевых работ была составлена серия разрезов, проходящих вкрест простирания региональных структур и характеризующие строение сутурной зоны и ее обрамления (рис. 1). Полученные результаты позволяют уточнить положение и кинематическую эволюцию ГТР.

В зоне ГТР вергентность структуры неопротерозойских и нижнепалеозойских пород идентична. Породы неопротерозойского возраста представлены сложным чередованием вулканитов средне-основного состава и вулканогенно-осадочных толщ метаморфизованых до эпидотамфиболитовой фации. Данный комплекс пород смят в запрокинутые на юго-восток складки, осложненные вторичной складчатостью нескольких порядков. В зонах разрывных нарушений, мощность которых составляет до первых сотен метров, широко развиты продукты динамометаморфизма – катаклазиты и милониты. Кинематические индикаторы представлены σ структурами, S и Z складками кварцевых прожилков, и двумя закономерными системами сопряженных трещин. Выявленные деформационные структуры указывают на перемещения как в юго-восточном, так и в южном направлениях. При этом типичные деформационные структуры первой фазы складчатости, такие как сложно-деформированные зоны смятия, выделенные нами ранее на основании изучения разреза по реке Ханневича [3], не диагностируются.

Нижнепалеозойские породы Карского террейна представлены терригенными отложениями с признаками ритмичности. Двухчленные ритмы сложены песчаниками и алевролитами, где последние залегают в форме линз и прослоев. Границы между литологическими разностями резкие, без типичной градационной слоистости. В песчаниках же распознается косая, тонкая горизонтальная и линзовидная слоистости. Самые молодые обломочные цирконы имеют возраст около 514–519 млн лет, фиксируя нижний предел времени осадконакопления. В пределах Карского блока породы метаморфизованы не выше пренит-пумпеллиитовой фации, смяты в сложную изоклинальную складчатость с шевронным типом замка у складок. В областях разрывных нарушений, падающих параллельно осевым плоскостям, диагностируются борозды скольжения со сбросовой





141

Рис. 1. Схема расположения и фото структурно-геологических особенностей составленных разрезов и предполагаемой зоны Главного Таймырского разлома сшитой из листов ГГК-200 1-го поколения геологической основе по [2] кинематикой в C3 направлении. В свою очередь хрупко-пластичные деформации, представленные будинированными и смятыми в S-образные складки кварцевыми жилами и прожилками, указывают на надвигание к юго-востоку. Также присутствуют такие индикаторы перемещения как S-образные складки указывающие на левосдвиговые перемещение вдоль зоны ГТР. Левосдвиговая кинематика подчеркивается сериями разрывных нарушений, где на сочленении основных и оперяющих разломов диагностируются малые интрузивные тела, представленные гранит-порфирами и пегматитами. На периферии магматических тел присутствуют будинированные кварцевые жилы, в зальбандах которых развита Cu-Mo минерализация, представленная молибденитом и халькопиритом. Возраст молибденита определен по Re/Os изохроне в 236±4.5 млн лет.

Задокументированные к северо-западу от ГТР терригенные породы Карского блока были также встречены вблизи Продольнинского разлома, находящегося существенно восточнее ГТР. Это подтверждается сходством наших датировок детритовых цирконов с более ранними результатами предшественников [8]. Данные факты позволяют предположить, что территория, ограниченная двумя региональными разломами (Продольнинским и ГТР) и есть Главная Таймырская шовная зона, которая характеризуется серией более мелких разрывных нарушений. Формирование столь обширной зоны вероятно связано с лево-сдвиговыми перемещениями, ранее выделенными нами как третий этап деформаций [3], завершающий процессы позднепалеозойской складчатости. С учетом структурного контроля молибденитовой минерализации левыми сдвигами, возраст этого этапа предполагается близким к возрасту молибденита – 236±4.5 млн лет. Структуры наиболее раннего этапа деформаций, которые связаны, как мы предполагаем, с неопротерозойской складчатостью [3], в зоне ГТР частично или полностью переработаны в ходе последующих этапов. Также мы наблюдаем реактивацию многих разломов в качестве сбросов, что, возможно, уже связано с более поздними мезозойскими фазами складчатости, широко развитыми в Южно-Таймырской тектонической зоне Таймыро-Североземельской складчато-надвиговой области [5].

Литература

1. Верниковкский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Издательство Сиб. отд-я РАН, 1996. 205 с.

2. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Листы T-47-XXVIII, XXIX, XXX (р. Марга); T-48-XIX, XX; XXI (п. ст. Челюскин); T-48-XXII, XXIII, XXIV (о-в Самуила); T-48 XXV, XXVI, XXVII (плато Лодочникова); T-48-XXVIII, XXIX, XXX (залив Симса). Объяснительная записка. М, 2000. 3. Додонов К.С., Худолей А.К., Багаева А.А., Кисельников Ю.В. Этапы деформаций южного фланга зоны Главного Таймырского разлома в районе полуострова Челюскин (Северный Таймыр) // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2023. 148–151 с.

4. Проскурнин В.Ф., Симонов О.Н., Соболев Н.Н., Туганова Е.В., Уклеин В.Н. Тектонические районирование Севера Центральной Сибири (Таймырский АО) // Природные ресурсы Таймыра. Сб. научн. тр. Вып. 1. Дудинка: 2003. С. 178–209.

5. *Khudoley A.K., Verzhbitsky V.E., Zastrozhnov D.A. et al.* Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // Journal of Geodynamics. 2018. V. 119. P. 221–241.

6. *Kurapov M., Ershova V., Khudoley A. et al.* Late Palaeozoic magmatism of Northern Taimyr: new insights into the tectonic evolution of the Russian High Arctic // International Geology Review. 2021. V. 63. P. 1990–2012.

7. Lorenz H., Männik P., Gee D.G., Proskurnin V.F. Geology of the Severnaya Zemlya Archipelago and the North Kara Terrane in the Russian high Arctic // International Journal of Earth Sciences. 2008 V. 97. N 3. P. 519–547.

П.А. Докукин¹, В.И. Кафтан²

Синоптические анимации результатов многолетних ГНСС наблюдений как средство изучения геодинамических процессов

На основе развития современных методов компьютерной графики и геоинформатики, находит все более интенсивное и широкое применение междисциплинарная научная отрасль – научная визуализация. Визуализация научных данных и результатов является необходимым средством научного исследования. Особенно важной и полезной она сегодня представлена в естественнонаучных исследованиях.

В области геотектоники и геодинамики примерами визуализации являются широко распространенные в науках о Земле тематические карты, схемы и цифровые модели, в большинстве случаев представляющие со-

¹ Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы, Москва, Россия

² Геофизический центр РАН, Москва, Россия


Рис. 1. а) Распределение вертикальных движений в окрестности влк. Этна, накопленных на протяжении около 7 лет. Пунктир – границы о-ва Сицилия и Калабрии. Сплошные серые линии – главные тектонические элементы.



Сечение изолиний равно 0.025 м. б) Распределение горизонтальных деформаций дилатации, накопленных на протяжении около 7 лет. Сечение изолиний дилатации равно 0.05*10⁻⁵



Рис. 2. Распространение волны полного сдвига по данным [2] перед землетрясением Напа (2014 г., М6, США, Калифорния). Изолинии деформаций представлены с интервалом сечения 10⁻⁶. Белые звезды – эпицентры исторических землетрясений и сценария HayWired. Темная звезда – эпицентр землетрясения Напа. Серые окружности на юго-востоке и северо-западе района – умеренные землетрясения М5

бой статические изображения объектов и явлений в виде скалярных и векторных геофизических полей [4–6]. На протяжении последних десятилетий накоплены беспрецедентные объемы информации о современных движениях и деформациях земной коры средствами глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Мировая наблюдательная сеть уже содержит десятки тысяч непрерывно работающих станций ГНСС. Это обусловило накопление больших массивов данных о долговременных перемещениях геодезических пунктов по земной поверхности, об эволюции деформаций земной коры в районах высокой сейсмической активности и вулканизма. Накопленные данные ГНСС-наблюдений позволяют создавать кинематические визуализации (компьютерные анимации) непрерывного мониторинга геофизических и геодинамических процессов с временным разрешением в одни сутки, и, в некоторых случаях, чаще.

Недавние исследования на основе данных непрерывной сети ГНСС позволили обнаружить интересные особенности современной эволюции формы дневной поверхности вулкана Этна (Италия, о-в Сицилия) [1]. На рис. 1 и 2 представлены накопления вертикальных движений и деформации дилатации. Рисунки представляют собой редкую последовательность кадров единой компьютерной анимации. Обнаружена область значительного подъема участка вулканической постройки в непосредственной близости с активно извергающимся кратером (рис. 1, а) и области сжатия/ растяжения земной поверхности, связанные с развитием экструзивного процесса на временном интервале около 7 лет. Интересным фактом является наличие значительной аномалии растяжения $0.5 \cdot 10^{-5}$ не только в вершинной области экструзии, но и на значительном удалении от главного конуса вулкана (рис. 1, б) в акватории залива Катанья (светлая область в юго-западной части кадров).

Исследования развития деформации полного сдвига на многолетних временных интервалах перед сильными землетрясениями и в районе их частого повторения позволили впервые обнаружить медленные волны деформаций со скоростями порядка км и первых десятков км в год [2]. На рис. 2 показаны редкие кадры кинематической визуализации, демонстрирующие возникновение и эволюцию во времени горизонтальной деформации полного сдвига, явившейся триггером землетрясения Напа (2014 г., М6, США, Калифорния). Волна маркируется сгущением изолиний деформационной аномалии, возникшей на юго-востоке района в эпицентре пары умеренных землетрясений. Она достигает места будущего сильного события, провоцирует его, продолжается на северо-запад и реализует очередное землетрясение М5 (последний кадр анимации).

Накопление горизонтальных и вертикальных смещений также было рассчитано по координатам опорных станций (CORS-TR) Турции по ежедневным наблюдениям ГНСС за тринадцатилетний интервал с 01.01.2009 по 12.12.2021. Кадры векторных полей горизонтальных перемещений и изолиний вертикальных перемещений объединены в единую кинематическую визуализацию (http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.15481.54882). Синоптический анализ анимации позволил проследить пространственновременной характер эволюции современных деформаций и тектоники на изучаемой территории [7] и обнаружить предвестник места будущих катастрофических землетрясений февраля 2023 г. Векторы горизонтальных движений закономерно демонстрируют тенденции относительных движений Евразийской и Аравийской тектонических плит, и Анатолийского тектонического блока.

Исследования демонстрируют эффективность применения синоптического метода при изучении пространственно-временной эволюции движений и деформаций в районах высокой сейсмической и вулканической активности.

Литература

1. Кафтан В.И., Родкин М.В. Деформации района вулкана Этны по данным GPS измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 14–24. https://doi.org/10.31857/S0203-03062019114-24

2. *Кафтан В.И., Татаринов В.Н.* Регистрация медленных деформационных волн по данным ГНСС-наблюдений // Докл. РАН. Науки о земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 95–102. DOI: 10.31857/S268673972207009X

3. Кафтан В.И., Татаринов В.Н., Шевчук Р.В. Долговременные изменения движений и деформаций земной коры до и во время серии землетрясений Кумамото (2016 г., Япония) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13 (1). https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-1-0570

4. *Мазуров Б.Т.* Компьютерная визуализация полей смещений и деформаций // Геодезия и картография. 2007. № 4. С. 51–55.

5. Панжин А.А. Экспериментальные исследования и визуализация современных геодинамических движений // Проблемы недропользования. 2020. №3. С. 32–39. DOI: 10.25635/2313-1586.2020.03.032 6. Панжин А.А., Мазуров Б.Т., Силаева А.А. Визуализация характеристик деформационных полей по данным геодезических наблюдений // Проблемы недропользования. 2015. №3. С. 13–18.

7. Dokukin P.A., Guvenaltin M.A., Irmak T.S., Kaftan V.I., Toker M. Evolution of the crustal inner displacement deficit in a reference to Elazig earthquake series just before occurring the devastate Ekinozu-Nuradagi earthquakes (M7.5–7.8, 2023-02-06). ESDB repository, GCRAS, Moscow, 2023a. https://doi.org/10.2205/ESDB-Ekinozu-Nurdagi-quakes

<u>Т.В. Донская</u>¹, Д.П. Гладкочуб¹, М.О. Сукнёва^{1,2}, А.Г. Вахромеев¹, О.М. Туркина³, У.С. Ефремова¹, Е.И. Демонтерова¹

Палеопротерозойские гранитоиды Непско-Ботуобинской антеклизы – индикаторы становления Транссибирского орогенного пояса

В настоящее время общепризнано, что Сибирский кратон (фундамент Сибирской платформы) в качестве единой структуры был сформирован в палеопротерозое [1-7]. Однако, в связи с тем, что большая часть территории фундамента Сибирской платформы перекрыта венд-фанерозойскими отложениями осадочного чехла, вопросы о внутренней структуре кратона еще далеки от окончательного решения. Одним из способов получить информацию о докембрийском фундаменте под осадочным чехлом является изучение керна глубоких скважин. С этой целью было проведено детальное изучение гранитоидов из трех скважин в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы, которая представляет собой структуру фундамента Сибирской платформы, полностью перекрытую породами осадочного чехла. В настоящее время существует несколько схем внутреннего строения фундамента Сибирского платформы и основные отличия этих схем друг от друга касаются, главным образом, центральной части платформы [1–7]. Непско-Ботуобинская антеклиза является уникальной структурой Сибирской платформы, так как в ее пределах отмечаются породы крупных архейских террейнов, а также фиксируется зона их сочле-

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

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

нения (шовная зона, орогенный пояс), контуры и возраст которой до сих пор остаются предметом дискуссий [1–8]. В связи с тем, что к вендским терригенным отложениям Непско-Ботуобинской антеклизы приурочены основные продуктивные нефтегазоносные горизонты [9–11], в этом регионе пробурено большое количество глубоких скважин, часть из которых достигает докембрийского фундамента. Для гранитоидов из трех скважин, относящихся к Могдинской, Даниловской и Преображенской группам, расположенным в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы, были проведены детальные петрографические, геохимические, изотопные и U-Pb (LA-ICP-MS) геохронологические исследования. Все исследования проводились в Центре коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Образец 1994 из керна Могдинской скважины представляет собой амфибол-содержащий граносиенит (SiO₂ = 63.8 мас.%, (Na₂O + K₂O) = 9.1 мас.%). Граносиенит соответствует магнезиальной серии, имеет высокие содержания Sr и Ba, низкие концентрации Nb, Y, Th, а также характеризуется фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (La_n/Yb_n = 14) и отсутствием европиевой аномалии. По своим минералогическим и геохимическим характеристикам граносиенит близок гранитам *I*-типа. Акцессорные кристаллы циркона из граносиенита обнаруживают хорошо выраженную магматическую зональность. U-Pb возраст, рассчитанный для 41 кристалла циркона с конкордантными значениями, составляет 1.97 млрд лет. Величина $\varepsilon_{Nd}(t)$ равна 0, а Nd модельный возраст соответствует значению 2.4 млрд лет.

Образец 1993 из керна Даниловской скважины представляет собой тектонизированный лейкогранит, содержащий биотит и гранат в качестве второстепенных минералов. Содержание SiO₂ = 75.5 мас.%, (Na₂O + K₂O) = 7.4 мас.%. Лейкогранит обнаруживает высокие концентрации Rb и Th, низкие содержания Sr и Nb. Порода демонстрирует фракционированный спектр распределения редкоземельных элементов (La_n/Yb_n = 13) и хорошо выраженную отрицательную европиевую аномалию (Eu/Eu* = 0.2). Совокупность минералогических и геохимических характеристик позволяет сопоставлять лейкогранит с гранитами *S*-типа. Средневзвешенный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст, рассчитанный для 25 кристаллов циркона с магматической зональностью, составляет 1.96 млрд лет. Значение $\varepsilon_{Nd}(t)$ равно +0.5, а Nd модельный возраст составляет 2.5 млрд лет.

Образец 2235 из керна Преображенской скважины представляет собой измененный биотитовый монцонит (SiO₂ = 61.0 мас.%, (Na₂O + K₂O) = 7.2 мас.%), который характеризуется высокими концентрациями Zr, Nb, Y, REE, обнаруживает умеренно фракционированный спектр распределением редкоземельных элементов (La_n/Yb_n = 6) и отрицательную европиевую аномалию. По содержанию редких и редкоземельных элементов

монцонит соответствует гранитам *А*-типа. U-Pb конкордантный возраст, рассчитанный для 36 кристаллов циркона с магматической зональностью, составляет 1.98 млрд лет. Величина $\varepsilon_{Nd}(t)$ равна –1.2, а Nd модельный возраст соответствует значению 2.6 млрд лет.

Таким образом, изученные гранитоиды из трех скважин в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы показали близкие оценки возраста в диапазоне 1.96–1.98 млрд лет. Все породы обнаружили сопоставимые друг с другом слегка положительные или отрицательные значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, свидетельствующие о преобладании ювенильной палеопротерозойской коры в их источниках при небольшом вкладе древнего, архейского, материала. В то же время изученные гранитоиды обнаружили значительные отличия своих геохимических характеристик и имеют составы, близкие к гранитам разных типов, что может указывать как на разные составы источников этих гранитоидов, так и на разные условия кристаллизации расплавов. Кроме рассмотренных выше гранитоидов, для центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы имеются данные по керну скважины Могдинская-6, в которой обнаружены гранодиориты І-типа с возрастом 2.00 млрд лет [12]; по керну скважины Даниловская-532, где описаны гранат-содержащие гнейсограниты S-типа с возрастом ~2.0 млрд лет и значениями $\varepsilon_{Nd}(t) = +0.5$ [13]; а также по гранат-биотитовым парагнейсам, которые имеют Nd модельный возраст варьирующий от 2.3 до 2.5 млрд лет и содержат палеопротерозойские зерна детритового циркона [8].

Обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что фундамент Сибирской платформы в центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы (район расположения Могдинской, Даниловской и Преображенской групп скважин) сложен преимущественно породами, сформированными за счет преобразования палеопротерозойской ювенильной коры. Область распространения палеопротерозойской коры в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы ограничивается в ее западной части архейскими породами Тунгусского супертеррейна, зафиксированными в скважине Кулиндинская-1 [8, 14] и в скважине Ялыкская-4 [13], а в северовосточной части архейскими породами Маганского террейна Анабарского супертеррейна (скважины Сюльдюкарская-1001 и Среднеботуобинская-1 [15]).

Таким образом, совокупность имеющихся данных позволяет заключить, что область распространения палеопротерозойской коры в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы шире, чем представлена на схемах строения Сибирского кратона О.М. Розена [1] и Т.В. Донской [6], где эта зона выражена узкой Саяно-Таймырской, или Байкало-Таймырской, шовной зоной. В то же время эта область должна быть уже, чем предполагали H.C. Прияткина с соавторами [7] и А.В. Самсонов с соавторами [8], которые выделили широкий палеопротерозойский Маганский, или ТаймыроБайкальский, орогенный пояс, приблизительно совпадающий с контурами Маганского террейна Анабарского супертеррейна.

Формирование в одной тектонической зоне гранитоидов, имеющих близкий возраст и приблизительно сходный изотопный состав Nd, но характеризующихся существенно различными геохимическими характеристиками и, соответственно, разными условиями кристаллизации, возможно только в условиях утолщенной коры аккреционного или коллизионного орогена. В связи с тем, что изотопные данные свидетельствуют о преимущественно палеопротерозойских источниках гранитоидов, то утолщение коры должно было достигаться без преобладающего участия крупных архейских континентальных блоков. Таким образом, наиболее вероятным представляется формирование изученных гранитоидов в пределах аккреционного орогенного сооружения, объединяющего в себя палеопротерозойские образования, при подчиненном количестве фрагментов архейских блоков. На основании данных по возрасту гранитоидов (наши новые данные, [12, 13]), время формирования аккреционного орогена можно оценить как 1.96-2.00 млрд лет. В связи с тем, что этот орогенный пояс простирается в субмеридиональном направлении, разделяя крупные архейские Тунгусский и Анабарский супертеррейны фундамента Сибирской платформы, то эту протяженную линейную структуру в центре платформы предлагается рассматривать в качестве Транссибирского орогенного пояса.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда № 23-17-00196, https://rscf.ru/project/23-17-00196/.

Литература

1. *Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.

2. *Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al.* Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. No 3. P. 169–174.

3. *Smelov A.P., Timofeev V.F.* The age of the North Asian Cratonic basement: An overview // Gondwana Research. 2007. V. 12. P. 279–288.

4. 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.

5. *Pisarevsky S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V. et al.* Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 66–76.

6. *Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids // Precambrian Research. 2020. V. 348. 105869.

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

8. Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Постников А.В. и др. Палеопротерозойский Таймыро-Байкальский ороген в южной части Сибирского кратона: границы, состав и история формирования по изучению керна скважин // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. С. 168–171.

9. Анциферов А.С., Бакин В.Е., Воробьев В.Н. и др. Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на Востоке СССР. Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1986. 244 с.

10. Мандельбаум М.М., Хохлов Г.А., Кондратьев В.А. Непско-Ботуобинская антеклиза: история выявления, геология, перспективы освоения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2004. № 1. С. 28–37.

11. Квачко С.К., Губина Е.А., Тихонова К.А. и др. Структурно-вещественные комплексы кристаллического фундамента центральной части Непско-Ботуобинской антеклизы и их связь с нефтегазоносностью // ГеоБайкал 2022. 7-я научно-практическая конференция (Иркутск, Россия, 27 февраля – 3 марта 2023 г.). Сборник материалов конференции. М.: ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2023.

12. Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. РАН. 2015. Т. 461. № 5. С. 558–562.

13. *Туркина О.М., Плюснин А.В., Донская Т.В. и др.* Гранитоиды фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы: ограничения на распространение архейской и палеопротерозойской коры в зоне сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна (юг Сибирского кратона) // Петрология. 2024, в печати.

14. *Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О. и др.* Восточная окраина неоархейского Тунгусского террейна: данные по скважинам в центральной части Сибирской платформы // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 663–676.

15. *Ларичев А.И., Видик С.В., Сергеев С.А., Осадчий И.В.* Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керна глубоких скважин // Региональная геология и металлогения. 2022. № 92. С. 28–40.

Неопротерозойские ультраосновные лампрофиры юга Сибирского кратона и их связь с щелочно-ультраосновным карбонатитовым магматизмом

Изучение ультраосновных лампрофиров и их связи с щелочноультраосновными карбонатитовыми комплексами дает уникальную возможность для понимания проходящих метасоматических мантийных процессов и возникновения тектонических условий внутриплитного растяжения, а также в связи с ролью щелочных комплексов в формировании крупнейших месторождений полезных ископаемых (Nb, P3Э, P и F).

Дайки ультраосновных лампрофиров, находящиеся в пространственной и временной связи с неопротерозойскими щелочно-ультраосновными карбонатитовыми комплексами широко распространены на южной окраине Сибирского кратона, в их число входят массивы Енисейского кряжа (Чапа), Восточно-Саянской щелочной провинции (Белая и Средняя Зима, Тагна, Ярминская рудная зона) и Алдано-Станового щита (Арбарастах, Ингили). Комплексы являются рудоносными на Nb, Zr, P3Э, P и другие полезные компоненты. Имеющиеся опубликованные геохронологические данные свидетельствуют, что формирование щелочных пород происходило в сравнительно узком возрастном интервале 654–632 млн лет.

Геологические наблюдения, геохронологические, минералогические и петролого-геохимические данные, результаты изучения включений свидетельствуют о тесной генетической связи ультраосновных лампрофиров (айликиты) и пород щелочных карбонатитовых комплексов (фоскориты, карбонатиты, пироксениты, ийолиты и нефелиновые сиениты), и их формировании из единого расплава в процессе длительной эволюции. Ультраосновные лампрофиры является наименее дифференцированной разновидностью пород и соответствуют критериям примитивного протоайликитового расплава из-за их высокой Mg#, Ni, and Cr и минералогических особенностей. Поэтому их состав дает важную информацию о минералогических и геохимических критериях источника, составе первичного расплава и его дальнейшей эволюции с формированием разновидностей пород комплексов.

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Высокое содержание Sr и La/Sm отношение в айликитах, обогащенность карбонатами свидетельствуют о пользу того, что вероятный мантийный метасоматический агент имел карбонатный исходный состав. Высокое Gd/Yb отношение указывает на то, что первичные расплавы был сформированы из гранат-содержащего источника при низкой степени частичного плавления. Низкие Rb, К по сравнению с высокозарядными элементами (ВЗЭ) и легкими РЗЭ, также как высокое К₂O/Na₂O отношение и низкое содержание SiO₂ позволяют полагать, что в первичном расплаве элементы буферировались флогопитом, а не К-рихтеритом в процессе плавления. Кроме того, содержание К₂О в айликитах находится в диапазоне содержаний элемента в расплавах, равновесных с мантийным флогопитом (1.6-5 wt.% of K₂O, [1]). Высокие концентрации TiO₂ в айликитах также можно было бы объяснить наличием флогопита в источнике, но высокие Nb-Ta и Zr-Hf относительно примитивной мантии скорее свидетельствуют в пользу наличия Ті-оксидов в источнике (рутил и/или ильменит). Не менее важной особенностью пород является высокое содержание P₂O₅, что говорит о том, что апатит был важным компонентом в источнике расплава. Таким образом, первичные расплавы для пород комплексов наиболее вероятно были связаны с плавлением метасоматических флогопит-карбонатных жил с апатитом и Ті-оксидами, находящихся в гранатовом перидотите, формирование которых происходило незадолго до начала плавления. Эксперименты при мантийных параметрах (например: [2]) с карбонатизированным перидотитом показывают возможность существования богатых карбонатом ультраосновных расплавов, близких к айликитам и кимберлитам в интервале 3-8 ГПа. Айликиты Арбарастаха, чапинского и зиминского комплексов схожи по составу (MgO/CaO = 1.2; $SiO_2/Al_2O_3 = 7.9$) с экспериментальными расплавами, сгенерированными значительно выше карбонатсодержащего солидуса вблизи 5 ГПа [2] и в экспериментах с флогопит- и карбонат-содержащим перидотитом [3].

На сегодняшний день, генетическая связь карбонатитов, щелочных силикатных пород и фоскоритов является предметом дискуссий. Считается, что разновидности пород в таких комплексах формируются из исходного нефелинитового расплава в результате длительной эволюции с участием процессов фракционной кристаллизации и ликвации. С другой стороны, авторы [4] предполагают, что породы ультраосновных щелочных карбонатит-фоскоритовых комплексов образуются в результате метасоматического воздействия мантийных магнезиокарбонатитовых расплавов на вмещающие породы в пределах коры с образованием дунитов и пироксенитов, а затем и ийолитов. Согласно авторам, на последующих стадиях метасоматоза доля реакционноспособной вмещающей породы вблизи канала внедрения карбонатитового расплава становится меньше и в конечном итоге прекращается, оставляя после себя карбонатитовую магму, обогащенную Si, P, Fe, с кристаллизацией фоскоритов и затем карбонатитов.

Данная модель не согласуется с имеющимися данными по исследуемым комплексам. Во-первых, получить айликиты при воздействии мантийного магнезиокарбонатитового расплава на вмещающие гнейсы невозможно. Во-вторых, все разновидности пород комплексов, за исключением щелочных сиенитов, характеризуются схожими геохимическими и изотопными (Sr, Nd, Pb) характеристиками. Поведение основных петрогенных компонентов и редких элементов в породах также находится в противоречии, поскольку, например, согласно этой модели, количество CaO, P₂O₅, P3Э, FeO и других компонентов должно увеличиваться от айликтов через пироксениты к ийолитам и щелочным сиенитам. Стоит отметить, что модель [4] не учитывает роль ультраосновных лампрофиров в формировании ультраосновных щелочных фоскорит-карбонатитовых комплексов. В последние годы появились работы, доказывающие связь пород щелочных карбонатитовых комплексов с ультраосновными лампрофирами [5, 6], которые показали, что разновидности щелочных силикатных пород сформированы при фракционировании из примитивного протоайликитового расплава, которые затем отделяли несмесимые карбонатитовый и щелочно-силикатный расплавы.

Согласно нашим данным, породы комплексов были сформированы из примитивного обогащенного карбонатом и фосфором расплава сходного с айликитовым, образованного на глубине в результате плавления метасоматизированного мантийного источника. Некоторые порции этого лампрофирового расплава проходят через земную кору, не накапливаясь и не фракционируя в промежуточных камерах в коре, и обнаруживаются в виде примитивных лампрофировых даек на поверхности в пределах комплексов. Большая часть первичного лампрофирового расплава подвергается процессу фракционной кристаллизации в земной коре. Пироксениты, характеризующиеся низкими Cr, Ni и более низкой Mg#, по сравнению с айликитами, кристаллизовались из магмы, в которой уже произошло фракционирование оливина и шпинели. Отсутствие полевого шпата в фракционирующей ассоциации привело к сильному обогащению Na, что обусловило разрыв смесимости, с формированием силикатной и карбонатитовой жидкостей.

Несмотря на то, что нами не было обнаружено прямых доказательство силикатно- карбонатной несмесимости (текстуры пород, расплавные включения), сравнение составов пород комплексов с экспериментальными силикатно-карбонатными разрывами несмесимости подтверждает такую возможность. На псевдотройной MgO+FeO+CaO–SiO₂+TiO₂+Al₂O₃– Na₂O+K₂O диаграмме видно, что в системе NCAS, насыщенной CO₂, имеются довольно большие разрывы смесимости между 1225–1330 °C и при давлении 0.5–1.5 ГПа. Айликиты располагаются на сольвусе несмесимости при 1225 °C/1.5 ГПа в системе NCAS с CO₂. Основываясь на этом, можно рассматривать айликитовые расплавы как родоначальные карбонатно-силикатные расплавы, в дальнейшем претерпевшие фракционную кристаллизацию и силикатно-карбонатную несмесимость.

Nd и Sr изотопные характеристики ультраосновных лампрофиров и разновидностей пород щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов юга Сибирского кратона характеризуются незначительными вариациями и отражают доминирующее участие источника деплетированной мантии. Они могут быть обусловлены взаимодействием нижней (астеносферной) и субконтинентальной литосферной мантий, различие в изотопных характеристиках, между которыми является менее значимыми по сравнению с таковым между мантией и древней континентальной корой.

По данным [7], формирование неопротерозойских щелочных карбонатитовых комплексов юга Сибирского кратона связано с плюмовым процессом и распадом суперконтинента Родиния. Плюмовая активность также сопровождалась образованием дайковых роев долеритов, расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий и гранитоидов в юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона в период 780–725 млн лет (Иркутская изверженная провинция), дайкового роя Франклина в интервале 727–721 млн лет в северной Лаврентии [7]. Очевидно, что временной разрыв между магматическими событиями 780–725 и 657–632 млн лет значителен и, по-видимому, коррелирует с различными процессами. Мы предполагаем, что щелочной магматизм на рубеже 657–632 млн лет, вероятно, контролировался тектоническими процессами, не связанными с плюмовой активностью, сопровождавшей формирование таких крупных изверженных провинций как Иркутская и одновозрастная Франклин в северной Лаврентии на рубеже 780–725 млн лет.

Считается, что формирование низкой степени частичного плавления глубинных щелочных карбонатитовых расплавов не требует избыточного мантийного тепла. Некоторые авторы [8, 9] предположили, что движение плит во время раскола континентов может быть одним из наиболее важных факторов для подъема щелочных расплавов из конвективной верхней мантии. Предложена модель [8, 9], согласно которой в результате раскола континентов и сопровождающегося рифтогенеза происходит подъем астеносферы на неглубокие уровни под окраиной кратона с переходом кратонной геотермы на более высокотемпературный уровень. Это приводит к низкой степени частичного плавления в CO₂-содержащих условиях и сопровождается образованием карбонатитоподобного расплава, продуцирующего карбонат-флогопитовые жилы. Продолжающееся перемещение кратонной геотермы вверх позволяет переплавить эти жилы, а образо-

вавшиеся калиевые силикатно-карбонатные расплавы просачиваются в мантийный перидотит, вызывая его частичное плавление и образование первичного карбонатизированного щелочного силикатного расплава, продуцирующего щелочные карбонатитовые комплексы.

Геология районов изучена в рамках государственных заданий ИГМ CO PAH (122041400241-5) и ГИН CO PAH (ААААА21-121011390002-2). Минералогические, петролого-геохимические исследования неопротерозойских ультраосновных лампрофиров и щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов проводились за счет средств гранта PHФ 23-17-00098.

Литература

1. *Greenough J.D.* Minor phases in the Earth's mantle: evidence from trace- and minor-element patterns in primitive alkaline magmas // Chem. Geol. 1988. V. 69. 177–192.

2. *Gudfinnsson G.H., Presnal D.C.* Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3-8 GPa // J. Petrol. 2005. V. 46. P. 1645–1659.

3. Foley S.F., Yaxley G.M., Rosenthal A., Buhre S., Kiseeva E.S., Rapp R.P., Jacob D.E. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO_2 and H_2O between 40 and 60 kbar // Lithos. 2009. V. 112. P. 274–283.

4. *Vasukova O.V., Williams-Jones, A.E.* Carbonatite metasomatism, the key to unlocking the carbonatite-phoscorite-ultramafic rock paradox // Chem. Geol. 2022. V. 602. 120888.

5. Nosova A.A., Kopylova M.G., Sazonova L.V., Vozniak A.A., Kargin A.V., Lebedeva N.M., Volkova G.D., Peresetskaya E.V. Petrology of lamprophyre dykes in the Kola Alkaline Carbonatite Province (N Europe) // Lithos. 2021. V. 398– 399. 106277.

6. Doroshkevich A.G., Chebotarev D.A., Sharygin V.V., Prokopyev I.R., Nikolenko A.M. Petrology of alkaline silicate rocks and carbonatites of the Chuktukon massif, Chadobets upland, Russia: Sources, evolution and relation to the Triassic Siberian LIP // Lithos. 2019. V. 332–333. P. 245–260.

7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований ультраосновных щелочных комплексов южного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН. Науки о Земле. 2005. Т. 404. № 7. Р. 1031–1036.

8. *Tappe S., Romer R.L., Stracke A., Steenfelt A., Smart K.A., Muehlenbachs K., Torsvik T.H.* Sources and mobility of carbonate melts beneath cratons, with implications for deep carbon cycling, metasomatism and rift initiation // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 466. P. 152–167.

9. Tappe S., Foley S.F., Jenner G.A., Heaman L.M., Kjarsgaard B.A., Romer R.L., Stracke A., Joyce N., Hoefs J. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 1261–1315.

И.А. Ермолаев¹, С.П. Левшунова²

Политический аспект изучения геологического строения Антарктиды

В 1820 г. русская экспедиция под руководством Фаддея Беллинсгаузена и Михаила Лазарева открыла Антарктиду. Однако ее исследование началось лишь около 70 лет назад. В 1955 г. состоялась Первая Антарктическая экспедиция, целью которой было строительство жилых и производственных помещений на материке. Научными целями тогда являлись изучение атмосферных процессов, общие геологические и гляциологические исследования. Планомерно развернутые исследовательские работы проводились в ходе Второй экспедиции, когда расширился состав специалистов, особенно геофизиков. Среди ученых, начавших изучать геологию Антарктиды, выделилась четверка лидеров: Павел Воронов, Михаил Равич, Лев Климов и Дмитрий Соловьев. В результате их исследований и других ученых в последующее время сложились общие представления о геологическом строении Антарктиды и ее полезных ископаемых [1-4]. Особенно вторая половина XX века характеризуется систематическими геологическими и геофизическими исследованиями, и уже к началу XXI века сложились основные представления о глубинном строении земной коры и верхней мантии Антарктиды [2, 3]. Сложилось также представление, что древние платформы Африки, Южной Америки, Австралии и Индии составляют вместе с Антарктидой Гондвану [1-4].

Большую часть материка образует докембрийская Антарктическая платформа, которая обрамлена на побережье Тихоокеанского сектора мезозойскими складчатыми сооружениями. Антарктическая платформа в структурном отношении неоднородна и разновозрастна в различных частях. Большая ее часть в пределах побережья Восточной Антарктиды

¹ Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы, Москва, Россия

² ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный нефтяной институт», Москва, Россия

представляет собой верхнеархейский кристаллический фундамент. Земная кора под Антарктидой не однородна: под Восточной Антарктидой она несколько разуплотнена (3.2–3.31 г/см³), под Западной Антарктидой она нормальная, а под океаном – более плотная (3.33–3.46 г/см³). Указанные различия связаны со степенью ее разогрева: в области океана тепловой поток больше [2, 3]. В пределах Восточной Антарктиды толщина ледникового покрова больше, чем в Западной Антарктиде. Соответственно тектоническая активность Западной Антарктиды выше, чем Восточной [2, 3]. Чехол платформы сложен толщей разновозрастных отложений (от девона до мела). В пределах рифтовой коры выделяются общирные осадочные бассейны, расположенные на континентальной окраине Антарктиды и в ее внутренних районах вдоль границ тектонических блоков [2, 3].

В Антарктиде открыты месторождения каменного угля, железных руд, установлены признаки месторождений слюды, графита, горного хрусталя, берилла, золота, урана, молибдена, никеля, меди, свинца, серебра и титана. Малое число месторождений полезных ископаемых объясняется слабой геологической изученностью материка и его мощным ледниковым покровом. Это было установлено еще в ходе изучения обнажений около 70 лет назад. И только после открытия осадочных бассейнов у исследователей сложилось убеждение, что в недрах Антарктиды можно ожидать скопления углеводородов. Подсчитаны даже их ожидаемые запасы: по данным института ВНИИзарубежгеологии они составляют 17 млрд ед. усл. топлива, по данным института ВНИИокеанологии – 18 млрд ед. условного топлива. Перспективы арктических недр весьма велики. Этот вывод базируется на сходстве геологического строения Антарктической платформы с Гондванскими платформами других материков Южного полушария, а также на общности складчатого пояса Антарктиды с горными сооружениями Анд.

Существует Договор о минеральных ресурсах Антарктиды 1991 г., ратифицированный в 1999 г., запрещающий любую разработку их до 2049 г.

Долговременные интересы России требуют закрепления ее приоритета на этой территории. Осуществление перманентной геолого-геофизической деятельности – это одна из наиболее эффективных мер постоянного присутствия нашей страны на этой территории.

Литература

1. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 123 с.

2. Грикуров Г.Э., Левченков Г.Л., Каменев Е.Н. и др. Тектоническое районирование Антарктики и ее минерагения // Арктика и Антарктика. 2003. Вып. 2(36). С. 26–47. 3. *Грушинский А.Н., Строев П.А., Корякин Е.Д.* Основные черты гравитационного поля и глубинное строение земной коры и верхней мантии Антарктиды: новые результаты // Арктика и Антарктика. 2002. Вып. 1 (35). С. 5–26.

4. Соловьев Д.С. Магматизм центральной части Земли Королевы Мод (Восточная Антарктида). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: 2003. 23 с.

К.Г. Ерофеева¹, А.В. Самсонов¹

Состав и этапы формирования Токкинского фрагмента Токко-Ханинского ТТГ-зеленокаменного пояса

Механизмы формирования и эволюции континентальной коры, ее геодинамика в архее относятся к числу наиболее актуальных проблем современной геологии. Главными источниками информации об этих механизмах служат гранит-зеленокаменные области (ГЗО), которые известны в составе всех докембрийских кратонов. Формирование этих областей началось в палеоархее (>3.6 млрд лет назад) и обеспечивало интенсивный рост континентальной коры в мезоархейскую и неоархейскую эпохи.

Токко-Ханинский зеленокаменный пояс (ЗКП) расположен в центральной части Чара-Олекминской ГЗО. В его строении выделяют Олондинский и Токкинский фрагменты. Олондинский фрагмент сложен вулканогенно-осадочными породами и вулканитами с возрастом 2.97–3.00 млрд лет [1, 7, 10], содержит плутоны ультрабазит-базитового состава с возрастом 2.96–3.02 млрд лет [11] и силлы габброидов с возрастом ~3.0 млрд лет [11]. Вдоль контакта супракрустальных пород и вмещающих тоналит-трондъемит-гранодиоритовых гнейсов олекминского комплекса (2.97–3.06 млрд лет [2, 4, 8, 9]) развиты плутоны тоналитового и трондъемитового состава с возрастом 3.0–3.02 млрд лет [3, 10], который интерпретируется как верхняя возрастная граница формирования супракрустальных пород Олондинского фрагмента [11].

На основании геофизических данных и геологических наблюдений при поисковых работах, Токкинский фрагмент (ТФ) рассматривается как продолжение Токко-Ханинского ЗКП.

В составе коры ТФ можно выделить следующие комплексы:

1. Комплекс мигматизированных существенно плагиоклазовых ортои парагнейсов. В его составе преобладают гнейсы андезитового состава,

¹ ИГЕМ РАН, Москва, Россия

содержащие включения амфиболитов. Гнейсы обладают умеренной магнезиальностью (Mg# 54–71), Na₂O/K₂O = 1.9–4.8, ASI = 0.81–1.1, слабо фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов (P3Э) ((La/Sm)_N = 1.6–3.5, (Gd/Yb)_N = 1.5–2.0, (La/Yb)_N = 4.1–6.6), мультиэлементные диаграммы имеют отрицательную аномалию Nb (Nb/Nb* = 0.6–0.9) и положительную – Sr. Возраст гнейсов оценивается в 3.01–2.94 млрд лет. Амфиболиты по составу отвечают базальтам и андезибазальтам с Mg# 68–76, обладают близкими к гнейсам содержаниями TiO₂, Na₂O и K₂O, отличаясь повышенным концентрациями MgO, CaO, Fe₂O₃, Cr, V, Ni и более низким – SiO₂ и Al₂O₃. Они имеют не фракционированные спектры распределения РЗЭ ((La/Sm)_N = 1.0–1.4, (Gd/Yb)_N = 1.2, (La/Yb)_N = 1.2–1.9), мультиэлементные диаграммы со слабыми отрицательными аномалиями Nb (Nb/Nb* = 0.3–0.7) и Ti, и положительной – Sr.

2. Комплекс постмигматитовых гранитоидов включает в себя разнообразные граниты и диориты с широкими вариациями SiO₂ от 57.2 до 71.4 мас.%, всех породообразующих и редких элементов. Гранитоиды имеют умеренно и сильно фракционированные спектры распределения РЗЭ ((La/Sm)_N = 2.0–15.3, (Gd/Yb)_N = 2.5–7.5, (La/Yb)_N = 8.6–180.4), мультиэлементные диаграммы с ярко выраженными аномалиями Nb (Nb/Nb* = 0.03–0.6) и Sr, реже Zr и Ti. Возраст диоритов составляет 2.94 – 2.91 млрд лет, в то время как возраст гранитов пока остается открытым.

3. Комплекс порфировых гранитов развит преимущественно в восточной части ТФ. Граниты однородны по составу и отвечают перглиноземистым (ASI = 0.97–1.1) с K₂O > Na₂O, имеют умеренно фракционированные спектры РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ ((La/Sm)_N = 6.0–7.0, (Gd/Yb)_N = 2.0–2.7, (La/Yb)_N = 15.8–28.8), мультиэлементные диаграммы со значимыми отрицательными аномалиями Nb (Nb/Nb* = 0.13–0.14), Sr и Ti. Возраст гранитов составляет ~2.64 млрд лет.

4. Комплекс метабазитов, формирующих дайки мощностью от 0.2 до более 20 м, широко развит в пределах ТФ. Можно выделить как минимум две разновидности пород – метагабброиды и высоко-титанистые метабазиты.

Метагабброиды с Mg# 58–78 имеют высокие содержания Al₂O₃ (13.9–20.2 мас.%), низкие – TiO₂ (0.3–2.0 мас.%), Fe₂O₃, MnO, Zr, Nb, V. На основании распределения РЗЭ можно выделить 2 группы метагабброидов. Группа I имеет слабо фракционированные спектры РЗЭ ((La/Sm)_N = 1.0-3.1, (Gd/Yb)_N = 1.0-2.5, (La/Yb)_N = 2.7-10.7), мультиэлементные диаграммы с отрицательными аномалиями Nb (Nb/Nb* = 0.42-0.9) и положительными – Sr, реже Ti. Группа II характеризуется умеренно фракционированными спектрами РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ ((La/Sm)_N = 4.1-5.6, (Gd/Yb)_N = 4.1-6.4, (La/Yb)_N = 39.3-74.3), мультиэлементные диаграммы с отрицательными аномалиями Nb (Nb/Nb* = 0.05-0.09), и менее

проявленными – Sr, Zr и Ti. Возраст метагабброидов I группы составляет 2.62 млрд лет.

Высоко-титанистые метабазиты с Mg# 45–62 имеют высокие содержания TiO₂ (1.9–3.8 мас.%), Fe₂O₃, MnO, Zr, Nb, V, низкие – Al₂O₃ (11.5–15.5 мас.%) при сопоставимых с метагабброидами содержаниях MgO, CaO, Na₂O и K₂O. Метабазиты этой группы имеют однородные умеренно фракционированные спектры распределения P3Э с обогащением легкими P3Э ((La/Sm)_N = 1.4–3.0, (Gd/Yb)_N = 1.5–2.0, (La/Yb)_N = 3.5–7.3), мульти-элементные диаграммы с отрицательной аномалией Nb (Nb/Nb* = 0.27–1.1) и Sr, и положительной – Ti.

5. Комплекс долеритов, формирующих дайки субмеридионального простирания, развиты преимущественно в северной части ТФ. Возраст комплекса, определенный по Sm–Nd изохроне, составляет 2.52 млрд лет. Долериты имеют близкие геохимические характеристики с метагабброидами, отличаясь от них пониженным содержанием Al_2O_3 . Спектры распределения РЗЭ в долеритах слабо фракционированы ((La/Sm)_N = 2.2–2.3, (Gd/Yb)_N = 1.6–1.7, (La/Yb)_N = 4.7–4.9), мультиэлементные диаграммы с отрицательными аномалиями Nb (Nb/Nb* = 0.3–0.6) и Zr.

6. Поздние гранитоиды и пегматиты широко распространены во всех изученных комплексах и формируют жилы мощностью до 2 м.

Проведенные исследования позволяют выделить несколько этапов в истории формирования коры ТФ. Гнейсы и амфиболиты являются наиболее древним комплексом пород, по составу и возрасту сопоставимы с вулканогенно-осадочными разрезами Олондинского фрагмента [1, 7, 10], и могли быть сформированы в субдукционной обстановке [11]. Подчиненное количество амфиболитов в составе комплекса, вероятно, может указывать на его глубокий эрозионный срез. Постмигматитовые гранитоиды были сформированы в постколлизионный этап, который может рассматриваться как эпизод становления консолидированного блока. Дайки высокоглиноземистых метагабброидов с возрастом 2.62 млрд лет по возрасту близки к порфировым гранитам (2.64 млрд лет), анортозитам и габброидам Каларского комплекса (2.62 млрд лет [6]), гранитам восточной части Олекминской ГЗО (2.61 млрд лет [4]), и могут представлять часть неоархейской анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной (AMCG) магматической провинции, формирование которой происходило на поздне- и постколлизионном этапе [6]. Дайки долеритов с возрастом 2.52 млрд лет, вероятно, маркируют эпизод внутриплитного магматизма, проявленного синхронно с формированием анорогенных гранитоидов нелюкинского комплекса, происходившего в результате коллизии Олекминского и Алданского микроконтинентов [5]. Возрастная позиция и тектоническая принадлежность высоко-титанистых метабазитов, а также поздних гранитов и пегматитов остается пока не вполне понятной.

Таким образом, в ТФ вскрыты корни глубоко эродированного мезоархейского зеленокаменного пояса, наиболее сохранные части которого фиксируются в Олондинском фрагменте, и сопряженные с ним гранитоиды. Приуроченность к этому фрагменту ЗКП многочисленных более поздних базитовых даек, маркирующих постколлизионный и внутриплитный этапы эволюции архейской коры, возможно, связана с наличием здесь мезоархейского шва.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ № 23-77-01068.

Литература

1. Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. и др. Возраст вулканизма Олондинского зеленокаменного пояса (Восточная Сибирь) // ДАН. 1984. Т. 279. С. 1424–1428.

2. Великославинский С.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте тоналит-трондъемитовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чара-Олекминского геоблока Алданского щита // Докл. РАН. 2018. Т. 482. № 5. С. 547–552.

3. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Верхняя возрастная граница формирования Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Алданского щита: результаты U–Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 15–21.

4. *Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб: Изд. СПбГУ, 2003. 78 с.

5. Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М. и др. Раннепротерозойские гранитоиды зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей, Алданский щит: возраст, источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 1. С. 46–67.

6. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 3–15.

7. Пухтель И.С., Журавлев Д.З. Петрология основных-ультраосновных метавулканитов и ассоциирующих с ними пород Олондинского зеленокаменного пояса, Алданский щит // Петрология. 1993. Т. 1. № 3. С. 308–348.

8. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Беляцкий Б.В. и др. U–Pb возраст гранитоидов зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 2. С. 3–12.

9. Neymark L.A., Kovach V.P., Nemchin A.A. et al. Late Archaean intrusive complexes in the Olekma granite-greenstone terrain (eastern Siberia): geochemical and isotopic study // Precam. Res. 1993. V. 62. P. 453–472.

10. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precam. Res. 1992. V. 54. P. 195–210.

11. *Tran T.-D., Wang K.-L., Kovach V. et al.* Plate tectonics in action in the Mesoarchean: Implication from the Olondo greenstone belt on the Aldan Shield of Siberian Craton // Earth Plan. Sci. Lett. 2023. V. 603. 117975.

<u>Ф.И. Жимулев</u>¹, А.В. Котляров¹, М.А. Фидлер¹, Н.А. Бехтерев¹

Состав, геологическое строение и модель формирования субдукционного меланжа Аламбайской офиолитовой зоны Салаира (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса)

Офиолитовые зоны являются источником информации об океанических этапах развития складчатых областей континентов. В пределах данных структур фрагменты палеоокеанической литосферы залегают в виде тектонических блоков и пластин в составе сложно построенных аккреционных комплексов, формирующихся при субдукции. Ассоциация палеоокеанических пород отражает особенности процессов формирования океанической литосферы данного бассейна, а геологические соотношения между различными по происхождению ассоциациями пород в составе аккреционных комплексов, несут информацию о процессах субдукции океанической литосферы и сопровождающих этот процесс явлениях, таких как аккреция, тектоническая эрозия, метаморфизм и эксгумация субдуцированного материала. Аламбайская офиолитовая зона (AO3), расположена в осевой части раннепалеозойского Салаирского орогена. Салаирский ороген является северным продолжением складчатых сооружений Горного Алтая и сложен преимущественно венд (?)-кембрийскими вулканитами, вулканомиктовым флишем и известняками. В палеотектоническом отношении Салаир представляет собой часть Кузнецко-Алтайской

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

палеоостроводужной системы. В геологическом строении АОЗ важную роль играют меланжевые комплексы, различающиеся по составу матрикса и обломков, а, следовательно, и по происхождению, и слабо охарактеризованные в литературе. В данной работе нами представлены результаты полевого изучения меланжевых комплексов, а также предложена палеотектоническая модель формирования меланжевых комплексов АОЗ.

В структуре АОЗ выделяется два типа меланжей – серпентинитовые и терригенные. Серпентинитовые меланжи содержат блоки микрокварцитов, базальтов, известняков и габброидов и относятся к классу тектонических меланжей. Терригенные полимиктовые меланжи представляют собой осадочные или полигенетические образования. Матрикс терригенных меланжей сложен тонкозернистыми граувакковыми песчаниками и алевролитами, а включения представлены микрокварцитами, образующими отторженцы, размером до нескольких километров, в подчиненном количестве присутствуют известняки, базальты и амфиболиты. Выделяется две морфологических разновидности терригенных меланжей. Первая представляет, по нашему мнению, деформированные фрагменты палеоокеанического острова в аккреционной призме, а вторая является результатом переотложения турбидитов аккреционной призмы и океанических осадков. Серпентинитовые тектонические меланжи представляют собой эксгумированные, относительно глубинные срезы палеосубдукционной зоны, а терригенные полимиктовые осадочные и полигенетические меланжи являются образованиями аккреционного клина. Формирования меланжевого комплекса произошло позднее 500 млн лет и раньше накопления флишевой позднекембрийско-раннеордовикской зелено-фиолетовой серии и ее аналогов, что позволяет датировать возраст меланжевого комлпекса АОЗ поздним кембрием.

Гранатовые амфиболиты ангурепского комплекса, образующие узкую тектоническую пластину в структуре АОЗ, характеризуются двумя особенностями, отличающими их от большинства субдукционных метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Амфиболиты ангурепского комплекса по геохимическим особенностям соответствуют толеитовым базальтам островной дуги, в то время как продукты субдукционного метаморфизма АССО почти всегда сложены метабазальтами с геохимическими характеристиками ОІВ, а в некоторых случаях – MORB. Второе отличие заключается в отсутствии минеральных индикаторов повышенного Р/Т градиента метаморфизма, таких как щелочные амфиболы или эклогитовый парагенезис для более высокотемпературных пород. Предварительные оценки геотермического градиента для амфиболитов ангурепского комплекса указывают на более высокий геотермический градиент (~25–27 °С/км), по сравнению с типичными градиентами субдукционных метаморфитов. Офиолиты АОЗ характеризуются отсутствием магматических пород с геохимическими характеристиками MORB, а также крупных аллохтонных пластин, сохраняющих участки ненарушенной стратификации океанической литосферы. Метабазиты зоны являются либо базальтами океанических островов (OIB), либо габброидами и амфиболитами островодужного происхождения. Магнезиальность хромита из гипербазитов АОЗ лежит в интервале 35–60%, а хромистость – 52–88%, что позволяет относить данные массивы гипербазитов к комплексам основания внутриокеанической островной дуги. Образования океанической плиты представлены только глубоководными осадками (кремни, силицилиты, превращенные в микрокварциты и углеродистые серицит-кварцевые сланцы). По-видимому, разделительные срывы в зоне субдукции, вдоль которых происходила эксгумация материла в аккреционный клин, располагались в самой верхней части субдуцирующей плиты, вдоль подошвы слоя океанических осадков, а также внутри висячего крыла зоны субдукции.

Геологические особенности АОЗ объясняются наилучшим образом следующей палеотектонической моделью. В раннем кембрии происходит заложение внутриокеанической островодужной системы. Важная роль фрагментов основания островной дуги в составе серпентинитовых и терригенных субдукционных меланжей, позволяет предполагать, что для кембрийской зоны субдукции был характерен режим тектонической эрозии, при котором в субдукционную зону увлекается материал надвигающейся плиты. Представления о существовании режима тектонической эрозии в раннекембрийской субдукционной зоне Салаира позволяют предложить решение одного из противоречий геологии региона: большая часть вулканических разрезов нижнего кембрия Салаира сложена породами кислого и среднего состава (печеркинская свита и ее аналоги), что не характерно для океанических островных дуг. В режиме базальной тектонической эрозии, значительная часть базальтового основания океанической островной дуги могла быть субдуцирована. Амфиболиты ангурепского комплекса могут представлять собой фрагмент базитового основания островодужной постройки (габбро или базальты), подвергшийся субдукции и впоследствии эксгумированный при столкновении зоны субдукции с симаунтом. Такая интерпретация хорошо объясняет, как геохимические особенности амфиболитов ангурепского комплекса, так и отсутствие характерных индикаторов повышенного Р/Т градиента, так как погружение происходит не в составе «холодной» субдуцирующей плиты, а вдоль подошвы разогретого мантийного клина. Режим тектонической эрозии объясняет насыщенность субдукционного серпентинитового меланжа породами островодужного происхождения (габбро, амфиболиты, гипербазиты) и отсутствие мощных толщ нижнекембрийского флиша, одновозрастных вулканитам печеркинской свиты. Также в раннем кембрии происходит столкновение внутриокеанической островной дуги с цепью палеосимаунтов. В результате этого столкновения формируется шалапский меланжевый комплекс, содержащий мегаблоки внутриплитных базальтов аламбайской свиты. В условиях реорганизации зоны субдукции происходит эксгумация узкой тектонической пластины гранатовых амфиболитов ангурепского комплекса. Олистолиты гранатовых амфиболитов попадают в неметаморфизованный осадочный меланж позднее 500 млн лет. Еще одним следствием тектонической перестройки зоны субдукции является затухание надсубдукционного вулканизма в конце раннего кембрия и размыв островодужной постройки в среднем кембрии с образованием вулканомиктовых конгломератов бачатской свиты и верхнекембрийско-нижнеордовикского флиша зелено-фиолетовой серии. В позднем кембрии островодужный вулканизм возобновляется, однако вулканические центры смещаются, вероятно на восток в современных координатах, в сторону Сибирского континента, на современном эрозионном срезе позднекембрийские вулканиты представлены преимущественно туфами, а вулканические постройки этого возраста на Салаире не известны.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ, проект № 23-27-00033.

А.В. Зайончек¹, С.Ю. Соколов¹, А.В. Соловьев^{1,2}, Е.Г. Коротких³, С.И. Шкарубо⁴

Тектоническое развитие пролива Фрама в позднем миоцене

В географическом отношении пролив Фрама расположен между Гренландией и архипелагом Шпицберген и соединяет Норвежско-Гренландский и Арктический бассейны. Проходящие через этот пролив течения обеспечивают водообмен между Северным Ледовитым океаном (СЛО) и Северной Атлантикой. Вдоль восточных берегов Гренландии проходит холодное Восточно-Гренландское течение, а на противоположной стороне проходит теплое Западно-Шпицбергенское течение (рис. 1, а).

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ВНИГНИ, Москва, Россия

³ retired, (TGS-NOPEC, Asker, Norway)

⁴ ООО «МАГЭ», Мурманск, Россия

В тектоническом плане прапролив Фрама примерно в два раза длиннее, т.к. северным подводным продолжением арх. Шпицбергена (ШП) является плато Ермака, являющееся редуцированным блоком континентальной коры [6]. В пределах области прапролива находятся такие яркие тектонические структуры, как спрединговый хребет Книповича (ХК), расположенный западнее южного и центрального побережья ШП, который через систему трансформных нарушений, ограничивающих впадину Моллой (ВП), соединяется с трогом Лены, продолжением которого в Евразийском бассейне СЛО является срединно-океанический хребет Гаккеля (ХГ) (рис. 1, а).

Изучение тектонического развития данной области является сложной задачей в силу косого раскрытия, что проявляется в заложении трансформных разломов и смещений, а также перескоков оси раскрытия и затрудняет интерпретацию аномального магнитного поля (AMII) и выделение идентифицируемых осей линейных магнитных аномалий (ЛМА) [1, 4]. Геологической службой Норвегии в 2016 и 2018 гг. над ХК и прилегающими глубоководными котловинами были выполнены современные высокоточные аэромагнитометрические съемки. Полученные результаты не привели к существенному прогрессу в понимании тектонического развития данной области, т.к. позволили провести моделирование с целью идентификации ЛМА только для одного короткого сегмента ХК [5].

Поэтому, одним из основных методов исследования тектонического развития остается модельный подход, базирующийся на создании кинематических реконструкций, например, [5, 6] и проверка их соответствия геолого-геофизическим данным. Для района исследования выполнены расчеты положений линий дрейфа и теоретических осей линейных магнитных аномалий (ТЛМА) с использованием мгновенных полюсов раскрытия для Евразийской и Северо-Американской литосферных плит [12] в диапазоне хрон C1n – 6no, охватывающих временной интервал последних 20 млн лет. Ранее такой подход использовался при изучении этапов раскрытия Евразийского бассейна [2].

Направление хорошо читаемых линеаментов в АМП [5] и гравитационных аномалиях полностью соответствует направлению линий дрейфа, ортогональному локальным сегментам рифтовой долины XK и выделяемых в ее пределах внутренним локальным вулканическим хребтам незначительного протяжения (рис. 1, а). Это свидетельствует в пользу того, что последние 20 млн лет раскрытие XK полностью контролировалось направлением движения литосферных плит. Расчеты показывают, что впадина Моллой (ВП) начала формироваться в период хроны C3An.2no (~6.7 млн лет), что соответствует времени изменения осадочного режима в бассейне Моллой, расположенном в центральной части пролива Фрама, зафиксированного по результатам изучения керна скв. ODP909 [7]. Период ~6.4–4.6 млн лет характеризуется 3-х кратным увеличением скоростей седиментации, высоким содержанием смектита в осадках и более высокими количествами магматического материала в крупнозернистых отложениях. Как следует из результатов изучения керна скважины ODP908 (положение см. на рис. 1, а) во временном интервале ~6.7–4.6 млн лет происходило непрерывное опускание хребта Ховгарда, который до этого находился в условиях мелководья или субаэральных, что связывается с расширением/углублением центральной части пролива Фрама [8]. Хребет является континентальным осколком западной окраины Баренцева моря [6] который, согласно теоретическим расчетам, начал отделяться от нее чуть ранее ~20 млн лет назад (рис. 1, а, б). Таким образом, с момента его отделения до момента начала погружения прошло ~14 млн лет. Скорее всего, подобным осколком является и гора Ховгарда, которая начала отделяться от окраины чуть ранее 10 млн лет (рис. 1, б).

В генеральном плане участок между трансформными разломами Моллой (ТРМ) и Шпицберген (ТРШ) распадается на два сегмента, разделенных неактивным в настоящем разломом [4]. Согласно теоретическим расчетам, южный сегмент начал раскрываться в период хроны Сбпо (~20 млн лет), о чем свидетельствует совпадение положения ТЛМА и границы перехода континент океан (ГКО). В северном сегменте, начинающемся от окончания хорошо читаемого в батиметрических данных срединного хребта ВП, раскрытие до хроны C3An.2no (~6.7 млн лет) происходило западнее в сторону трога Лены (ТЛ) и был перескок оси раскрытия в восточном направлении и между ТРМ и ТРШ. Это означает, что в период времени ~20-6.7 млн лет существовал палеотрансформный разлом (рис. 1, б), который является унаследованным от более раннего этапа тектонического развития, т.к. в сейсмических данных он прослеживается в пределах западного шельфа ШП [3]. По-видимому, период ~6.4 (6.7?)-4.6 млн лет, когда наблюдается ускорение седиментации, характеризует длительность интервала геодинамической перестройки, которая должна была привести к изменению положений подводных течений.

Согласно теоретическим расчетам (рис. 1, а, б) спрединг в самом северном сегменте современного ХК начался ~10 млн лет (хрона 5n.1ny).

Рис. 1. Основные тектонические элементы области сочленения Северной Атлантики и Евразийского бассейна (а) и реконструкция раскрытия прапролива Фрама возрастом ~10 млн лет (C5n.1ny).

ХГ – хребет Гаккеля, ХК – хребет Книповича, ТЛ – трог Лены, ВП – Впадина Моллой, ТРШ – трансформный разлом Шпицберген, ТРМ – трансформный разлом Моллой, ХХ – Хребет Ховгарда, ГХ – гора Ховгарда, ГКО – положение границы континент океан по геофизическим данным





Этот возраст коррелируется с зафиксированной по результатам изучения керна скважины ODP909 резкой смене характера осадконакопления (10.8±0.9 млн лет) с повышенным отложением крупнозернистого материала и обогащением каолинита мелкой фракцией [7]. Последние факторы интерпретируются как индикаторы айсбергового переноса материалов, подвергшихся ледниковой эрозии, из поднятой северной части Баренцева моря к проливу Фрама [9]. Возраст ~10 млн лет, очевидно, отражает крупное палеоокеанографическое событие, связанное с одним из этапов открытия пролива Фрама, которое устанавливается по появлению в сейсмической записи характерного отражающего горизонта, фиксирующегося на профилях, расположенных в западной и центральной частях Евразийского бассейна [2, 6]. Как следует из плейт-тектонической реконструкции (рис. 1, б) между южной частью ШП и ГР до ~10 млн лет раскрытие пролива Фрама происходило западнее хребта Ховгарда (XX), что поддерживает точку зрения о прохождении холодного течения из Евразийского бассейна в сторону пролива Фрама вдоль северной окраины Баренцева моря [9]. В этом случае встречное теплое течение из Атлантического океана должно было проходить вдоль восточного подводного склона Гренландии (рис. 1, б).

Древние образцы ДНК были выделены из осадочных отложений формации Кап-Копенгаген в северо-восточной Гренландии (положение см. на рис. 1, а, б), магнитостратиграфически датируемой примерно двумя миллионами лет [10]. Было выявлено присутствие ДНК, принадлежащих более чем 100 различным видам растений и животных, включая мастодонтов и северных оленей. Это указывает на то, что в позднем <u>плиоцене</u> и раннем <u>плейстоцене</u> в данном регионе «полярной пустыни» температуры были на 11–19 °С выше, чем сегодня [10]. При этом присутствие ДНК мечехвоста и зеленых водорослей указывает на то, что воды, окружающие северную Гренландию, были намного теплее, чем сегодня.

Возраст ~1.8 млн лет фиксирует окончание одного из этапов (~2.7– 1.8 млн лет) формирования интенсивных ледниково-морских отложений на западном склоне ШП и расположенных между ним и восточным флангом XK котловине. В это время резко ограничивается поступление осадков непосредственно в палеорифтовую долину XK [11], что отражает смену океанографических условий. Можно предположить, что в период времени ~10–1.8 млн лет назад теплое течение из Атлантики проходило вдоль восточного склона окраины Гренландии, а встречное холодное течение вдоль континентальной окраины ШП (рис. 1, б). «Зеркальная» смена положений течений произошла ~1.8 млн лет назад в результате достаточного раскрытия XK в его северной части. Температура теплого пратечения должна была быть достаточно высокой, чтобы обеспечить существование обширной фауны и флоры на северо-востоке Гренландии, даже в условиях полярной ночи. Это ставит вопрос о возможности прохождении пратечения в Северной Атлантике вдоль восточных побережий Северной Америки и Гренландии, что могло снизить теплопотери при достижении северо-восточного побережья Гренландии.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00578 «Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов».

Литература

1. *Гусев Е.А., Шкарубо С.И.* Аномальное строение хребта Книповича. Российский журнал Наук о Земле. Т. 3. № 2. 2001. С. 165–181.

2. Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В. Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время: результаты интерпретации сейсмического профиля ARC1407A // Геотектоника. 2023. № 6.

3. Казанин Г.С., Федухина Т.Я., Шлыкова В.В., Парамонова М.С., Зуйкова О.Н., Захаренко В.С. Комплексные геофизические исследования на Западно-Шпицбергенской континентальной окраине // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 19–29.

4. Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Добролюбова К.О. Современная тектоника северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29.

5. Dumais M.-A., Gernigon L., Olesen O., Johansen S.E. Bronner M. New interpretation of the spreading evolution of the Knipovich Ridge derived from aeromagnetic data. *Geophys* // J. Int. 2021. V. 224. P. 1422–1428.

6. Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. V.450. P. 51–69.

7. Gruetzner J., Matthiessen J., Geissler W.H., Gebhardt A.C., Schreck M. A revised core-seismic integration in the Molloy Basin (ODP Site 909): Implications for the history of ice rafting and ocean circulation in the Atlantic-Arctic gateway // Global and Planetary Change. 2020. V. 215. Article № 103876.

8. *Knies J., et al.* Effect of early Pliocene uplift on late Pliocene cooling in the Arctic–Atlantic gateway // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 387. P. 132–144.

9. *Knies J., Gaina, C., 2008.* Middle Miocene ice sheet expansion in the Arctic: views from the Barents Sea // Geochem. Geophys. Geosyst. V. 9. Is. 2. Q02015.

10. *Kurt et al.* A 2-million-year-old ecosystem in Greenland uncovered by environmental DNA // Nature. 2022. V. 612. P. 283–296.

11. *Kvarven T., Hjelstuen B.O. Mjelde R*.Tectonic and sedimentary processes along the ultraslow Knipovich spreading ridge // Mar. Geophys Res.(2014. V. 35:89–103.

12. *Merkouriev S., DeMets C.* High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // Geophys. J. Int. 2014. V. 198. P. 366–384.

В.Г. Захаров¹

Оппозиция гидролого-климатических и атмосферных процессов вдоль трассы Севморпути в XX–XXI вв.

Под оппозицией понимается разнонаправленность гидрометеорологических процессов в различных районах Арктики, впервые отмеченная В.Ю. Визе в 1926 г.

В Северной полярной области и на трассе Севморпути оппозиции природных процессов отчетливо проявляются в ряде характеристик климата, динамики течений, морских льдов, ледников, атмосферной циркуляции, а также взаимосвязей поверхностных течений Северного Ледовитого океана (СЛО) с гравитационным полем бассейна [1–6].

Особенности проявления климатической оппозиции в Северной полярной области

В практическом отношении климатическая оппозиция состоит, в том, что благоприятные условия ледовых проводок в западном районе арктического океана и в сибирских арктических водах (САВ) часто сопровождаются тяжелыми условиями в восточном и, наоборот. Крайне редко благоприятные условия плавания отмечаются сразу на всей трассе Севеморпути.

Районами наиболее активной оппозиции являются, с одной стороны, северная часть Баренцева моря, с другой – Чукотское море. Анализ материалов многолетних гидрометеорологических наблюдений показывает, что тенденция к оппозиции в этих районах прослеживается на всех стадиях современных колебаний климата Арктики. Так, потепление Арктики в 20–30-е годы XX столетия охватило не всю Арктику, а получило наибольшее развитие в атлантическом секторе и сопровождалось значительным уменьшением ледовитости, смещением к северу ареалов флоры и фауны. В это же время в тихоокеанском секторе изменения в климатической системе носили противоположный характер, хотя были значительно менее

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

интенсивны. В 1940-х годах произошла смена фаз колебаний: на западе стало развиваться похолодание, на востоке – потепление [2].

Внешнее гравитационное поле Земли и циркуляция вод Северного Ледовитого океана

Гравитационное поле бассейна Северного ледовитого океана согласно [6] разделяется на четыре сектора.

Сектор СЛО между меридианами 0–90° в.д. характеризуется переменным гравитационным полем очаговой структуры. Это район Северной Атлантики, Норвежское, Гренландское и Баренцево моря с прилегающим сектором центральной части Арктического бассейна и Карским морем. Вдоль границы сектора 90–180° в.д. (между меридианами 170–180° в.д.) проходит Трансарктическое течение, направленное из района о. Врангеля к полюсу и далее к проливу Фрама.

Локализация Трансарктического течения определяется характером гравитационного поля к западу и востоку от него. Западнее меридиана 170° в.д. и самого течения располагается обширная область отрицательных аномалий силы тяжести с преобладающей циклонической циркуляцией вод. Восточнее меридиана 180° и направления Трансарктического течения гравитационное поле характеризуется в основном положительными аномалиями силы тяжести и антициклонической циркуляцией вод. Сами же области отрицательных и положительных гравитационных аномалий западнее и восточнее Трансарктического течения находятся в состоянии хорошо выраженной оппозиции по отношению к нему (рис. 1).

<u>Сектор СЛО от 0 до 90° з.д.</u> занимает значительно меньшую площадь и представляет собой малоградиентное поле с преобладанием незначительных положительных аномалий силы тяжести.

<u>Сектор СЛО от 90 до 180° в.д.</u> имеет преимущественно отрицательные аномалии силы тяжести. Область в центре этого района характеризуется наибольшим значением отрицательной аномалии (-110 мгал) и располагается внутри крупной циклонической системы циркуляции.

<u>Сектор СЛО от 170° в.д. до 90° з.д.</u> характеризуется преимущественно положительными аномалиями силы тяжести с небольшими областями отрицательных аномалий. Это район Канадской котловины, в которой осуществляется антициклоническая циркуляция вод.

Особенности проявления ледовой оппозиции на трассе Севморпути

Моря к северу от побережья Сибири – Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское – область особых интересов России в Арктике.



Рис. 1. Схематическое распределение аномалий силы тяжести и постоянная циркуляция вод в Северном Ледовитом океане (изолинии проведены через 20 мгал, цифрами указаны отдельные значения аномалий.) [6], 1-1 – Трансарктическоге течение

Здесь проходит Северный морской путь – главная транспортная артерия, связывающая северную окраину страны с ее европейскими и развивающимися дальневосточными портами.

Главной особенностью изменений ледовых условий в Сибирских арктических водах (САВ) и на трассе Северного морского пути является оппозиция в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей, доминирующая в 72% известных случаев [1].

Основные этапы сезонных изменений ледовых условий в морях сибирских арктических вод

С ноября по май моря САВ покрыты практически сплошным льдом толщиной до 2 м (конец зимы). Около четверти площади морей (0.625 км²× 10⁶) занято припаем [1].

Местами кромка припая уходит в море на сотни километров, где распространены дрейфующие льды. При отжимных ветрах эти льды отсту-

пают от кромки, образуя заприпайные полыньи. В ряде районов зимний ветровой режим создаёт условия, когда заприпайные полыньи существуют стационарно (например, Новосибирская полынья).

Однолетние льды – распространены на большей части САВ. Многолетние льды – постоянно присутствуют лишь в Восточно-Сибирском море, занимая в среднем до 20% площади с максимумами в отдельные годы. Признаки разрушения льда у кромки появляются в мае. Процесс очищения заметен со второй половины июня (продолжается около трёх месяцев). Новое лёдообразование среди остаточных льдов на севере морей начинается во второй половине сентября. Интенсивное распространение на чистую воду – в конце сентября – начале октября. Становление сплошного льда (от Новой Земли до Берингова пролива) завершается к началу ноября [1].

Особенности изменений ледовых условий на трассе Северного морского пути

Наиболее важные особенности в изменении ледовых условий на трассе Севморпути отражает рис. 2. Эти особенности состоят в следующем:

1) ледовитость САВ от года к году испытывает значительные колебания с отчётливо выраженной группировкой лет по тяжести ледовых условий (рис. 2); 2) ход ледовитости в основном остаётся неизменным в течение всего летнего сезона; 3) многолетний минимум ледовитости с 1932 по 1991 гг. пришёлся на конец 1930 – начало 1940-х гг.; 4) амплитуда колебаний ледовитости в САВ убывает в восточном направлении и к западу от Новой Земли. Отметим хорошую согласованность хода годовых и сентябрьских изменений

Главной особенностью изменений ледовых условий в Сибирских арктических водах и на трассе Северного морского пути является оппозиция в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей. В 72% случаев колебаниям ледовитости в Карском море соответствуют противоположные по знаку вариации её в Восточно-Сибирском. В 28% случаев изменения ледовитости имели в этих морях один и тот же знак. Однозначные изменения ледовитости на всём Севморпути крайне редки [1].

Оппозиция достаточно чётко выражена в климатических и межгодовых изменениях льдов. В 72% случаев росту и падению ледовитости в Карском море соответствуют противоположные по знаку изменения её в Восточно-Сибирском. Лишь в 28% случаев изменения ледовитости от года к году имели в этих морях один и тот же знак. Однозначные изменения ледовитости на всём Севморпути крайне редки [1].

Ледовая оппозиция Карского и Восточно-Сибирского морей, как важный арктический фактор, наиболее полно была изучена в 1990-е и 2000-е гг. [1, 3].



Рис. 2. Динамика льдов на трассе Севморпути в 1930-х–1990-х гг. 1 – изменения площади льдов в 1932–1994 гг.: А – ход годовых значений ледовитости [1]; Б – ход значений для сентября [1]; В – границы циркуляционных эпох [2]. 2 – изменение сплочённости льдов сибирского побережья (В) от десятилетия 1946–1955 гг. к десятилетию 1955–1960 гг. в первой декаде сентября, баллы [1].

На А, Б: *1* – средние годовые значения ледовитости, *2* – 5-летние скользящие средние, *3* – средние значения площадей льда в САВ

Указанные данные согласуются с результатами нашего анализа ежедневной смены элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) для 1941–1945 гг., выбранных из Календаря последовательной смены ЭЦМ Северного полушария [2].

Анализ динамических схем ЭЦМ периодов ледовых проводок по Севморпути позволил выявить оппозицию также и в характере циркуляции атмосферы над Карским и Восточно-Сибирским морями (прорывы циклонов, или холодные арктические вторжения).

Заключение

Рассмотрение глобальных атмосферных и ледовых условий в годы указанных экспедиций проводилось на основе классификаций ЭЦМ Северного полушария [2] и полей дрейфа льдов в Арктическом бассейне [5].

Выделены группы ЭЦМ, при которых удавалось осуществление сквозных плаваний судов по всей трассе Севморпути. Были также выявлены ЭЦМ при длительных плаваниях судов в тяжёлых льдах с вынужденными зимовками. Чаще всего это обусловливалось проявлением оппозиции в ходе ледовитости Карского и Восточно-Сибирского морей (до 71–80% случаев в ходе рассмотренных ледовых операций).

Работа выполнена по теме госзадания № 0135-2019-0076 «Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами».

Литература

1. Визе В.Ю. Гидрологический очерк моря Лаптевых и Восточно-Сибирского // Материалы Комиссии по изучению Якутской АССР. Л.: Изд-во АН СССР. Вып. 5. 1926. 86 с.

2. Воскресенский А.И., Любарский Л.Н., Петров Л.С. О климатической оппозиции в Арктике. // Особенности структуры атмосферы полярных районов. Т. 370. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. С. 131–138.

3. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб: Гидрометиздат, 1996. 213 с.

4. Захаров В.Г. Особенности колебаний ледников Приатлантической Арктики (конец XIX – XXI вв.) // Сложные системы. 2014. № 4 (13). С. 33–45.

5. Захаров В.Г., Кононова Н.К. Связь дрейфа льдов в Арктике в XX– XXI веков с циркуляцией атмосферы // Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа. Тезисы докладов XV Всероссийской научной конференции с международным участием. Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Мурманский морской биологический институт Российской академии наук. 2020. С. 34–36.
6. Рудяев Ф.Н., Бенземан В.Ю. Внешнее гравитационное поле Земли и циркуляция вод Северного ледовитого океана // Долгопериодные изменения гидрометеорологических полей в полярных областях. Т. 371. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. С. 78–95.

М.Ю. Зубков1

Использование тектонофизического моделирования при прогнозе углеводородных залежей в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири

Многочисленными литолого-петрофизическими, геофизическими (включая данные сейсморазведки) исследованиями доказано, что коллектора, входящие в состав бажено-абалакского комплекса (БАК) Западной Сибири имеют вторичное тектоно-гидротермальное происхождение [4]. Причем коллектора и углеводородные (УВ) залежи образуются преимущественно в компетентных разновидностях пород, представленных кремнистыми и карбонатными разновидностями, названными мною потенциально продуктивными или сокращенно ППП. В первых формируется трещинный, а во вторых – трещинно-кавернозный типы коллекторов [4]. Если наличие кремнистых и карбонатных пластов в составе БАК определяется достаточно надежно по данным геофизических исследований скважин с использованием комплекса электрических, ядерно-физических и акустических методов, то для выделения зон тектонического дробления, в пределах которых первоначально плотные, практически не обладающие эффективной ёмкостью и проницаемостью кремнистые и карбонатные породы превращаются в коллекторы, необходим дополнительный способ, позволяющий выделять эти зоны. Этим способом, дающим возможность определять зоны тектонического дробления компетентных пластов и превращения их в коллекторы, является метод комбинирования данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования [3, 4]. Этот метод основан на пионерских работах В.В. Белоусова и М.В. Гзовского [1, 2]. Прогноз продуктивных зон в БАК осуществляется с использованием двух тектонофизических способов, а именно: оптико-поляризационного и тектоно-седиментационного. Рассмотрим примеры использования этих методов с целью прогноза зон тектоногенной трещиноватости. В качестве

¹ ООО «Западно Сибирский Геологический Центр», Тюмень, Россия

примера оптико-поляризационной модели рассмотрим таковую, построенную на основе фрагмента сейсмического разреза с трапециевидным поднятием (рис. 1а). В результате роста этого поднятия в оптической модели сформировались две зоны высоких касательных напряжений: первая на его бортах и вторая протяженная зона – на некотором удалении от его вершины (рис. 1б). На основе данных об ориентации изоклин и концентраций напряжений построено прогнозируемое распределение трещин с указанием их ориентации и плотности (рис. 1в). Верхняя зона повышенных касательных напряжений – это зона растяжения или дробления, в которой происходит разрушение компетентных пластов ППП и формирование вторичных тектоногенных трещиноватых коллекторов. Именно в такую тектоно-структурную ситуацию попала скв. 554 на Салымском месторождении в которой из ППП, превратившихся благодаря дроблению в продуктивные породы, был получен приток нефтеконденсата с дебитом 350 м³/сут (см. рис. 1а). В качестве примера тектоно-седиментационной модели рассмотрим таковую, построенную на основе фрагмента сейсмического профиля с симметричным поднятием, напоминающим подземный «вулкан», над которым сформировалась зона разуплотнения или дробления (рис. 2а). Исходное состояние тектоно-седиментационной модели, в которой компетентные пласты имеют белый цвет, представлено на рис. 26. Рост центрального поднятия вызвал формирование антиклинальной структуры, над которой на некотором расстоянии от её вершины сформировалась зона разуплотнения (дробления) в форме просадки осадков, подобная таковой, которая наблюдается на сейсмическом разрезе (см. рис. 2а, в). Зона разуплотнения и просадки осадков, сопровождаемые дроблением компетентных слоев ППП образуется вследствие того, что растущее поднятие смещает осадки не только в вертикальном направлении, но и в субгоризонтальном (см. рис. 2в). Если поднятие имеет достаточно большую амплитуду, то зона разуплотнения может выйти на поверхность тектоно-седиментационной модели в виде малоамплитудного грабена, оперенного многочисленными трещинными дислокациями (рис. 2г). Подобные тектоно-структурные ситуации часто наблюдаются в пределах Красноленинского свода, когда небольшие реки, например, Ем-Еган или обские протоки протекают именно по таким зонам просадки или разуплотнения, которые, в свою очередь, служат своеобразными поисковыми признаками для выделения прогнозных зон распространения залежей УВ в БАК [3, 4]. Судя по тому, что антиклинальные и другие положительные структуры часто прослеживаются до самых молодых (позднекайнозойских) отложений можно предположить, что формирование этих структур и УВ залежей в БАК (в возникающих зонах разуплотнения или дробления над поднятиями) происходило сравнительно недавно в масштабе геологического времени. Об этом, в частности, свидетельствуют





Рис. 2. Двумерная тектоно-седиментационная модель антиклинальной структуры с зоной разуплотнения (дробления) в а – фрагмент сейсмопрофиля; б – исходное состояние двумерной седиментационной модели; в – та же модель после роста центрального антиклинального блока с образовавшейся над ним зоной разуплотнения (просадки); г – зона разуплотнения, форме просадки осадков, образовавшейся над ней, построенная по фрагменту сейсмопрофиля Пальяновской площади



183

аномально высокие пластовые температуры и пластовые давления, сохранившиеся в этих зонах в БАК до настоящего времени [4]. На основе результатов проведенного тектонофизического моделирования строятся структурно-прогнозные карты размещения трещинных коллекторов и УВ залежей в БАК. Анализ полученных результатов показал, что успешность выполненного прогноза изменяется от 67 до 100%, что зависит от качества исходного геолого-геофизического и в первую очередь сейсмического материала, используемого для тектонофизического моделирования.

Литература

1. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 120 с.

2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.

3. Зубков М.Ю. Применение методов экспериментальной тектоники в нефтяной геологии на примере месторождений Западной Сибири // Геотектоника. 2019. № 3. С. 92–109.

4. Зубков М.Ю. Механизм формирования коллекторов и углеводородных залежей в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири, прогноз их зон распространения // НТВ «Каротажник». Тверь. Изд-во. АИС, 2021. Вып. 2 (308). С. 23–63.

Д.С. Зыков¹, А.В. Полещук¹, С.Ю. Колодяжный¹

Характер и признаки неотектонического развития района Молого-Шекснинской депрессии (Русская плита)

Молого-Шекснинская впадина (заполненная ныне искусственным водохранилищем, т.н. Рыбинским морем) имеет длительную историю изучения. При этом ряд ученых рассматривали ее как новейший грабен вследствие характерных очертаний – она ограничена сравнительно прямолинейными бортами юго-западного простирания [1].

Молого-Шекснинская депрессия расположена северо-западнее г. Рыбинск над Среднерусским авлакогеном. Одной из важнейших особенностей его строения является наличие секущих разрывов. Наиболее зна-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

чимым из них является разлом, называемый Рыбинским, который имеет северо-западное простирание, горизонтально смещает авлакоген с амплитудой более 100 км. Параллельно этому разлому с северо-востока на расстоянии 50–70 км проходит еще один подобный разлом такого же простирания, но имеющий значительно меньшую амплитуду горизонтального смещения, называемый Череповецким. Оба разлома хорошо читаются в магнитных и гравитационных полях [2], имеют вертикальную составляющую и ограничивают понижение в фундаменте. В целом структуру впадины фундамента можно считать грабеном [3] (рис. 1, а). Рыбинский разлом, секущий фундамент, влияет и на чехольные комплексы – более отчетливо в низах разреза и менее определенно в его верхней части [3].

После формирования водохранилища водная поверхность в плане подчеркнула характерную форму Молого-Шекснинской впадины (рис. 1, б). Ее юго-западный и северо-восточные края примерно прямолинейны и ограничены бортами с уступами. Юго-восточный край извилистый, а северо-западный сильно изрезанный, с двумя заливами вдоль долин рек Молога и Шексна. Размеры этой заполненной водой депрессии примерно 170×50 км, а площадь водного зеркала около 4600 км². Исходя из распространения поздне- и послеледниковых озерных отложений, в период начавшегося таяния и последующей деградации последнего из существовавших здесь ледников (осташковского), это понижение являлось дном крупного (большего, чем современное «море») естественного озера. Последнее сначала образовалось как ледниково-подпрудное, которое затем постепенно частично деградировало, а частично, в позднем плейстоцене, было спущено в бассейн Волги [4]. Борта впадины сложены теми же отложениями, которые распространены и на водоразделах. Главным образом – московской мореной перекрытой покровными суглинками и, реже, флювиогляциальными и другими позднеплейстоценовыми отложениями.

Сравнение основных черт рельефа Молого-Шекснинской впадины со структурами фундамента показывает значительное сходство. Прежде всего, бросается в глаза сходство простираний разломов в фундаменте и ориентировка бортов Молого-Шекснинской депрессии. Все они вытянуты в северо-западном направлении. При этом юго-западный борт водохранилища располагается над Рыбинским разломом, северо-восточный – над Череповецким. Дно же Молого-Шекснинской впадины располагается над дном грабена в фундаменте, т.е. наблюдается соответствие формы погребенной и поверхностной структур.

Можно привести дополнительные данные, подтверждающие неотектоническую активность этой морфоструктуры. Анализ рельефа подошвы четвертичных отложений показывает, что юго-западнее нынешнего Рыбинского моря существовала палеорека, положение палеодолины которой располагалось примерно параллельно современной Волге, однако, несколько южнее, на удалении до ста км от нее [5]. Она касалась своим притоком Молого-Шекснинской впадины в ее северо-восточной части (рис. 1 в). Современное же положение Волги сильно смещено к северу и западу – в сторону водохранилища. Такое перемещение реки в сторону впадины свидетельствует об опускании последней в четвертичное время и соответствующем влиянии этого опускания на гидросеть. Происходила



Рис. 1. Соотношения Рыбинского грабена в фундаменте Восточно-Европейской платформе и Молого-Шекснинской депрессии на поверхности а – грабен в фундаменте (по [3]); б – карта цифрового рельефа района Молого-Шекснинской депрессии, залитой Рыбинским водохранилищем; в – расположение современной и пра-Волги; г – диаграмма ориентировки трещиноватости в обнажениях в низовьях р. Сить

 разломы Среднерусской зоны дислокаций; 2 – сбросы, ограничивающие Рыбинский грабен; 3 – борта депрессии на поверхности; 4 – изогипсы рельефа фундамента; 5 – ось долины дочетвертичной пра-Волги; 6 – современные реки; 7 – направление миграции пра-Волги; 8 – водная поверхность Рыбинского ВДХР; 9 – населенные пункты; РР – Рыбинский разлом; ЧР – Череповецкий разлом миграция гидросети, которая выражалась, возможно, не столько в постоянном смещении русла, сколько в заложении его в межледниковое время все ближе к депрессии.

Для установления роли разрывной неотектоники в создании бортовых уступов нами в многочисленных небольших обнажениях морены и покровных суглинков в излучинах р. Сить замерялись системы трещин, которые имели в большинстве субвертикальный характер. Несмотря на некоторые различия от места к месту трещиноватость в целом образует систему четырех основных простираний. Наиболее часто встречаются трещины северо-западного простирания, которые соответствуют простиранию Рыбинского разлома, борту Молого-Шекснинской депрессии и ограничениям Рыбинского грабена (рис. 1, г). Следующий по значимости максимум имеет северо-восточное простирание, соответствующее генерализованному простиранию р. Сить в этих местах. Отмечается также небольшой субмеридиональный максимум, который может быть ассоциирован с простиранием долины р. Сить в ее основной части, расположенной южнее. Другие максимумы пока не находят объяснения. Таким образом, трещиноватость в осадочных породах, слагающих обнажения, согласуется с ориентировкой разломов в фундаменте и основных выявленных морфологических линеаментов на поверхности, что определенно указывает на наличие тектонического фактора в их формировании.

Эти зоны трещиноватости, видимо, играют определяющую роль в формировании самого уступа и его линейной формы. Судя по тому, что они секут моренные, флювиогляциальные отложения и покровные суглинки, они активно развиваются в четвертичное время. Скорее всего, они образовывались над Рыбинским разломом во время эпизодов активизаций, и далеко не везде в своей широкой зоне имели явные выразительные смещения. У краев впадины над разрывами в фундаменте системы сгущались, и образовывали сравнительно прямолинейные ослабленные зоны.

Ледники же устремлялись в область незначительных опусканий и подрезали борта депрессии по этим зонам, образующим для них определенную раму. Так образовался отчетливый протяженный прямолинейный уступ, высоту которого нельзя напрямую коррелировать с амплитудой тектонических смещений. Возможно также, подработал этот уступ и бассейн поздне-послеледникового озера во время своего высокого стояния. Его воды подошли к основанию уступа, но только подчеркнули его. Возможно, активизированная трещиноватость повлияла и на распространение зоны абразии.

Приведенные материалы подчеркивают неотектоническую предопределенность Молого-Шекснинской депрессии как новейшей грабеновой структуры.

Исследования выполнены в рамках Программы Госзадания ГИН РАН.

Литература

1. Кожевников А.В., Найдина О.Д., Семенов В.М., Хомяк С.В. Верхний плейстоцен Онежского нечерноземья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 120–142.

2. *Чамов Н.П.* Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. М.: ГЕОС, 2016. 233 с.

3. Застрожнова О.И., Кротова-Путинцева А.Е., Лукьянова Н.В., Кириков В.П., Коссовая О.Л., и др. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист О-37 (Ярославль) / Ред. В.П. Кириков. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 356 с.

4. *Москвитин А.И.* Молого-Шекснинское межледниковое озеро. Труды Института геологических наук АН СССР. Вып. 88. 1947. Геологическая серия. № 26. С. 5–18.

5. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

В.И. Кафтан¹, Б.А. Дзебоев¹, А.И. Маневич¹, В.Н. Татаринов^{1,2}

Вековая история изучения современных вертикальных движений земной коры Кавказа в аспекте геодинамических и тектонических представлений

Первым измерительным средством определения современных движений земной коры в начале прошлого столетия явилось высокоточное нивелирование. Оно позволило регистрировать вертикальные движения на обширных территориях и предоставило материал для составления карт скоростей современных вертикальных движений земной коры/поверхности (СВДЗК). Особый интерес при этом представляли регионы сравнительно быстрых движений, в частности, территория Кавказа.

Первой из таких карт была Карта современных вертикальных движений Восточной Европы, изданная в двух масштабах [1]. Начальная и ко-

¹ Геофизический центр РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

нечная эпохи повторного нивелирования изменялись в пределах 1933–1950 и 1968–1971 соответственно. К этому времени была успешно завершена, принятая к реализации в 1968 г., государственная программа развития нивелирования I и II классов на территории СССР. При вычислении скоростей вертикальных движений особое внимание было уделено Кавказскому региону. Полная длина линий нового повторного нивелирования Кавказа составила 3.2 тыс. км. Это обеспечило определение скоростей вертикальных движений 266 дополнительных нивелирных знаков. На карте впервые было показано интенсивное поднятие Большого Кавказского хребта (рис. 1).

Второй картографической моделью стала Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии [2]. Независимо от зарубежных территорий была опубликована Карта современных вертикальных движений земной коры территории СССР [3]. Кавказский регион был охвачен повторным нивелированием с общей длиной линий 12 тысяч погонных км. Число замкнутых полигонов составило 18.



Рис. 1. Подъем Большого Кавказа 1925–1946 гг. и последующие за ним землетрясения M > 5.9

Количество нивелирных знаков с вычисленными скоростями движений было около 1000. Время измерений первой и второй эпох изменялось в пределах 1946–1950 и 1970–1975 соответственно. На этой карте Большой Кавказ оказался вовлеченным в основном в слабые опускания, в то время как Малый – в интенсивные поднятия (рис. 2).

Следующей была карта современных вертикальных движений земной поверхности Прикаспийского региона [5]. Для нее была использована сеть нивелирования из 73-х замкнутых полигонов, имеющая 199 узловых реперов. Общее число нивелирных знаков составило 4412 со средними удалениями между смежными реперами около 10 км. Средний интервал времени между первой 1970–1975 и второй 1985–1992 эпохами измерений составило 29 лет. На этой карте Большой Кавказ вновь характеризуется положительными СВДЗК, а территория Спитакского поднятия – отрицательными (рис. 3). Полученные результаты точны и достоверны [4].

В текущем столетии исследования геодинамики Кавказа активно продолжаются. Но возможность подобного повторения точного нивелирования на территории региона существенно осложнена. Для этого потребуют-



Рис. 2. Подъем малого Кавказа 1946–1970 гг. и последующие землетрясения М > 5.9

ся согласованные мероприятия всех государств Кавказа. Поэтому исследования продолжаются разрозненно в отдельных областях региона.

В то же время повторное и совместное рассмотрение полученных результатов [1–3, 5, 6] представляет интерес в связи с неоднозначностью существующих геодинамических и тектонических гипотез о развитии Кавказа.

Нами осуществлено сопоставление пространственно-временного распределения сильнейших сейсмических событий с характером вертикальных движений земной коры, отраженных на картах. На рис. 1–3 представлены распределения скоростей вертикальных движений в разные эпизоды подъемов земной коры и последующие за этими подъемами землетрясения М > 5.9.

Все картографические модели рис. 1–3 показывают интересные закономерности. Землетрясения (за исключением одного M6, 1998 г.) следуют за подъемами земной коры и происходят во время их замедления и смены опусканиями. Землетрясения происходят в зонах перехода от отрицательных к положительным вертикальным движениям там, где градиенты



Рис. 3. Подъем Большого Кавказа 1970–1985 гг. и последующие за ним землетрясения M > 5.9

скоростей движений наиболее высоки. В областях максимумов подъемов наблюдается сейсмическое затишье. Подъемы Большого и Малого Кавказа чередуются друг за другом. Положительные формы рельефа региона суммарно испытывают подъемы, демонстрируя рост горных сооружений.

Согласно плейт-тектонической концепции считается, что Аравийская плита вклинивается в структуры Кавказа, создавая напряжения горизонтального сжатия, обуславливающие подъемы положительных форм рельефа. Некоторые авторы современных исследований вертикальных движений локальных областей Кавказа по данным ГНСС-измерений поддерживают парадигму В.В. Белоусова. Таким представлением также не противоречит поведение вертикальных движений, рассмотренное выше.

Во всех современных и противоречивых геодинамических и тектонических концепциях важную роль играют вертикальные движения, но при этом не принимаются во внимание фактические результаты их определения на протяжении столетия.

Литература

1. Карта современных вертикальных движений Восточной Европы, м-б 1:10 000 000, 1:2 500 000, М., ГУГК СССР, 1971, 1973 г.

2. Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии. Масштаб 1:25 000 000. М.: ГУГК, 1986.

3. Карта современных вертикальных движений на территорию СССР, М., м-б 1:5 000 000, ГУГК СССР, 1989 г.

4. *Кафтан В.И*. Карты современных движений земной коры: содержание и информативность // Физика Земли. 1996. Т. 32. № 1. С. 42–53.

5. Кузнецов Ю.Г., Кафтан В.И., Бебутова В.К., Серебрякова Л.И., Верещетина А.В. Современные вертикальные движения земной поверхности Прикаспийского региона // Геодезия и картография. 1997. № 9. С. 29–35.

6. Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И. Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья. // Геоморфология. 1997. № 4. С. 63–75.

Геодинамика центральной части Центрально-Азиатского складчатого пояса

В Центральной части Центрально-Азиатсокого складчатого пояса (ЦАСП) располагается большое число месторождений полезных ископаемых. Очевидно, что генезис этих месторождений связан с различными геодинамическими процессами, протекающими в различные периоды развития ЦАСП. Ниже показаны главные элементы геодинамической эволюции ЦАСП, установленные в результате обзора и анализа современных геологических и палеомагнитных материалов, полезные при исследовании особенностей распределения в структуре ЦАСП и происхождения месторождений полезных ископаемых различного типа.

В рассматриваемой части ЦАСП можно выделить Монголо-Охотский складчатый пояс и территории к северу (Республика Тува, Забайкалье РФ, северная часть Монголии) и к югу (южная Монголия и восточный Китай) от него.

Территории севернее Монголо-Охотского пояса вошли в структуру Сибирского континента с ордовика в результате аккреции к нему докембрийских микроконтинентов и террейнов венд-кембрийских надсубдукционных систем. В течение фанерозоя в указанных районах выявляются еще несколько этапов деформаций, в том числе и сдвигового характера, возможно, связанных с тектоническими процессами на активной окраине Сибири.

Южнее в различные периоды фанерозоя существовал Монголо-Охотский океан, закрытие которого привело к формированию структур Монголо-Охотского подвижного пояса.

Закрытие Монголо-Охотского океана в западной части (западная часть южной Монголии) началось на границе девона и карбона и завершилось к началу перми. На границе девона и карбона в этой части океана произошло тектоническое совмещение Южно-Монгольского микроконтинента и Тацыингольского каледонского террейна сложного состава. Это событие привело к образованию метаморфического пояса с возрастом 365 млн лет на границе каледонид с герцинидами в Монгольском и Гобийском Алтае. Завершение процессов аккреции зафиксировано формированием незатронутых деформациями арфведсонитовых гранитов с возрастом 358±1 млн лет, которые внедрились в сутурную зону (главный монголь-

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

ский линеамент) в южной части Монгольского Алтая, прорывая как каледонские, так и герцинские структуры его обрамления. Севернее ширина Монголо-Охотского океана по палеомагнитным данным составляла первые сотни километров (Хангайский прогиб в западной части Монголо-Охотского пояса). В нем шло терригенное осадконакопление. На границе карбона и перми в Хангайском прогибе на каменноугольных толщах с угловым несогласием начали накапливаться орогенные комплексы, свидетельствующие о закрытии бассейна. В ранней перми граниты Хангайского батолита, сформированные в интервале между 273 и 238 млн лет, интрудировали структуры Хангайского прогиба и обрамляющие их с севера и с юга структуры каледонид – сформировался единый континентальный блок.

Восточнее в палеозое в Монголо-Охотском океане располагались Среднегобийский блок (южная Монголия) и блоки, находящиеся сейчас в структуре восточного Китая – Аргунский, Хинганский и Сонгляо-Ксилинхотский. С карбона они были тектонически объединены в единый блок [5]. По палеомагнитным данным блоки Китая располагались в близком к Северо-Китайскому микроконтиненту широтном интервале и испытывали близкие с ним перемещения. Они отделялись от Северо-Китайского микроконтинента Палео-Азиатским океаном. Ширина океана в позднем карбоне – ранней перми была в пределах погрешности палеомагнитных определений – сотни километров. Тем не менее, в ранней перми в Палео-Азиатском океане формировались Солонкерские офиолиты (299–292 Ма), была активна зона субдукции (279–246 Ма) и субдуцировался срединно-океаничесий хребет [5]. Закрытие Палео-Азиатского океана произошло 250 млн лет назад [5].

Палеомагнитные данные для восточной части южной Монголии и восточного Китая показывают, что широтная разница между Сибирским континентом и Аргунским, Хинганским, Сонгляо-Ксилинхотским и Северо-Китайским блоками в позднем палеозое – раннем мезозое составляла 30–40° по широте, это приблизительно 3000–4000 км.

Тектоническое совмещение Среднегобийского блока с Сибирью (закрытие Хентэйской части Монголо-Охотского океана) произошло в триасе. В интервале 230–170 млн лет структуры Монголо-Охотского пояса и каледонид к северу от него интрудируются Хентэйским батолитом. Закрытие более восточных районов океана произошло при тектоническом совмещении с Сибирью объединенных блоков восточного Китая (Аргунского, Хинганского и Сонгляю-Ксилинхотского) и Северо-Китайского микроконтинента. По многочисленным палеомагнитным данным это событие произошло в начале мелового периода. Лишь одно палеомагнитное определение по юрским толщам Северо-Китайского блока демонстрирует, что коллизия этих блоков возможна раньше – около 170 млн лет назад. Геологические исследования Агинской зоны восточного Забайкалья [1] показали, что становление Агинской системы покровов при закрытии Монголо-Охотского океана протекало 170 млн лет назад в плинсбахе – раннем байосе. В средней юре окончательно оформилась Агинская система покровов шарьированная на Аргункий массив. Время завершения этого процесса фиксируется внедрением средне- и позднеюрских гранитоидов, блокирующих Восточно-Агинский надвиг. В работе [2] по результатам датирования детритовых цирконов из морских осадочных пород сделано предположение, что в районе Агинской зоны остаточные бассейны при закрытии Монголо-Охотского океана еще существовали 165-155 млн лет назад. В это же время произошло совмещение по сдвигу Агинского и Аргунского блоков. Восточнее, в районе Верхнеамурского бассейна предполагается закрытие океана в киммеридже-титоне (150 млн лет) на западе и в берриасе-валанжине (140-145 млн) северо-восточнее верхнеамурского бассейна [4]. На востоке Монголо-Охотского пояса в пределах Джагдинского сегмента ни в одной из осадочных толщ не обнаружено детритовых цирконов моложе 171 Ма, что, по мнению [6], свидетельствует о закрытии океана на рубеже ранней и средней юры. С этим же событием связывается этап регионального метаморфизма с возрастом 172–166 млн лет на востоке сутуры.

Показанное выше перемещение различных террейнов до их коллизии с Сибирью сопровождалось формированием окраинно-континентальных вулканических поясов (рис. 1).

С закрытием Хангайской части Монголо-Охотского океана связано образование раннекаменноугольного (U-Pb, 350–320 млн лет) Южно-Монгольского краевого вулканического пояса. Закрытие Хентейской части океана сопровождалось образованием пермского (290–250 млн лет) [3] Северо-Гобийского вулканического пояса, вулканические поля которого не прослеживаются в Западную Монголию. По-видимому, субдукция происходила также в южном направлении под Аргунский блок. По крайней мере, в пределах последнего на протяжении триаса и ранней юры (246–200 млн лет) сформировался пояс гранитоидов, прослеживаемый параллельно границе блока с Монголо-Охотским бассейном, а в ранней юре возникли поля вулканитов с возрастом 179–200 млн лет [7].

Работа выполнена в рамках Госзадания ИГЕМ РАН, тема № 1210415 00224-8 и при финансовой поддержке РНФ, проект № 22-17-00033.

Литература

1. *Руженцев С.В., Некрасов Г.Е.* Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.

2. Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Sizov A.V., Jolivet M., Mikheeva E.A., Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Khubanov V.B. Early Cretaceous topographic evolution associated with the collapse of the Mongol-Okhotsk orogen in Western Transbaikalia: an integrated analysis // International Geology Review. 2022. DOI: 10.1080/00206814.2022.2139296

3. Ganbat A., Tsujimori T., Miao L., Safonova I., Pastor-Galán D., Anaad C., Aoki S., Aoki K., Chimedsuren M. Age, petrogenesis, and tectonic implications of the latePermian magmatic rocks in the Middle Gobi volcanoplutonic Belt, Mongolia // Island Arc. 2022. 31:e12457. https://doi.org/10.1111/iar.12457

4. *Guo Z.-X., Yang Y.-T., Zyabrev S., Hou Z.-H.* Tectonostratigraphic evolution of the Mohe-Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol-Okhotsk Ocean in the latest Jurassic–earliest Cretaceous // Journal of Asian Earth Sciences. 2017. № 145. P. 494–511.

5. Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. N 43. P. 123–148.

6. Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.B., Xu W.L., Yang H. Timing of closure of the eastern Mongol-Okhotsk Ocean: Constraints from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzhagdy Transect // Gondwana Research. 2020. V. 81. P. 58–78.

7. Sun D.Y., Gou J., Wang T.H., Ren Y.S., Liu Y.J., Guo H.Y., Liu X.M., Hu Z.C. Geochronological and geochemical constraints on the Erguna massif basement, NE China –subduction history of the Mongol-Okhotsk oceanic crust // Int. Geol. Rev. 2013. V. 55. P. 1801–1816.

И.К. Козаков¹, М.О. Аносова², Т.И. Кирнозова², Ю.В. Плоткина¹, Е.В. Толмачева¹, Ч. Эрдэнэжаргал³

Полиметаморфизм в геологическом развитии Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс

Кристаллические комплексы герцинского Южно-Алтайского метаморфического пояса (ЮАМП), входящего в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, протяженностью более 1500 км слагают тектонические пластины, в которых уровень метаморфизма на ранних этапах до-

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

 $^{^{2}}$ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии, Академия наук Монголии, Улан-Батор, Монголия

стигал условий высокотемпературных субфаций амфиболитовой и, местами, гранулитовой фаций. Полоса их выходов приурочена к окраине Северо-Азиатского каледонского континента, протягиваясь с юго-востока на северо-запад вдоль южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая в Восточный Казахстан, где они представлены в Иртышской сдвиговой зоне. Для Цэлской тектонической пластины Гобийского Алтая юго-восточной части ЮАМП определен возраст гранитоидов позднего эпизода метаморфизма: от 374±2 до 360±5 млн лет. Эти и ранее полученные результаты показывают, что ранний эпизод метаморфизма пониженного давления и поздний – повышенного давления происходили в интервалах ~390-385 и 375-360 млн лет соответственно практически на всем протяжении данного пояса. В промежутке между ними фиксируется кратковременная стадия стабилизации. Эти процессы происходили в ходе закрытия бассейна с океанической корой тетического ряда Южно-Монгольского океана (Палеотетис I). Пространственное положение ЮАМП обусловлено асимметричностью строения бассейна, в котором активная континентальная окраина представлена вдоль его северной части, а пассивная – вдоль южной.

В Гоби-Алтайской зоне вдоль южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая, а также в Восточном Казахстане в тектонических пластинах представлены кристаллические породы, объединенные нами в герцинский Южно-Алтайский метаморфический пояс. Они слагают тектонические пластины шириной от сотен метров до 15-20 км и протяженностью от первых километров до 50-60 км, ограниченные с севера системой вязких разрывов, параллельных северо-западным структурам зеленосланцевых толщ палеозоя, а с юга срезанные северо-западными и субширотными зонами милонитов, связанными с глубинными разломами (Иртышским, Булганским, Заалтайским), которыми отделены от островодужных и океанических комплексов герцинид. Во многих пластинах нами было установлено проявление полиметаморфизма, который изначально был определен только структурно-геологическими методами и ранее относился к докембрию. Позднее для пород пластин были проведены геохронологические исследования цирконов U-Pb методом (ID TIMS), которые дали основание для их корреляции с развитием герцинид [2]. В тектонических пластинах ЮАМП фиксируется проявление зонального регионального метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии М₂. Для ставролитовых и кианитовых парагенезисов, развитых в Монгольском Алтае, получены значения температур и давлений в диапазоне 560-630 °С и 5.5-7.5 кбар [3]. Данные парагенезисы также широко развиты в тектонических пластинах Китайского Алтая и Иртышской сдвиговой зоны Восточного Казахстана, где для гранат-кианит-биотитовых гнейсов Предгорненской пластины получены близкие значения Р-Т-условий метаморфизма: 580-600 °С и 5.8-6.2 кбар [4]. К более ранним (М₁) относятся реликтовые парагенезисы метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сопровождавшегося мигматизацией и достигавшего уровня гранулитовой фации M₁. Породы с парагенезисами раннего метаморфизма устанавливаются только в виде реликтов в будинах или тектонических линзах. В гранулитах Цогтской пластины Гобийского Алтая для парагенезиса плагиоклаз + ортопироксен + клинопироксен + биотит + квари определены *P*-*T*-условия 870 °С и 5.7 кбар [3]. В Бодончинской пластине в более низкотемпературных зонах условия метаморфизма М₁ определены в интервале 520-560 °С и 3-3.6 кбар; для наиболее широко развитых на Монгольском и Гобийском Алтае 560-630 °C и 5.5-7.5 кбар [4]. В Булганской тектонической пластине реликты гиперстена установлены среди диопсидовых гнейсов, слагающих центральные части будин, среди гнейсов с парагенезисом метаморфизма повышенного давления: кианит-гранат-ставролит-мусковит-биотит-плагиоклаз-кварц. Это позволило связать развитие процессов данного метаморфизма с наложением на ранее высокометаморфизованные породы. Северо-западную ориентировку структур определяет поздний эпизод метаморфизма повышенных давлений (M₂) и сопряженные с ним деформации. При этом повторное наложение метаморфизма во многих случаях «стирает» парагенезисы раннего метаморфизма М1 Реликты раннего метаморфизма наиболее отчетливо представлены в Цогтской тектонической пластине Гобийского Алтая. В ней были установлены синметаморфические амфиболовые диориты и габбро-диориты, расположенные в скальных обнажениях правого берега ручья Турген-гол в 16 км ниже сомона Цогт.

Возрастные значения для цирконов из диоритов практически конкордантны и составляют 385±2 млн лет [2]. Данные диориты и габбродиориты прорывают мигматизированные роговообманковые гнейсы с реликтами гиперстеновых гнейсов и переработаны в условиях амфиболитовой фации в ходе метаморфизма М₂[3]. В них присутствуют также ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов, связанных с ранним эпизодом метаморфизма M₁. Кроме того, они прорваны дайками габброидов гашуннурского комплекса, с которыми совместно деформированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации при метаморфизме М₂; последние часто преобразованы в гранатовые амфиболиты. Дайки гашуннурского комплекса образуют как отдельные тела, так и рои площадью до десятков километров. Складчатые структуры раннего эпизода метаморфизма (M₁) имели изначально субмеридиональную ориентировку, то есть не совпадающую с главными картируемыми северо-западными и широтными структурами тектонических пластин ЮАМП. Наложение регионального метаморфизма позднего эпизода (M₂) сопровождалось образованием на ранней стадии структур лежачих складок. Для оценки возрастного интервала формирования структур метаморфизма M₂ Цэлской пластины были опробованы синметаморфические кварцевые диориты с возрастом 374±2 млн лет. Верхнюю возрастную границу интервала метаморфизма M₂ (360±5 млн лет) определяют массивные постметаморфические субщелочные граниты юго-восточной части Цэлской пластины [4]. Для установления верхней возрастной границы проявления регионального метаморфизма М₁, достигающего на современном эрозионном срезе условий гранулитовой фации и/или интенсивной мигматизации высокотемпературной амфиболитовой фации, исследованы цирконы из лейкосом мигматизированных тоналитовых гнейсов, в которых установлен гиперстен. На этом участке установлены будины, содержащие во внутренних частях реликты гранулитов, а в краевых частях рассланцованные в амфиболитовой фации [3]. В этой зоне установлены субмеридиональные структуры раннего эпизода метаморфизма М₁. Возраст раннего эпизода метаморфизма в ней был оценен по метаморфогенным цирконам из мигматизированных тоналитовых гнейсов с реликтами гранулитов и составил 384±2 млн лет [3]. Близкое, значение возраста 385±5 млн лет, как отмечалось, было получено для цирконов синметаморфических роговообманковых диоритов центральной части Цогтской пластины [2]. Для установления верхней возрастной границы метаморфизма М₁, достигающего на современном эрозионном срезе гранулитовой фации, исследован циркон из интенсивно мигматизированных тоналитовых гнейсов скальных обнажений Цогтской пластины на правобережье ручья Гэгэтин-гол. Всего методом LA-ICP-MS было проанализировано 98 зерен циркона из образца 5189-3. По результатам измерений построена диаграмма с конкордией. Для точек с полученным значением дискордантности <2% (46 зерен) построены гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Для 45 точек получено конкордантное значение возраста 383.2±1.8 млн лет.

Обсуждение результатов

Метаморфические преобразования установленных эпизодов не являются стадиями развития единого герцинского цикла метаморфизма, происходившего в интервале около 390–360 млн лет. Они разделены относительно кратковременной стадией стабилизации (385–375 млн лет). Стадия стабилизации предполагает смену тектонических обстановок, которую фиксирует внедрение массивов постметаморфических гранитов, завершающих метаморфизм М₁, а также формирование роев даек гашуннурского комплекса, имеющих секущие соотношения с мигматитами и постметаморфическими гранитами. После внедрения даек все метаморфические породы и постметаморфические гранитоиды раннего эпизода (M₁) совместно с дайками вовлекались в структурно-метаморфические преобразования в ходе наложенного цикла метаморфизма (M₂) в условиях амфиболитовой фации – процесс, названный П. Эскола [9] «эффектом Седерхольма» в честь открывшего его И. Седерхольма. В геологическом развитии Балтийского щита данная последовательность геологических процессов послужила основанием для выделения двух эпох диастрофизма [7]. Позднее проявление двух тектоно-метаморфических циклов (архейского и раннепротерозойского) было обосновано геохронологически.

Рассматривая возможную тектоническую обстановку формирования ЮАМП, надо подчеркнуть, что к концу кембрия – началу ордовика был сформирован раннекаледонский палеоконтинент и по его южной окраине установился режим пассивной окраины [6]. В раннем-среднем палеозое произошло преобразование пассивной окраины в активную и, соответственно, формирование аккреционного клина. Спектр возрастов детритовых цирконов указывает на значительную роль раннепалеозойских пород в источнике осадков, но также свидетельствует о подчиненном участии более древних комплексов – ранне- и позднедокембрийских. Проведенные исследования позволяют рассмотреть следующую последовательность формирования моно- и полиметаморфических комплексов ЮАМП. В раннем девоне в океанических бассейнах начались процессы конвергенции и на окраине каледонского палеоконтинента произошел переход к режиму активной окраины, с которым связан ранний эпизод регионального метаморфизма (M₁) в интервале около 390-380 млн лет. Условия этого метаморфизма предполагают пологую субдукцию горячей океанической плиты при близком расположении оси спрединга к окраине каледонского палеоконтинента. В ходе субдукции спрединговый центр перемещался в направлении новообразованной активной окраины каледонского палеоконтинента и был субдуцирован под его окраину. С его прохождением под краем континента могло быть связано развитие рифтогенных процессов, кратковременная стабилизация и внедрение постметаморфических гранитоидов по отношению к структурам раннего эпизода метаморфизма М₁. С погружением спредингового хребта под край континента в интервале ~380-370 млн лет могло быть связано формирование роев даек гашуннурского комплекса [5]. Вместе с тем проявление наложенного метаморфизма не обязательно может быть связазано с неоднократным развитием тектонометаморфических циклов, разделенных периодом стабилизации. Например, для фундамента древних платформ – это архей и ранний протерозой, как это было показано для Балтийского щита Восточно-Европейской платформы и для раннедокембрийского фундамента Восточно-Сибирской платформы. В свекофеннидах юго-западного Приладожья в зоне линейной складчатости известно наложение метаморфизма амфиболитовой фации на гранулиты, что связывалось с более поздним наложенным метаморфизмом. Однако было показано [8], что в данной зоне линейной изоклинальной сладчатости развиты «слайд-структуры», с которыми связано образование тектонических пластин по породам гранулитовой фации, и по сдвиговым зонам происходило перемещение гранулитов в зону амфиболитовой фации. В результате образовалась сланцеватость амфиболитовой фации, наложенная на гранулиты. С этими же синметаморфическими сдвиговыми зонами связано наложение раннепротерозойского метаморфизма амфиболитовой фации на гиперстеновые чарнокиты Куркиёкского массива и тоналиты Лауватсарского массива (1871±6 и 1864±19 млн лет); завершение метаморфизма фиксируют постскладчатые калиевые граниты Тервусского массива с возрастом 1856±7 млн лет [8]. В данном случае стадийность развития процессов метаморфизма может рассматриваться в рамках одного тектоно-метаморфического цикла в интервале около 1870-1850 млн лет. В Сангиленском блоке Тувино-Монгольского террейна ранний эпизод метаморфизма повышенного давления проявился 536±6 млн лет назад, а поздний эпизод пониженного давления – 495-505 млн лет назад. В интервале около 530-510 млн лет происходило внедрение даек базитов, секущих мигматиты раннего эпизода. При этом гранулитовый метаморфизм определен на том же раннепалеозойском рубеже 494±11 млн лет [1], что и наложенный метаморфизм (~505–490 млн лет) Тувино-Монгольского террейна.

Литература

1. Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (UHT/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // Докл. РАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158– 162.

2. Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.М. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. 1992. № 2. С. 104–112.

3. Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. РАН. 2002. Т. 386. № 1. С. 82–87.

4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519–524.

5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В. Этапы формирования Южно-Алтайского метаморфического пояса (Центральная Азия) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 356–370.

6. *Руженцев С.В., Поспелов И.И.* Южно-Монгольская варисская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.

7. *Салоп Л.И*. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ. 1971. Т. 175.

8. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1969. С. 1–27.

9. Эскола П. Докембрий Финландии / Ред. Ранкама К. Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967.

<u>С.Ю. Колодяжный</u>¹, Е.И. Махиня¹, Е.А. Шалаева¹, К.И. Данцова¹

Особенности позднеальпийской тектоники Адыгейского сектора Большого Кавказа

Адыгейский сектор орогена Большего Кавказа (**БК**) охватывает переходную область между Центральным и Западным сегментами орогена в пределах его северного «моноклинального» склона, который с юга ограничен Главным Кавказским разломом. В области рассматриваемого сектора **БК** происходит периклинальное погружение комплексов его структурного основания (преимущественно палеозойские гранитно-метаморфические и позднепалеозойские молассовые комплексы, образующие герцинский фундамент Скифской плиты), слагающих ядро Центрального мегантиклинория **БК**, под складчатые толщи мезозоя и кайнозоя Западно-Кавказского сегмента [1]. В пределах Адыгейского сектора комплексы герцинского основания экспонированы в Ходжохском тектоно-эрозионном окне, а также в виде серии гранитно-метаморфических ядер и горстов, образующих Даховский, Пшекиш-Бамбакский и Чугушский массивы (рис. 1). Эти массивы обрамлены складчатыми терригенными толщами нижней и средней юры раннеальпийского структурного этажа [2].

Залегающие выше со структурным несогласием в основании карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные тощи средней юры – эоцена (позднеальпийский структурный этаж) относительно слабо деформированы и образуют моноклиналь северного склона **БК**, которая полого (3–5°)

¹ Геологический Институт, Москва, Россия

погружается в северном направлении [1, 2]. Клиновидный выступ позднеальпийских комплексов пород достигает осевой части Главного Кавказского хребта и образует здесь обширное Лагонакское плато (рис. 1).

Примерно в 8–9 км севернее п. Каменномостский моноклиналь северного склона переходит в Кубанский прогиб – западный сегмент Предкавказского прогиба, который, согласно существующим представлениям, заполнен молассовыми отложениями кайнозоя (олигоцен–квартер) – продуктами разрушения Кавказского орогена.

Выявленные при анализе сейсмостратиграфических разрезов Кубанского прогиба направления наращивания клиноформ (проградации с севера на юг) указывают на то, что поступление обломочного материала в сторону палеобассейна происходило в основном с севера вплоть до плиоцена [3], а, возможно, и в гелазии (начало квартера). Источником детрита при этом были комплексы фундамента и чехла Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Из этого вытекают следующие положения: 1) ороген **БК** начал воздымание не ранее плиоцена, а возможно и позже; 2) продукты разрушения орогена **БК** в Предкавказском прогибе составляют чрезвычайно малые объемы.

Учитывая большие скорости роста орогена и малые объемы продуктов его эрозии, аккумулированных в Предкавказском прогибе, необходимо решить ряд задач, связанных с идентификацией и расшифровкой форм проявления новейшей орогении и механизмов эксгумации комплексов гранитно-метаморфического основания **БК**.

Предварительные результаты наших геолого-структурных исследований позволяют наметить некоторые особенности тектоники рассматриваемого района **БК**, а также обозначить пути решения обозначенных выше проблем.

В районе г. Майкоп в глинистых толщах верхней (миоценовой) части разреза майкопской серии (олигоцен–миоцен) обнаружены складки подводного оползания, свидетельствующие о наклоне палеосклона Кубанского прогиба к югу. Это согласуется с результатами анализа сейсмопрофилей, на которых отмечено наращивание и проградация клиноформ рассматриваемого прогиба к югу [3], в сторону современного орогена **БК**, которого в миоцене еще не существовало.

В районе п. Каменномостский установлены многочисленные признаки постседиментационного срыва осадочных толщ позднеальпийского структурного этажа, слагающих моноклиналь северного склона **БК**, с подстилающих комплексов раннеальпийского и герцинского структурных этажей. Эти явления представлены субслойными хрупкими разрывами и зонами хрупко-пластической деформации (пологие сбросы – детачменты). Вдоль детачментов развиты оперяющие сколы Риделя, милониты, асимметричные будинаж-структуры, а также разнообразные микроструктуры (сланцеватость, сигмоидальные нодули, C-S-структуры и др.). Кинематические индикаторы указывают на перемещения сорванных пластин к северу в соответствии с наклоном северного склона современного Кавказского орогена (рис. 1).



Рис. 1. Геолого-структурная схема Адыгейского сегмента Большого Кавказа (по [2], с дополнениями).

Тектонические зоны: ПА – Пшехско-Адлеровская, ПТ – Пшекиш-Тырнаузская, Кр – Курджипская; горные массивы: Фш – Фиштинский, Ош – Оштенский; Лг – плато Лагонаки.

1 – выступы палеозойского фундамента (Хд – Ходзинский, Дх – Даховский, ПБ – Пшекиш-Бамбакский, Чг – Чугушский); 2–5 – образования осадочного чехла: 2 – нижней–средней юры, 3 – средней–верхней юры, 4 – верхней юры, 5 – мела; 6–9 – разрывные нарушения: 6 – надвиги и взбросы, 7 – сбросы, 8 – пологие детачменты, 9 – различной/неопределенной кинематики; 10–11 – направления перемещений: 10 – сдвиговых, 11 – горизонтальных (тангенциальных)

Южнее п. Каменномостский расположено Ходжохское тектоно-эрозионное окно, в котором экспонированы известняки и конгломераты нижнего триаса. Здесь слои известняков осложнены мелкими асимметричными складками и небольшими надвигами ССВ вергентности (рис. 1). Формирование этих структур, вероятно, связано с гравитационно-тектоническим соскальзыванием толщ осадочного чехла со склонов растущего орогена, а в данном случае – с его герцинского структурного основания. Диагональная ориентировка рассматриваемых складок по отношению к правым сдвигам ССЗ простирания указывает на парагенетическую связь детачментов чехла, складок в толщах триаса и сдвигов.

При изучении Даховского массива, сложенного палеозойскими гранодиоритами, позднепротерозойскими (?) гнейсами и серпентинитами, а также обрамляющих массив песчано-сланцевых толщ нижней юры установлено: 1) существенное увеличение интенсивности деформаций юрских толщ в обрамлении массива; 2) сложная и многоплановая сдвиговая, взбросо- и сбросо-сдвиговая кинематика разрывных нарушений внутри массива и по его периферии; 3) существенная тектоническая субгоризонтальная расслоенность массива; 4) тектонические контакты массива с нижней юрой, включая область его ВЮВ периклинального замыкания, где выявлены тектонический меланж и системы тектонических чешуй, связанные с соскальзыванием юрских толщ с бортов и периклинали кристаллического выступа (рис. 1). Во многом аналогичные с Даховским массивом элементы тектоники отмечены при изучении Пшекиш-Бамбакского выступа.

Изучение внутреннего строения карбонатных толщ средней–верхней юры (верхнеальпийский структурный этаж) плато Лагонаки выявило следующие закономерности. В строении западной части плато участвуют рифовые известняки (барьерные рифы Фиштинского и Оштенского массивов), которые с востока обрамлены шлейфами обрушения (карбонатные брекчии), а еще восточнее сменяются литофациями органогеннодетритовых и тонкослоистых известняков. В пределах обширной поверхности выравнивания центральной и северо-восточной частей плато широко развиты тектоно-эрозионные формы рельефа: карст, контролируемый разрывами, перекосы поверхностей выравнивания, локальные грабенобразные и асимметричные впадины. Внутри и в основании разреза карбонатных толщ средней–верхней юры отмечены зоны субгоризонтального субслойного разлинзования и срыва.

С юго-востока плато Лагонаки обрамляют резко выраженные тектоноэрозионные эскарпы, в нижней части которых отмечено интенсивное дробление и разлинзование карбонатных пород. Эскарпы сопровождаются широкими (3–5 км) шлейфами обрушения – щебенчато-валунноглыбовыми образованиями с крупными пластинами (олистолитами) известняков (J_{2-3} ?). Это, в целом, новейшая «олистострома отступания», сформированная в связи с субгоризонтальными перемещениями карбонатных толщ плато Лагонаки. Предварительные результаты исследований позволяют полагать, что смещение толщ северо-восточной части плато происходило к СЗ и связано с гравитационным соскальзыванием чехла с ЮВ на СЗ с периклинали растущего орогена БК (рис. 1).

Наиболее интенсивные деформации, связанные с субгоризонтальными нарушениями, обнаружены в юго-западной части плато Лагонаки, резко обособленной в орографическом отношении и представленной горными массивами Фишт и Оштен. Эти массивы ограничены ССЗ зонами сдвига, представляющими собой ветви Пшехско-Адлеровской транскавказской зоны. На склонах г. Фишт развиты рамповые принадвиговые складки, связанные со ступенчатыми (рамповыми) изгибами пологих зон тектонического срыва и надвигания. В целом Фиштинский массив образован системой надвиговых чешуй, которые в плане имеют дугообразную конфигурацию и телескопически вложены друг в друга (фестончатая планарная структура). Эти особенности строения массива позволяют рассматривать его в качестве горизонтальной экструзии, фронтальная часть которой выдвинута к ЮЮВ с амплитудой порядка 5 км в связи со сдвиговыми смещениями во флангах структуры (рис. 1).

Рассмотренные материалы позволяют полагать, что при формировании Адыгейского сектора новейшего орогена **БК** первостепенное значение имели процессы тектонической эксгумации его гранитно-метаморфического основания. Основной механизм эксгумации – гравитационно-тектоническое соскальзывание верхних структурных элементов орогена с его бортов (крыльев) и периклинали. При этом, развитие детачментов соскальзывания было сопряжено со сдвиговыми перемещениями.

Доклад подготовлен в соответствие с планами исследований по тематике гранта РНФ № 24-27-00252.

Литература

1. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Леонов Ю.Г. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

2. Государственная геологическая карта Российской федерации м-ба 1:200 000. Изд. второе. Серия Кавказская Лист L-37-XXXV. Майкоп. Объяснительная записка. Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Белуженко Е.В. и др., 2004.

3. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И., Федюкин И.В., Латышева И.В., Шацилло А.В., Маслова О.А., Полина С.Д. К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84. DOI: 10.24887/0028-2448-2023-9-78-84.

Баландтепа – руины раннесредневекового города Баб (Пап) на Великом шелковом пути (Ферганская долина, Узбекистан), разрушенного землетрясениями

Баландтепа имеет прекрасное месторасположение на высоком правом берегу великой водной артерии Средней Азии – реки Сырдарьи (*Яксарта* древних). Мы уже писали, что сюда переселились жители соседнего поселения Кыркхуджра после сильнейшего землетрясения, разрушившего их город в конце IV – начале V века н.э. К приходу жителей Кыркхуджры там уже существовал небольшой поселок. Был построен город, который сначала состоял из крепости и шахристана. Потом, к северу от шахристана возник рабад. Однако и на новом месте городская жизнь продолжалась около трехсот лет. Что-то произошло и на Баландтепе, люди ушли и оттуда, а на месте древнего города сейчас видны лишь оплывшие лессовые холмы.

В 1994 году через крепость Баландтепы была пройдена субмеридиональная бульдозерная траншея. В 2022–23 гг. сначала мы расчистили стенки бульдозерной траншее, а потом заложили раскоп размером 12×15 м.

Западная стенка бульдозерной траншеи. Наиболее информативной оказалась западная стенка траншеи (рис. 1). В ней был обнаружен целый ансамбль разнообразных субвертикальных разрывов и трещин: 1) комплексная зона трещиноватости в материке – непотревоженном грунте, постилающем архитектурный ансамбль (I на рис. 1); 2) трещины и разрывы, секущие как материковые отложения, так и строительные конструкции (II, III, IV на рис. 1); 3) трещина, развитая только в строительной конструкции (V на рис. 1).

Трещиноватость в лессовидных суглинках – обычное явление для Средней Азии. Однако, комплекс трещин «I» на рис. 1 имеет необычное структурное распространение. Прежде всего, обращает на себя внимание тот факт, что эти трещины развиты лишь в «материковых» отложениях и не проникают вверх – в строительные остатки. Сей факт означает: 1) их

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

² Национальный центр археологи АН РУз, Ташкент, Узбекистан

³ Самаркандский институт археологии Агентства культурного наследия РУз, Ташкент, Узбекистан

⁴ Институт геоэкологии РАН им. Е.М. Сергеева, Москва, Россия



Рис. 1. Схематическая внемасштабная зарисовка западной стенки бульдозерной траншеи через северную крепостную стену поселения Баландтепа. Субвертикальные жирные линии – трещины, латинские цифры рядом – их произвольная нумерация для удобства их описания в тексте

образование еще до строительства или, по крайней мере, до начала накопления талуса – аккумуляции продуктов разрушения северной крепостной стены, а также 2) исключает их крипповый генезис. Более того, ветвление трещин кверху, их так называемая «цветочная» структура означает сдвиговую латеральную тектоническую компоненту при образовании трещинного комплекса. Все вышеперечисленные наблюдения означают динамическую природу описываемого трещинообразования, которое могло проявиться при сильном(ых) землетрясении(ях), уже зафиксированных нами в соседней Кыркхуджре.

Трещина II на рис. 1 лучше всего развита в верхней части археологического разреза. Она разделяет северный фас северной стены крепости Баландтепы от мощного шлейфа продуктов разрушения фортификационного комплекса, расположенного к северу. Простирание стены и трещины в данном месте 70°. Описываемая трещина имеет максимальное раскрытие наверху, она сужается книзу и даже внедряется в материковые отложения, правда лишь на полуметровую глубину. Странным является то обстоятельство, что стена и продукты ее разрушения в настоящее время разделены открытым пространством, и это раскрытие продолжается в материковый грунт, что подразумевает динамическую природу деформации. Не ясно, правда, если рассматривать лишь этот пример, возникли эти нарушения вследствие нагрузки на грунт от массивной крепостной стены или из-за сильных сейсмических колебаний.

Разрыв III на рис. 1 имеет сложное строение. В западной стенке субмеридиональной траншеи, пройденной через крепость Балантепы, он выглядит как ветвящаяся кверху трещина. Дизъюнктив начинается еще в «материке», прорывает границу материк–яма, идет вдоль южного фаса северной крепостной стены до самого верха разреза. Ответвляющиеся от главного разрыва трещины заканчиваются в слоях ямы. В разрезе разрыва видны начинающиеся ромбовидные раскрытия – pull-apart'ы. Азимут простирания этого разрыва 70°. В восточной стенке траншеи поэтому диъюнктиву видно вертикальное смещение на 14 см (опущено южное крыло). Вертикальная подвижка, пулл-эпарты, а также цветочная структура разрывной зоны (имеющаяся горизонтальная компонента смещения) однозначно свидетельствуют о динамической причине возникновения этой комплексной деформации.

Разрыв IV на рис. 1 также начинается еще в материке, распространяется вверх в слои ямы, где гаснет в слое зольника. Здесь также имеются начинающиеся пулл-эпарты, структурная форма которых говорит об опускании южного крыла дизъюнктива на первые сантиметры и динамическом генезисе формирования разрывной структуры.

V-я, самая южная трещина (рис. 1) из описываемого комплекса разрывов-трещин развита лишь в строительных остатках над материком. В настоящее время она имеет значительную ширину, увеличивающуюся кверху. Возможно, что такое по своей ширине нарушение обязано современному эрозионному промыву. Азимут простирания трещины 50°.

Уже описанный комплекс разрывов и трещин на городище Баландтепа свидетельствует о сильных динамических воздействиях, лежащих в основе его формирования. Ранее для поселения Кыркхуджра нами было предположено, что в основе образования деформаций на археологическом памятнике является сильное землетрясение. Оба городища разделены расстоянием чуть более километра. Землетрясение – не точка; сильное землетрясение – это сотни и тысячи квадратных километров разрушений и повреждений в строительных конструкциях. Не является ли описываемый на Баландтепе дизъюнктивный комплекс последствием сильного сейсмического события?

Нами было обнаружено весьма необычное расположение обломочных горизонтов в талусе – шлейфе разрушения северной крепостной стены (рис. 1, 2). В самом низу разреза, у северного фаса стены, на самом материке лежит слой «1» обломанных кирпичей (рис. 2). Они упали со стены при первом землетрясении(?), после которого наступил период затишья или несильных афтершоков. Дожди, ветра, гравитация способствовали



Рис. 2. Накопившийся шлейф обломков северной стены крепости, в котором видно три сейсмических события по расположенным друг над другом слоям обломанных кирпичей (1–3), упавших с куртины. Схематическая внемасштабная зарисовка

накоплению мелкозернистых накоплений мощностью 65 см поверх горизонта деструкции. Стена еще высока и при последующем землетрясении с нее на слой мелкообломочной фракции снова обрушается «линза» поломанных кирпичей («2»). Опять наступает период относительного затишья и через приблизительно одинаковое время (мощность накопившихся мелкообломочных накоплений – около 60 см) происходит третье сильное сейсмическое событие, отражением которого является 3-я «линза» кирпичных обломков. Не является ли описанный разрез свидетельством «роя» из трех сильных землетрясений, характерных режиму современной сейсмичности региона? Вызывает удивление тот факт, что при каждом последующем землетрясении обломки кирпичей отлетали на все больше расстояния при уменьшающейся высоте стены при каждом последующем событии. Получается, что каждое последующее сейсмическое событие было сильнее предыдущего?

Как удалось выяснить ранее, город Пап (Баб) на Кыркхуджре был разрушен в конце IV н.э. сильнейшим землетрясением. После этого жители Кыркхуджры построили себе новый город на месте современного археологического памятника Баландтепа, расположенного в 1 км к западу, функционировавшего до последней четверти VIII в.

Важным является то обстоятельство, что после 1-го сильного землетрясения древние жители Баландтепы, произвели планацию (выравнивание) разрушенных строений, в связи чем на нижних частях древней Баландтепы отложился слой мусора (выравнивания), на котором был построен новый город. Однако и он был впоследствии разрушен и от него остались лишь нижние части построек.

Интересными являются остатки арочного свода, построенного между крепостной стены, цитадели. Свод вновь был построен после первого периода разрушения и последующего выравнивания. Об этом свидетельствуют следы подсыпки под базовые блоки свода. Сам свод второго периода тоже не сохранился. По всей видимости, он был разрушен при третьем землетрясении, произошедшем в вначале VIII веке. Сохранились лишь слои подсыпки и один базовый блок на южном фасе крепостной стены. Любопытно, что он имеет значительный наклон (79°) на ССЗ (по азимуту 331°). По всей видимости во время второго землетрясения имели место сильные колебания, также направленные вдоль оси ССЗ-ЮЮВ.

Таким образом, результаты полученные дополнительными археологическими и археосейсмологическими исследованиями в пределах городища Баландтепа и крепости Кыркхуджра, еще раз доказывают, что город Пап (Кыркхуджра) разрушен в конце IV в. н.э., вследствие сильного землетрясения. При этом следует отметить, что жители Кыркхуджра построили себе новый город на месте памятника Баландтепа. Дополнительно полученная информация о необычном расположении обломочных горизонтов в талусе – шлейфе разрушения северной крепостной стены Баландтепа свидетельствует, что стена была разрушена не одним, а тремя сильными землетрясениями, которые, видимо, происходили в конце VI – начале VII в. н.э. При каждом последующем землетрясении обломки кирпичей отлетали на все больше расстояния при уменьшающейся высоте стены при каждом последующем событии. Получается, что каждое последующее сейсмическое событие было сильнее предыдущего. Землетрясения такой последовательности могут иметь только роевую или дуплетную природу, свойственную для данной территории. Об этом свидетельствует и Папский рой 1984 г. происшедший в данной зоне, Газлийские землетрясения 1976 и 1984 г. происшедшие в зоне Южно-Тян-Шанской сейсмогенной зоне. Вместе с тем, анализ археологических материалов показывают, что в начале или первой четверти VIII в. происходит новый природный катаклизм – еще одно сильное землетрясение.

Сейсмическая интенсивность роя землетрясений конца VI – начала VII вв. н.э. и сейсмического события VIII в., судя по значительным разрушениям мощнейших строительных конструкций, таких как крепостные стены, была не менее Io ≥ IX баллов. Сейсмические колебания во время обоих сейсмических событий распространялись вдоль оси ССЗ-ЮЮВ. Дальнейшие исследования на Баландтепе и окружающих ее древних городищах помогут точнее охарактеризовать исторические сейсмические события. Полученные материалы могут быть использованы при построении Новой карты сейсмического районирования для Ферганской впадины и ее горного обрамления.

<u>А.А. Корнеев</u>¹, И.Ф. Лошакова¹, А.М. Кирсанов¹, Н.И. Баранова¹

Перспективы нефтегазоносности Носковско-Агапского и Рассохинского НГР по результатам новых геологоразведочных работ

Рассохинский мегавал обрамляет Агапский мегапрогиб, который в настоящее время является эпицентром лицензионных запросов недропользователей. Здесь пробурена Новоякимовская-1 скважина глубиной 5025 м и за последние 10 лет проведены новейшие сейсморазведочные работы. Наиболее изучена западная часть ЕХРП, где средняя плотность профилей МОГТ 2D составляет 0.4 км/км², а за последние годы после крупного Пайяхского открыт ряд месторождений – Западно-Иркинское, им. Е.Н. Зиничева, Новоогненное.

Основой тектонического каркаса Рассохинского вала в работе принята рифтовая модель Енисей-Хатангского регионального прогиба, который во время всей своей истории развивался под постоянным влиянием центральной Рассохинско-Балахнинской рифтовой зоны. Известно, что формирование неокомского клиноформного мегакомплекса в западной части ЕХРП происходило с раннего валанжина по готерив в результате многочисленных трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления при общей прогрессивной направленности продвижения бассейна осадконакопления в северо-западном направлении. Верхняя граница клиноформного комплекса проходит со средней части суходудинской (байкаловской) свиты, а нижняя – по кровле яновстановской свиты. Сам неокомский клиноформный комплекс занимает Агапский мегапрогиб и расположен к северу от Рассохинского мегавала.

Специфика седиментации неокомских клиноформ на Гыдане и Таймыре связана с Обско-Лаптевской мегагрядой [2] и его важнейшей частью – Рассохинским мегавалом, а в генетическом отношении – с Рассохинско-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, Москва, Россия

Балахнинской рифтовой зоной. Эрозионные процессы в сводах Малохетского, Рассохинского мегавалов обеспечивали объем поступления осадочного материала при клиноформно-некомпенсированной седиментации в ЕХРП. Значительная часть осадочного материала поступала транзитом через формирующийся мегавал с плато Путорана.

История формирования Рассохинского мегавала началась в триасе, но самый главный этап был связан с неокомской фазой резкого погружения, которая вызвала гравитационно-геодинамические срывы бортовых пластин палеозойских комплексов вместе с расположенными на них осадками к оси ЕХРП [3]. Это вызвало пологое смятие накопившихся терригенных триас-юрских толщ, размыв верхушки вала и закончилось периодом верхнемелового спокойного шельфового осадконакопления, постепенно захороняющих осевой инверсионный вал.

Альпийская активизация существенно ухудшила условия сохранности сводовых ловушек углеводородов, поскольку в сводах валов формируются цветковые разломы и грабены оседания, по которым происходит разгрузка углеводородных потоков. Это четко проявляется на хорошо изученных Западно- и Восточно-Мессояхских месторождениях на Мессояхском валу. Вместе с тем эта же непростая история геологического развития обусловливает широкое развитие зон выклиниваний вдоль северного и южного склонов осевых мегавалов.

Что касается северо-западной и сводовой частях Рассохинского мегавала, то в этом нефтегазоносном районе выделено 19 крупных структур, из которых наиболее ярко выделяются Моховая, Верхне-Кубинская, Масштабная, Тундровая, Джангодская. Характерная черта всех структур – высокие амплитуды со значительными размерами площади объектов. Многие картируются по всем уровням юры–мела (унаследованные).

Перспективы обнаружения мелких и средних ловушек УВ антиклинального типа по всему юрско-меловому интервалу Рассохинского НРГ довольно высоки. Также к числу первоочередных нефтегазопоисковых работ с высокими перспективами нефтегазоносности многими исследователями относятся юго-западные переклинали Рассохинского вала, где по ограниченным сейсмическим данным прогнозируются достаточно крупные локальные поднятия в интервале юрско-нижнемеловых отложений.

Несмотря на это на данный момент изученность глубоким бурением является крайне неравномерной и достаточно низкой как по площади, так и по разрезу. Большая часть скважин имеет забой в меловых и верхнеюрских отложениях. Триасовые и палеозойские осадочные отложения изучены отдельными скважинами только на поднятиях: Танамо-Малохетском, Рассохинском, Балахнинском мегавалах, а также в прибортовых частях ЕХРП. Для улучшения ситуации с параметрическим бурением была пробурена скважина Новоякимовская 1, место заложения скважины было выбрано на пересечении двух сейсмических профилей, с учётом структурных построений и интерпретации методом ОТДИ [1]. Главной задачей Новоякимовской скважины было изучение глубинного геологического строения и получение комплекса геолого-геофизических параметров юрско-меловых отложений западной части Енисей-Хатангского прогиба с целью оценки перспектив Агапской потенциально нефтегазоносной зоны. По результатам исследований было подтверждено, что при продвижении с запада, с Пайяхского месторождения на восток к Новоякимовской скважине строение мелового комплекса не меняется. Соответственно, сохраняется возможность открытия нефтяных месторождений в нижнехетской свите несмотря на то, что в юрском комплексе тип разреза имеет строение, отличное от Пайяхского месторождения. Важно отметить, что абсолютная глубина положения баженита, аномально радиоактивной толщи с большим количеством органического вещества, находится на той же абсолютной глубине, что и на Пайяхском месторождении. Это подтверждает факт наличия здесь окна нефтегенерации, а, следовательно, в восточной части Агапского мегапрогиба, можно искать новые залежи нефти в нижнехетской свите. Несмотря на другое качество коллекторов по сравнению с Пайяхским месторождением, здесь на северном крыле Рассохинского мегавала мощность клиноформных тел соизмерима с подобными в Пайяхской зоне, следовательно, повышаются перспективы нефтегазоносности Рассохинского НГР.

По результатам проведенных в 2020-22 годах АО «ГНПП «Аэрогеофизика» полевых аэрогеофизических работ в составе грави- и магниторазведки в восточной части Рассохинского НГР выявлено, что фундамент осевой части ЕХРП в основном представлен комплексами метаморфических пород с средними значениями плотности и намагниченности архейраннепротерозойского возраста. Большая часть представленных пород соответствует кристаллическим сланцам, кварцитами, гранито-гнейсам и гнейсам, прорванными интрузиями гранитоидов и гранодиоритов. Здесь широко развит магматизм основного состава, тяготеющий к бортам прогиба. Он представлен интрузиями долеритов, габброидов, амфиболизированых габброидов и амфиболитов, выражен высокими положительными значениями моделей эффективной плотности и намагниченности. Осевая часть представлена в основном гипербазитами, внедренными в период рифтогенеза. Наиболее выраженные тектонические нарушения фундамента имеют субширотную и северо-западную ориентировку и считаются наиболее древними тектоническими нарушениями. Намечены также поперечные разломы северо-восточной ориентировки, имеющие и сдвиговую компоненту.

Особенно интересна, по результатам работ, Северо-Рассохинская структура, расположенная на северном крыле Рассохинского мегавала. Объект

требует доизучения плотной сетью сейсмических профилей с рекомендацией по проведению бурения поисковой скважины до глубины 5.5 км со вскрытием полного разреза юрско-меловой толщи.

В Агапском мегапрогибе выделены участки в зонах развития клиноформ, где клиноформы имеют непосредственный контакт с отложениями гольчихинской свиты, а в Боганидском прогибе были оконтурены участки прямого контакта клиноформ с отложениями гольчихинской свиты. Особенное место занимают клиноформы Боганидского прогиба, особенно в области пересечения клиномоформ верхнего и нижнего уровней. Пробуренная здесь 1989 г. Масоновская-1 (410, верхняя юра) скважина прошла клиноформную зону без опробования, была получена стратификации разреза.

Роль Рассохинского мегавала в формировании неокомского клиноформного комплекса была достаточно велика. Перенос осадочного материала через мегавал создал возможность аккумулировать и сформировать неокомские клиноформы, как на северном, так возможно и на южном бортах Рассохинсокого вала [3]. Важно отметить, что мегавал являлся естественной защитой клиноформных комплексов от их размыва и эрозии в более позднее время.

Тектоническая история развития Рассохинского вала состоит из нескольких периодов, важнейшим из которых являлось региональное клиноформное событие связанного с верхоянской неокомской фазой тектогенеза Сибири. Это региональное мощное опускание сопровождалось инверсионным поднятием Рассохинского вала и накоплением на его северном борту клиноформного комплекса, подобной инверсии в Паяхской зоне развития клиноформ не наблюдалось.

Наличие Рассохинского мегавала, как палеотектонического критерия, существенно повлияло на генезис клиноформного комплекса, масштаб тектонических движений на валу был мощнее, чем на западной части ЕХРП. Этот факт дает возможность утверждать, что клиноформный комплекс к северу от мегавала был более мощный. Результаты новых геологогеофизических данных и выявленных закономерностей распространения коллекторов и покрышек в юрско-меловом интервале разреза дают основания утверждать, что северо-западные подножия и склоны Рассохинского мегавала перспективны на обнаружение различных типов ловушек УВ в нефтегазоносных комплексах мезозоя.

Литература

1. Афанасенков А.П., Кондратьев И.К., Киссин Ю.М., Бондаренко М.Т., Рейгасс А.В., Любаев Р.Р. Применение системы оптимизационной технологии динамической интерпретации для прогноза литолого-физических свойств
геологических разрезов в региональной сейсморазведке // Сборник ВНИГНИ-65. Люди Результаты Перспективы. Москва, 2018. С. 296–310.

2. Балдин В.А., Игошкин В.П., Мунасыпов Н.З., Низамутдинова И.Н. Проблемы и методы стратификации (на примере юрско-меловых отложений северо-востока Западной Сибири) // Геофизика. 2020. № 3. С. 17–30.

3. Обухов А.Н., Корнеев А.А., Каламкаров С.Л., Чикишев А.А., Любаев Р.Р. Тектоника запада Енисей-Хатангского регионального прогиба – гравитационно-геодинамическая интерпретация / Отв. ред. А.В. Ступакова. Новые идеи в геологии нефтии газа 2019: сборник научных трудов по материалам Международной научно-практической конференции). МГУ имени М.В. Ломоносова геологический факультет кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых. М.: Издательство «Перо», 2019. 587 с.

О.В. Королева¹, А.В. Прокопьев¹, С.Л. Камо², Р.Е. Эрнст^{3,4}, О.П. Полянский⁵

Новый U-Pb возраст Якутско-Вилюйской крупной изверженной провинции и ее связь с позднедевонскими биотическими кризисами

Представлены дополнительные доказательства связи девонских массовых вымираний с магматической деятельностью Якутско-Вилюйской крупной изверженной провинции (ЯВ-КИП). Впервые проведено U-Pb датирование интрузивов юго-восточного фланга Вилюйского палеорифта. Получен новый высокоточный U-Pb (CA-ID-TIMS) возраст циркона (366.14±0.28 млн лет) из кварцевых сиенит-порфиров Чаро-Синского дайкового пояса ЯВ-КИП [1, 8]. Новый возраст соответствует второму импульсу магматизма в ЯВ-КИП с максимумом ~364 млн лет назад, обоснованному в [9], или второму импульсу в интервале 365–360 млн лет, который обсуждался в работах [2, 6, 9], и уточняет время его проявления в диапазоне 366–362 млн лет назад [8]. Первый, наиболее интенсивный импульс магматизма ЯВ-КИП происходил в интервале 376–370 млн лет

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

² Департамент наук о Земле Университета Торонто, Канада

³ Департамент наук о Земле Университета Карлетон, Оттава, Канада

⁴ Томский национальный исследовательский университет, Томск, Россия

⁵ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, Россия

[2, 6, 9–11], что соответствует рубежу франского и фаменского периодов (372,2 млн лет, ICC-2023). С этим временем ассоциирует аноксическое событие Келлвассер (~372.4 млн лет) [7 и ссылки там, 10]. Уточненное нами время проявления второго импульса совпадает с проявлением позднедевонского аноксического события Annulata (363.6 млн лет [7, 10]).

Наш новый U-Pb возраст еще раз подтверждают гипотезу, ранее предложенную В. Куртильо с коллегами [6], что магматизм ЯВ-КИП (или Вилюйские траппы, как в оригинале) может иметь причинно-следственную связь с франско-фаменским массовым вымиранием.

В зоне влияния ЯВ-КИП проявление события Верхнего Келлвассера зафиксировано в черных сланцах нижнего фамена, содержащих конодонты зоны *triangularis* до нижней части зоны *rhomboidea* на северо-востоке Сибирской платформа (о. Столб, район дельты р. Лены) [5]. Восточнее, в пределах Верхоянско-Колымского складчатой области на Селенняхском хребте (северо-западная часть горной системы Черского) в бассейне р. Сеймчан известны конденсированные отложения фамена, представленные темно-серыми и черными известковистыми алевролитами, туфами, туфоалевролитами, черными кремнистыми сланцами, базальтами и известняками с конодонтами зон *triangularis, crepida, rhomboidea* и *maginifera* [4]. Эти породы по своей литологии и набору фауны также могут быть связаны с фаменскими биотическими событиями, триггером для которых потенциально мог быть среднепалеозойский основной магматизм хр. Черского, также находящийся в зоне влияния ЯВ-КИП [3] и требующий дополнительных геохронологических исследований.

Работа проведена при поддержке гранта РНФ (№ 20-17-00169) и в соответствии с планом научно-исследовательских работ ИГАБМ СО РАН.

Литература

1. Королева О.В., Прокопьев А.В., Полянский О., Камо С., Эрнст Р. Высокоточное U-Pb датирование сиенит-порфиров Чаро-Синского дайкового пояса, Вилюйский палеорифт, Сибирская платформа // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы XIII Всеросс. научно-практической конф. 21–24 марта 2023 г. Якутск: Изд. дом СВФУ, 2023. С. 298–301.

2. Масайтис В.Л., Богомолов Е.С., Лебедев П.Б., Сергеев С.А. Среднепалеозойская вулканическая провинция и Sr-Nd изотопная систематика базальтоидов // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С. 153– 157.

3. Полянский О.П., Прокопьев А.В., Королева О.В., Томиин М.Д., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г., Васильев Д.А. Природа теплового источника базитового магматизма при формировании Вилюйского рифта на основе данных о возрасте дайковых 967 поясов и численного моделирования // Геология и геофизика. 2018. Т. 59 (10), С. 1519–1541.

4. *Тарабукин В.П., Прокопьев А.В., Оксман В.С., Карякин Ю.В.* Первые данные о фрменских отложениях в северо-западной части горной системы Черского // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 9–12.

5. Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Сараев С.В., Бахарев Н.К., Гонта Т.В., Соболев Е.С. Новые данные по биостратиграфии и седиментологии верхнедевонских отложений о. Столб (дельта р. Лены) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1013–1027.

6. Courtillot V., Kravchinsky V.A., Quidelleur X., Renne P.R., Gladkochub D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian extinction events? // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. № 300. P. 239–245.

7. Erns, R.E., Rodygin S.A., Grinev O.M. Age correlation of Large Igneous Provinces with Devonian biotic crises // Glob. Planet. Change. 2020. V. 185. 103097.

8. Koroleva O.V., Kamo S.L., Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Ernst R.E. CA-ID-TIMS Age (366.14±0.28 Ma) and geochemistry of the quartz syenite Olekminsk stock associated with the Yakutsk-Vilyui LIP, Siberian Platform (in review).

9. Polyansky O.P., Prokopiev A.V., Koroleva O.V., Tomshin M.D., Reverdatto V.V., Selyatitskiy A.Yu., Travin A.V., Vasiliev D.A. Temporal correlation between dyke swarms and 1091 crustal extension in the middle Palaeozoic Vilyui rift basin, Siberian platform // Lithos. 2017. V. 282–283. P. 45–64.

10. Percival L.M.E., Davies J.H.F.L,; Schaltegger U., De Vleeschouwer D., Da Silva A.-C., Föllmi K.B. Precisely dating the Frasnian–Famennian boundary: implications for the cause of the Late Devonian mass extinction // Scientific Reports. 2018. V. 8. 9578.

11. *Ricci J., Quidelleur X., Pavlov V., Orlov S., Shatsillo A., Courtillot V.* New ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K–Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): further exidence for a relationship with the Frasnian–Famennian mass extinction // Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology. 2013. V. 386. P. 531–540.

Трехмерная модель теплового поля Южно-Чукотского моря как отражение геологической истории

В последние годы появилось большое количество сейсмических данных по Арктическому региону, в том числе – по Чукотскому морю. Целью данной работы было трехмерное моделирование тепловой истории Южно-Чукотского региона, оценка влияния ключевых событий геологической истории на историю прогрева осадочного чехла и оценка возможной генерации углеводородов в осадочном чехле Южно-Чукотского моря.

Бассейн Южно-Чукотского моря расположен в Восточной Арктике, к северу от Чукотского полуострова. Бассейн подстилается фундаментом мезозойского возраста Новосибирско-Чукотского орогена [1]. Бассейн сформировался на месте апт-альбских континентальных рифтовых бассейнов [1]. Мощность осадочного чехла в среднем 4 км, в наиболее глубоких частях бассейна достигает 8 км [2].

Непосредственно в бассейне Южно-Чукотского моря нет скважин, однако на шельфе Аляски есть большое количество скважин (с полным комплексом исследований, в том числе определения температур и отражательной способности витринита), по которым можно провести калибровку тепловой модели.

Нами было выполнено трехмерное моделирование тепловой истории Южно-Чукотского моря в программном пакете МОБиУС (Лаборатория геологии (SBmG), Москва) по стандартной методике, включающей:

• Построение трехмерной структурной модели и модели литосферы региона. Определение основных элементов углеводородной системы;

• Определение основных моментов геологической истории, оказывающих влияние на историю прогрева литосферы и осадочного чехла региона;

• Одномерное моделирование тепловой истории по скважинам и калибровка по данным температур и отражательной способности витринита;

• Трехмерное моделирование тепловой истории с граничными условиями, определёнными при одномерном моделировании;

• Оценка возможности генерации УВ в разных частях бассейна на разные моменты времени.

Одномерное моделирование, выполненное по скважинам в восточной части Южно-Чукотского моря на шельфе Аляски, показало хорошую

¹ Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия



сходимость расчетной модели и замеренных значений температуры и витринита (рис. 1).

Трехмерная модель распределения температур и отражательной способности витринита на настоящий момент приведена на рис. 2.

Наибольшее влияние на тепловую историю оказало апт-альбское рифтовое событие. На настоящий момент меловые и раннепалеоценовые породы в наиболее погруженных частях бассейна находятся в зоне нефтегенерации.



Рис. 2. Трехмерная модель распределения зрелости органического вещества в осадочном чехле Южно-Чукотского бассейна на настоящий момент. Цветовая легенда – см. рис. 1

Литература

1. Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др. Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов. М.: ИНП РАН, 2022.

2. Verzhbitsky V.E., Sokolov S.D., Frantzen E.M. et al. The South Chukchi Sedimentary Basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern, and hydrocarbon potential / Ed by D. Gao. Tectonics and sedimentation: Implications for petroleum systems // AAPG Memoir. 2012. V. 100. P. 267–290.

С.В. Корпач¹

Аккомодационные структуры Ыгыаттинской впадины

Ыгыаттинская впадина является северо-западной частью Вилюйской среднепалеозойской рифтовой системы, расположенной на востоке Сибирской платформы. Рифтовая система представлена несколькими впадинами позднедевонско-раннекаменоугольного возраста, разделенными поперечными поднятиями. Рифтовая система перекрыта позднепалеозойско-мезозойским осадочным чехлом [1].

¹ «НК «Роснефть» – НТЦ», Краснодар, Россия

Западная часть рифтовой системы состоит из продольного межбассейнового Сунтарского горста и Кемпендяйской, Ыгыаттинской и Сарсанской рифтовых впадин, имеющих большую глубину (до 7 км) и при этом резко асимметричные (имеют один главный сброс). Собственно, Ыгыаттинская впадина представляет собой полуграбен, ограниченный с юго-востока амплитудным (до 2.5 км) Нюрбинским разломом, по которому впадина граничит с Сунтарским поднятием. Северо-западный борт впадины имеет более пологое залегание, и нарушен многочисленными разломами амплитудой от десятков метров до 1.8 км [1].

Новые сейсморазведочные данные позволили уточнить разломное строение внутренней части Ыгыаттинской впадины и выделить в пределах северо-западного борта зону аккомодации (трансферную зону) (рис. 1). Выделяемая зона аккомодации ориентирована косо по отношению к простиранию сбросов.

Северная часть области аккомодации образована между противоположно падающими системами сбросов. В восточном сегменте разломы характеризуются ЮВ падением, а в западном сегменте сбросы имеют СЗ падение, между сегментами существует частичное перекрытие. В области



Рис. 1. Схема разломной системы северо-западного борта Ыгыаттинской впадины.

1 – Дизъюнктивные нарушения (сбросы), 2 – глубина залегания кровли вендских отложений, 3 – границы выделяемой аккомодационной зоны перекрытия сбросы имеют встречное падение. Подобная конфигурация разломов позволяет охарактеризовать данный участок, как антитетическую аккомодационную зону [2, 3].

Южнее этой зоны крупный Сыаянский разлом, имеющий в восточной части рассматриваемого района амплитуду 1.8 км. На юго-западе Сыаянский разлом постепенно затухает от 1200 м до 0 м. При этом выделяется косая область смещения простирания разлома на 22 км, которая совпадает с простиранием зоны аккомодации (рис. 1). Перекрытие фрагментов Сыаянского разлома реализовано в виде трансляционного рампа, активно нарушенного малоамплитудными сбросами, с суммарной амплитудой около 700 м, осложняющих флексуру амплитудой 1100 м. Таким образом в области аккомодации фрагменты дизьюнктивной структуры трансформировалась в пликативно-дизьюнктивную. Так как оба фрагмента Сыаянского разлома имеют единое направление падения, выделенную область можно описать как синтетическую аккомодационную зону, представленную трансляционным рампом [5, 6].

Таким образом, две области: перекрытия противоположно падающих сбросов и трансляционного рампа Сыаянского разлома образуют единую косую относительно простирания Ыгыаттинской впадины аккомодационную (трансферную) зону [4]. Наличие аккомодационной зоны является свидетельством фрагментарности и неоднородного развития Ыгатиинской впадины на этапе позднедевонского-раннекаменноугольного рифтогененза [7].

Литература

1. Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1988, 126 с.

2. Тевелев А.В., Федоровский, В.С. Кинематика аккомодационных структур Байкальской рифтовой зоны // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2017. № 2. С. 25–34.

3. *Faulds J.E., Varga R.J., Stewart J.H.* The role of accommodation zones and transfer zones in the regional segmentation of extended terranes // Special papers-Geological Society of America. 1998. C. 1–46.

4. *McClay K.R. et al.* 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models // AAPG bulletin. – 2002. T. 86. №. 6. C. 935–959.

5. *Morley C.K. et al.* Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts // AAPG bulletin. 1990. T. 74. № 8. C. 1234–1253.

6. *Rosendahl B.R.* Architecture of continental rifts with special reference to East Africa //Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1987. T. 15. № 1. C. 445–503.

7. Schlische R.W., Withjack M.O. Origin of fault domains and fault-domain boundaries (transfer zones and accommodation zones) in extensional provinces: Result of random nucleation and self-organized fault growth //Journal of Structural Geology. 2009. T. 31. № 9. C. 910–925.

В.В. Костылева¹, М.В. Герцева², М.В. Герасимова²

Среднеюрские отложения Нагонджинского террейна: минерально-терригенные ассоциации песчаников и ограничения при палеореконструкциях

Нагонджинский террейн входит в состав Колымо-Омолонского супертеррейна [5, 7] и протягивается узкой дугообразной полосой внутри Колымской структурной петли от кряжа Улахан-Сис на северо-востоке Верхояно-Колымской складчатой области до хребта Черского в юго-восточной ее части. Нагонджинский террейн, сложенный интенсивно деформированными позднепалеозойскими–раннемезозойскими вулканогеннотерригенными и терригенными толщами общей мощностью более 7 км, расположен между Омулевским и Полоусно-Дебинским террейнами и отделен от них крупными надвигами.

Обстановки осадконакопления среднеюрских осадочных толщ, венчающих мезозойский разрез Нагонджинского террейна, интерпретируется разными исследователями по-разному. Согласно [1, 5, 7] среднеюрские толщи накопились в Оймяконском малом океаническом бассейне на западной (в современных координатах) пассивной или активной окраине Омулевского кратонного террейна. Согласно другой точке зрения среднеюрские осадочные толщи, как и подстилающие их позднепалеозойские– раннемезозойские отложения, принадлежат Верхоянскому терригенному комплексу, накопившемуся на пассивной окраине Сибирского кратона [3, 6, 11]

Причина существования различных палеореконструкций для среднеюрской эпохи заключаются в недостаточной геологической изученности осадочных толщ этого возрастного интервала, а также в незначительном количестве детальных исследований минерально-терригенных ассоциа-

¹ ФГБУН Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

² ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» («ВСЕГЕИ»), Москва, Россия

ций песчаников в составе среднеюрских толщ различных террейнов Колымской структурной петли.

Первый объект исследования расположен в междуречье Индигирки и Алазеи на западе кряжа Улахан-Сис, где в одной из тектонических пластин вскрываются байосские–среднебатские вулканогенно-терригенные толщи северо-восточного фланга Нагонджинского террейна (видимой мощностью ~2000 м) [4]. По классификации [2] песчаники в составе толщ относятся к кварцево-полевошпатовым и полевошпатово-кварцевым грауваккам, а по классификации [9] к полевошпатовым лититовым аренитам и лититовым аренитам. Интерпретация такого состава песчаников по [8] указывает на активную или слабо эродированную островную дугу, в качестве главного источника обломочного материала.

В результате анализа минерально-терригенных ассоциаций среднеюрских песчаников кряжа Улахан-Сис нами предположено существование ранне-среднеюрской энсиалической островной дуги в пределах Омулевского террейна, поставлявшей часть кластогенного материала на восточный шельф Оймяконского палеобассейна до завершения формирования Колымо-Омолонского супертеррейна. Появление среди песчаных отложений верхней части среднеюрского разреза кальклититов (литаренитов с преобладанием обломков известняков из палеозойских толщ Улахан-Тасского блока Омулевского террейна) и одновозрастной им олистостромы на сопредельной к востоку территории, маркирует начало горизонтальных тектонических движений, связанных с процессом амальгамации террейнов на этой территории.

Второй объект исследования расположен в верховьях р. Индигирки на юго-востоке горной системы Черского, где осадочные образования Нагонджинского террейна ранее не были закартированы. Все среднеюрские терригенные толщи (видимой мощностью более 2500 м) на этой территории входили в состав юго-восточного фланга Полоусно-Дебинского террейна, как северо-восточнее, так и юго-западнее Чаркы-Иньяльской системы разрывных нарушений, разделяющей Нагонджинский и Полоусно-Дебинский террейны на сопредельной к северо-западу территории [1].

Юго-западнее Чаркы-Иньяльской системы разломов среднеюрские песчаники имеют аркозовый состав. Интерпретация такого состава песчаников по [8] указывает на континентальные блоки земной коры в качестве главных источников терригенного материала. Северо-восточнее Чаркы-Иньяльской системы разломов среднеюрские песчаники представлены полевошпатовыми литаренитами (граувакками), аналогичными по составу и соотношению породообразующих терригенных компонентов среднеюрским песчаникам северо-восточного фланга Нагонджинского террейна и также имевшими активную или слабо эродированную островную дугу, в качестве главного источника обломочного материала. Таким образом, изучение минерально-терригенных ассоциаций среднеюрских песчаников Полоусно-Дебинского террейна на юго-востоке горной системы Черского, позволило обосновать здесь присутствие осадочных толщ Нагонджинского террейна севернее Чаркы-Иньяльской системы разломов.

Нами предполагается, что одним из главных признаков среднеюрских терригенных толщ Нагонджинского террейна в сложнодислоцированных районах Колымской структурной петли является литаренитовый (граувакковый) состав песчаников, в отличие от среднеюрских толщ Иньяли-Дебинского террейна и Западного Верхоянья, в которых песчаники относятся преимущественно к аркозам и лититовым аркозам [10, 11].

Значительные различия минерально-терригенных ассоциаций среднеюрских песчаников Нагонджинского террейна и одновозрастных песчаных отложений в составе терригенных толщ Иньяли-Дебинского террейна и Западного Верхоянья накладывает определенное (предварительное) ограничение при реконструкции источников кластики в среднеюрскую эпоху для Оймяконского палеобассейна.

По данным [6, 10] юрские отложения Иньяли-Дебинского террейна и Западного Верхоянья формировались за счет сноса терригенного материала со стороны Сибирского кратона. Формирование же среднеюрских отложений Нагонджинского террейна произошло преимущественно за счет эрозии вулканогенных пород ранне-среднеюрской энсиалической островной дуги, существовавшей в пределах Омулевского кратонного террейна, и палеозойских карбонатных толщ фундамента этой дуги. Размыву, вероятно, также подвергались разновозрастные метаморфические, вулканогенные и осадочные толщи Приколымского и Омолонского террейнов. Таким образом, среднеюрские (и, вероятно, нижнеюрские) отложения Нагонджинского террейна не могут быть включены в состав Верхоянского терригенного комплекса.

Работа выполнена по Госзаданию.

Литература

1. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье покаление). Лист Q-54 – Усть-Нера. Серия Верхояно-Колымская. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 845 с.

2. Граувакки / Ред. В.Д. Шутов. М.: Наука, 1972. 345 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).

3. Гриненко В.С., Баранов В.В. Верхнепалеозойский и мезозойский этапы эволюции Верхоянского терригенного комплекса (зона перехода «Сибирская платформа – Верхояно-Колымская складчатая область») // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы IX Всероссийской научно-практической конференции, 10–12 апреля 2019 г. Т. 2. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019. С. 33–36.

4. Костылева В.В., Герцева М.В., Лутиков О.А. и др. Палеотектоническая обстановка накопления среднеюрских отложений северо-восточного фланга Нагонджинского террейна (кряж Улахан-Сис) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 2. С. 132–137.

5. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 268 с.

6. Прокопьев А.В., Стокли Д., Ершова В.Б. и др. Реконструкция питающих провинций триас-юрских осадочных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области по данным датирования обломочных цирконов и ограничения при создании геодинамических моделей // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2023. С. 124–128.

7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 571 с.

8. *Dickinson W.R., Beard L. S., Brakenridge G.R., et al.* Provenance of North American sandstones in relation to tectonic setting // Geol. Soc. Amer. Bull. 1983. V. 94. P. 222–235.

9. *Folk R.L.* Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company, Austin, TX, 1974. 182 p.

10. Prokopiev A.V., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E. The paleo–Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology. 2008. V. 36. N_{2} 9. C. 699–702.

11. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Stockli D.F. Detrital Zircon U-Pb Data for Jurassic–Cretaceous Strata from the South-Eastern Verkhoyansk-Kolyma Orogen–Correlations to Magmatic Arcs of the North-East Asia Active Margin // Minerals. 2021. V. 11. № 291. C. 1–23.

Косая коллизия: терминология и пример Восточного Казахстана

Термин «косая коллизия» используется как руководящий механизм при формировании различных орогенов. Однако, процессы, приводящие к образованию «косых» коллизионных областей различными авторами понимаются по-разному. Так, согласно геологическому словарю [1], определяющей характеристикой косой коллизии является несовпадение ориентировки краев сталкивающихся континентов при их ортогональном сближении. В ряде работ, например [2], косая коллизия является результатом различного направления главного напряжения сжатия и ориентировки конвергентной границы. А в работе [3] определяющим фактором для формирования косой коллизии является вращение континентальных блоков в процессе фронтальной коллизии. Таким образом, косая коллизия является термином свободного пользования. Анализ рассмотренных публикаций позволяет выделить ряд признаков, характерных для орогенов сформировавшихся в результате косой коллизии: 1) преобладание разломов со сдвиговой кинематикой над надвигами; 2) широкое развитие динамометаморфических комплексов; 3) синсдвиговый гранитоидный магматизм; 4) мантийно-коровое взаимодействие и участие мантийного магматизма; 5) возрастная зональность магматических комплексов вдоль коллизионного шва; 6) фациальная зональность метаморфических комплексов (более высокие степени метаморфизма в областях первоначального соприкосновения коллидирующих блоков); 7) относительно растянутый во времени процесс формирования орогена.

Далее представлен анализ имеющихся данных по магматизму Обь-Зайсанской складчатой системы, являющийся дополнительным свидетельством того, что данный ороген сформировался в результате косой коллизии. Согласно данным [4, 5] начальный этап коллизии между Сибирским и Казахстанским континентом произошёл в башкирское время около 320–315 млн лет. Это событие фиксируется по формированию молассовых отложений таубинской свиты, выполняющих ряд относительно небольших прогибов в южной части полигона. С 310 млн лет на территории Восточного Казахстана начинают появляться гранитоидные батолиты, формирование которых связывали с пост-орогенным растяжением. Обобщение

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

² Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

результатов U-Pb датирования гранитоидных батолитов показывает, что в пределах Обь-Зайсанской складчатой области наблюдается возрастная зональность формирования кислых плутонов с юга на север. Так, гранитоиды южной (Нарымской) части Калба-Нарымского батолита формировались в интервале 315–295 млн лет, центральной части – 300–280 млн лет, а северной 285–275 млн лет, достигая 250 млн лет в самой северной части полигона (структура Семейтау). Сопоставление возрастов гранитоидов с данными по этапам реактивации сдвиговых движений в пределах Иртышской зоны смятия [6, 7], являющейся сутурным швом, показало, что формирование плутонов происходило синхронно с возрастом формирования бластомилонитов, т.е. синхронно сдвигообразованию. Результаты трекового датирования гранитоидов Жарма-Саурской зоны [8, в южной части, показало, что на этапе 260-250 млн лет, происходил процесс активной эксгумации массивов, что может быть связано с процессами орогении. Полученные нами данные трекового датирования по более северным массивам показали, что их эксгумация происходила в интервале 230-220 млн лет. Таким образом, результаты трекового датирования также указывают на возрастную зональность в процессах эксгумации гранитоидных массивов с юга на север. Приведённые данные показывают, что формирование Обь-Зайсанской складчатой области, вероятнее всего, происходило в результате косой коллизии двух блоков с различающейся ориентировкой, что привело к постепенному закрытию океанического бассейна на данной территории и формированию возрастной зональности гранитоидных массивов с юга на север.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 22-77-00061).

Литература

1. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 2. К–П.–СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 480 с.

2. Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.

3. Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М. Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 682–700.

4. Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизионной системы

(Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.

5. Xu Y., Han B.-F., Liao W., Li A. The Serpukhovian–Bashkirian amalgamation of Laurussia and the Siberian continent and implications for assembly of Pangea // Tectonics. 2022. V. 41. e2022TC007218.

6. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. ⁴⁰Аг/³⁹Аг датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1351.

7. Laurent-Charvet S., Charvet J., Monié P., Shu L. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): New structural and geochronological data // Tectonics. 2003. V. 22. 1009.

8. Jack Gillespie, Stijn Glorie, Gilby Jepson, Fedor Zhimulev, Dmitriy Gurevich, Martin Danišík, Alan S. Collins; Inherited structure as a control on late Paleozoic and Mesozoic exhumation of the Tarbagatai Mountains, southeastern Kazakhstan // Journal of the Geological Society. 2021. V.178 (6). jgs2020–121.

Б.Б. Кочнев^{1,2}, Н.И. Ветрова¹, Е.В. Ветров¹

Базальные горизонты баратальской серии Горного Алтая: первые С-изотопные данные и геологическая интерпретация

Нижние слои баратальской серии, распространенной в юго-восточной части Горного Алтая, и сложенные в основном известняками, рассматриваются как древнейшие из известных в геологической летописи отложения карбонатных шапок океанических островов (симаунтов), входящих в состав древней океанической коры [2, 6, 7]. Вендский возраст этих отложений обосновывается Ar-Ar датировками ≤635 млн лет из подстилающих магматических и метаморфических образований [2], а также Pb-Pb изохронной датировкой по известнякам 598±25 млн лет [5]. Биостратиграфические данные для баратальской серии представлены микрофитолитами, известковыми водорослями и подобной микропроблематикой [2], не позволяющей надежно определить возраст ее нижней границы. Вывод о

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

накоплении этих пород в океанических обстановках вдали от континента обосновывается полным отсутствием в них терригенной примеси, залеганием на толеитовых океанических базальтах и специфической фациальной зональностью [6, 7].

Для получения дополнительных возрастных ограничений и данных об условиях формирования, нами был изучен изотопный состав углерода и кислорода в двух разрезах низов баратальской серии, описанных ранее [2, 6]. Определения изотопного состава углерода и кислорода были проведены по стандартной методике в ИГМ СО РАН. Первый из разрезов расположен в 6 км к западу от пос. Курай в левом борту р. Каратюргун. Здесь толща массивных, реже грубослоистых микритовых, иногда оолитовых известняков с линзами кремней общей видимой мощностью до 40 м по неровной линии контакта, отражающей особенности палеорельефа, залегает на зеленокаменно-измененных пиллоу-базальтах. Обстановки осадконакопления для этого разреза баратальской серии интерпретируются как наиболее мелководные, относящиеся к центральной части подводной возвышенности и отлагавшиеся в пределах фотической зоны [6, 7]. Предыдущее изучение химического состава известняков в этом разрезе показало, что по содержанию Fe и Mn и по их отношению к Sr породы не испытывали заметных постседиментационных изменений [5]. Полученные значения δ¹³C варьируют от –14.8‰ в основании разреза до -5.6‰ в средней части; в половине образцов значения лежат в интервале от –8 до–10‰ V-PDB. Значения δ^{18} О в изученном разрезе, за исключением двух образцов, лежат в интервале 20.3...23.3‰, что также указывает на незначительные постосадочные изменения в изотопных системах. Это подтверждается и изучением шлифов, в которых, несмотря на тектоническое дробление, зачастую сохранилась первичная микритовая структура осалка.

Второй из разрезов расположен на южной окраине с. Чаган-Узун. В отличие от первого, толща известняков, также залегающих на базальтах, здесь интенсивнее деформирована и смята в складки, что затрудняет оценку видимой мощности, составляющей, по нашему мнению, не менее 150 м. В этом разрезе, в отличие от первого, преобладают тонкослоистые, до листоватых, известняки с горизонтами кремней, что позволило интерпретировать их как отложения дистальной зоны подводного склона симаунта [6]. Значения δ^{13} С в этом разрезе лежат в интервале –2.6...+4.6‰, для большинства образцов составляя от 0 до +3‰. Значения δ^{18} О варьируют от 16.9 до 25.6‰ и слабо коррелируют со значениями δ^{13} С. Несмотря на наличие в разрезе интервалов, подвергшихся значительным постседиментационным изменениям в связи с интенсивными тектоническими процессами, основная часть полученных С-изотопных данных, по нашему мнению, также пригодна для дальнейших интерпретаций. При сопоставлении Чаган-Узунского и Курайского разрезов в первую очередь обращает на себя внимание резкое различие в изотопном составе углерода, достигающее 8–10‰ даже с учетом возможной эпигенетической природы наиболее низких значений δ^{13} С в двух образцах из Курайского разреза. Очевидно, что сравниваемые известняки формировались в геохимически разобщенных осадочных бассейнах, что вряд ли возможно для открыто-океанических обстановок, где разница значений δ^{13} С между карбонатами, накапливающимися в мелководных и пелагических условиях не превышает 2–3‰ [4]. Более значительные латеральные вариации изотопного состава углерода в эдиакарских осадочных бассейнах известны лишь в шельфовых областях, где возникают условия для частичной изоляции отдельных участков и для возникновения хемоклина, что отражается и на других изотопных системах [3].

Таким образом, наиболее вероятной причиной различных значений δ¹³С в базальных слоях баратальской серии является диахронность ее нижней границы.

Что касается абсолютного возраста изученных известняков, то о нем пока можно рассуждать лишь в отношении Курайского разреза. где наряду с Pb-Pb изохронным возрастом ранее был изучен изотопный состав стронция [5]. Низкие, порядка –8...–10‰ значения δ¹³С в отложениях эдиакария наблюдаются в нескольких стратиграфических интервалах: в его основании (около 635 млн лет), в средней части (негативное С-изотопное событие Шурам-Вонока 567-575 млн лет назад) и в кровле (негативный экскурс ВАСЕ, около 540 млн лет) [8]. Однако полученные ранее в баратальских известняках Курайского разреза минимальные неизмененные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равные 0.7070, ограничивают возраст отложений самым ранним эдиакарием, поскольку для средней и поздней частей последнего морские карбонатные осадки характеризуются более высокими значениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, не опускающимися ниже 0.7080...0.7085 [1, 5]. Не исключено, что начало накопления баратальских известняков в Курайском разрезе соответствует ранневендскому повышению уровня океана вскоре после завершения оледенения Марино 635 млн лет назад [8]. Более того, с учетом возможной погрешности, эта оценка не противоречит полученной ранее Pb-Pb изохронной датировке 598±25 млн лет [5]. Околонулевые и слабо положительные значения δ^{13} С для известняков Чаган-Узунского разреза, особенно в отсутствии других геологических данных, допускают более широкие рамки для возрастных интерпретаций [8]. В любом случае, показанная нами диахронность базальных горизонтов баратальской серии при их дальнейшем изучении позволит охватить достаточно большой возрастной интервал океанического карбонатного осадконакопления, что будет важно для глобальных геохимических и палеотектонических реконструкций.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-20035, https://rscf.ru/project/23-77-10035/.

Литература

1. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.

2. *Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova Y.Yu. et al.* A Vendian-Cambrian Island Arc System of the Siberian Continent in Gorny Altay (Russia, Central Asia) // Gondwana Research. 2002. V. 5. No 4. P. 781–800.

3. *Cui H., Kaufman A.J., Xiao S., et al.* Redox architecture of an Ediacaran ocean margin: Integrated chemostratigraphic ($\delta^{13}C-\delta^{34}S-{}^{87}Sr/{}^{86}Sr-Ce/Ce^*$) correlation of the Doushantuo Formation, South China // Chemical Geology. 2015. V. 405. P. 48–62.

4. *Mackensen A., Schmiedl G.* Stable carbon isotopes in paleoceanography: atmosphere, oceans, and sediments // Earth-Science Reviews. 2019. V. 197. 102893.

5. *Nohda S., Wang B.-S., You C.-F., et al.* The oldest (Early Ediacaran) Sr isotope record of mid-ocean surface seawater: Chemostratigraphic correlation of a paleo-atoll limestone in southern Siberia // Journal of Asian Earth Science. 2013. V. 77. P. 66–76.

6. *Ota T., Utsunomia A., Uchio Y., et al.* Geology of the Gorny Altay subduction–accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran–Cambrian intra-oceanic arc-trench system // Journal of Asian Earth Science. 2007. V. 20. P. 666–695.

7. *Uchio Y., Isozaki Y., Ota T., et al.* The oldest mid-oceanic carbonate buildup complex: Setting and lithofacies of the Vendian (Late Neoproterozoic) Baratal limestone in the Gorny Altay Mountains, Siberia // Proceedings of Japan Academy 80B. 2004. P. 422–428.

8. *Yang C., Rooney A.D., Condon D.J., et al.* The tempo of Ediacaran evolution // Science Advanced. 2021. V. 7. Eabi9643.

Структурные особенности предполагаемого места посадки миссии Артемида в южной полярной области Луны

Введение

Область южного полюса Луны является наиболее привлекательным регионом Луны с научной точки зрения из-за двух его особенностей: (1) наличия крупнейшего [1, 2] и древнейшего [3] лунного ударного бассейна, Южный полюс – Эйткен (SPA); (2) повышенной концентрации водорода в реголите [4–7].

Размер бассейна SPA и его возраст позволяют предположить, что его формирование привело к экскавации и переотложению огромного количества вещества древнейшей лунной коры и, возможно, мантии [8, 9], которое можно найти и проанализировать в окрестностях SPA. Последующие за SPA ударные события перераспределили его выбросы, а наиболее масштабные из них (бассейны Байи, Амундсен-Гансвиндт и Шрёдингер) привели к экскавации не только отложений SPA, но и нижележащего, более древнего материала. Отложения выбросов этих бассейнов, вероятно, содержат значительную долю материалов, характеризующих самые ранние (предшествующие SPA) этапы эволюции Луны [10].

Методы

Для оценки мощности выбросов (Т), необходимой для стратиграфических реконструкций, использовались следующие модели: (1) [11] (T = 0,0078*R*(r/R)^{-2,61}) для кратеров в диапазоне диаметров от 45 до 300 км; (2) [12] (T = 0,033*R*(r/R)⁻³) для кратеров меньшего размера; и (3) [13] (T = 2900(±300)*(r/R)^{(-2,8(±0,5)}) для бассейнов. Значения г (расстояние до интересующей точки от центра кратера) и R (радиус кратера) во всех формулах измеряются в метрах. Относительный возраст отложений с оцененной мощностью был получен на основе недавно опубликованной геологической карты южного полюса Луны [14].

¹ Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

² Гонконгский политехнический университет, Гонконг, КНР

³ Брауновский университет, Провиденс, США

Результаты

Район посадки миссии Артемида находится в зоне, где основным источником вещества является бассейн Амундсен-Гансвинд (AGB, диаметр ~350 км). Во всех исследованных в нашей работе предполагаемых местах посадки модельная мощность выбросов AGB превышает несколько сотен метров и колеблется от ~400–500 до 1500–2000 м [10]. Выбросы более молодых кратеров, перекрывающих отложения бассейна, сравнительно тонкие, их средняя модельная мощность варьируется от нуля до ~650 м [10].

Обычно принятая оценка глубины экскавации (1/10 диаметра кратера, например, [15]) дает основания предполагать, что сравнительно небольшие кратеры (диаметром в несколько километров), образовавшиеся на поверхности, могут выбрасывать на поверхность материал AGB. Эти кратеры представляют собой цели с высоким научным приоритетом.

Из всех 13 мест посадки, наиболее сложным в структурном отношении является участок 12 (84.1°ю.ш., 69.5°в.д.), который находится вблизи вала крупного (диаметр ~100 км) кратера Амундсен, имеющего нектарианский возраст. Кратер Амундсен перекрывает юго-западную часть бассейна AGB и безымянный донектарианский кратер диаметром ~54 км. Во время ударного события Амундсен при формировании его вала, отложения безымянного кратера были деформированы и загнуты вверх, что создало структурное поднятие и благоприятную обстановку для образования оползней на внутренних и внешних склонах края кратера (рис. 1. блок ls и lsamd). Серия оползней образует ступенчатый рельеф внутренней стены Амундсена (рис. 1). В пределах участка 12 абсолютно преобладают материалы, которые были смещены/переотложены во время ударного события Амундсен (рис. 1, блоки Necamd и lsamd) и, вероятно, состоят из смеси



Рис. 1. Геологический разрез через место посадки № 12

отложений бассейнов SPA и AGB, а также выбросов из кратеров меньшего размера, расположенных в окрестностях участка 12.

Благодарности. Работа была финансово поддержана грантом Российского научного фонда № 21-17-00035: Оценка темпов экзогенного обновления поверхности Луны.

Литература

1. *Stuart-Alexander D.E.* Geologic map of the central far side of the Moon./ USGS Map I-1047. 1978.

2. *Wilhelms D.E., Howard K.A., Wilshire H.G.* Geologic map of the South side of the Moon. USGS Map I-1162. 1979.

3. *Hiesinger H., van der Bogert C.H., Pasckert J.H., Schmedemann N., Robinson M.S.S., Jolliff B., Petro N.* New crater size-frequency distribution measurements of the South Pole-Aitken Basin // 43th Lunar Planet. Sci. Conf. 2012. 2863. 2.

4. Mitrofanov I.G., Bartels A., Bobrovnitsky Y.I., Boynton W., Chin G., Enos H., Evans L., Floyd S., Garvin J., Golovin D.V., Grebennikov A.S., Harshman K., Kazakov L.L., Kelle J., Konovalov A.A., Kozyrev A.S., Krylov A.R., Litvak M.L., Malakhov A.V., McClanahan T., Milikh G.M., Mokrousov M.I., Ponomareva S., Sagdeev R.Z., Sanin A.B., Shevchenko V.V., Shvetsov V.N., Starr R., Timoshenko G.N., Tomilina T.M., Tretyakov V.I., Trombka J., Troshin V.S., Uvarov V.N., Varennikov A.B., Vostrukhin A.A. Lunar Exploration Neutron Detector for the NASA Lunar Reconnaissance Orbiter // J. Geophys. Res. 2010. V. 150. P. 183–207.

5. Boynton W.V., Droege G.F., Mitrofanov I.G., McClanahan T.P., Sanin A.B., Litvak M.L., Schaffner M., Chin G., Evans L.G., Garvin J.B., Harshman K., Malakhov A., Milikh G., Sagdeev R., Starr R. High spatial resolution studies of epithermal neutron emission from the lunar poles: Constraints on hydrogen mobility // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. E00H33. doi:10.1029/2011JE003979.

6. Litvak M.L., Mitrofanov I.G., Sanin A.B., Golovin D.V., Malakhov A.V., Boynton W.V., Droege G.F., Harshman K., Starr R.D., Milikh G., Sagdeev R. LEND neutron data processing for the mapping of the Moon // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. E00H32. doi:10.1029/2011JE004035.

7. Sanin A.B., Mitrofanov I.G., Litvak M.L., Bakhtin B.N., Bodnarik J.G., Boynton W.V., Chin G., Evans L.G., Harshman K., Fedosov F., Golovin D.V., Kozyrev A.S., Livengood T.A., Malakhov A.V., McClanahan T.P., Mokrousov M.I., Starr R.D., Sagdeev R.Z., Tret'yakov V.I., Vostrukhin A.A. Hydrogen distribution in the lunar polar regions // Icarus. 2017. V. 283. P. 20–30.

8. Melosh H.J., Kendall J., Horgan B., Johnson B.C., Bowling T., Lucey P.G., *Taylor G.J.* South Pole–Aitken basin ejecta reveal the Moon's upper mantle // Geology. 2017. V. 45. P. 1063–1066. https://doi.org/10.1130/G39375.1

9. Yamamoto S., Nakamura R., Matsunaga T., Ogawa Y., Ishihar Y., Morota T., Hirata N., Ohtake M., Hiroi T., Yokota Y., Haruyama J. Possible mantle origin of olivine around lunar impact basins detected by SELENE // Nat. Geosci. 2010. V. 38 (3), P. 533–536. https://doi.org/10.1038/ngeo897

10. *Krasilnikov A.S., Ivanov M.A., Krasilnikov S.S., Head J.W.* Model stratigraphy in the Artemis landing sites region // The Fourteenth Moscow Solar System Symposium. 2023. 14MS3-MN-PS-02.

11. *Housen K.R., Schmidt R.E., Holsapple K.A.* Crater ejecta scaling laws: fundamental forms based on dimensional analysis // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. Is. B3. P. 2485–2499.

12. *Sharpton V.L.* Outcrops on lunar crater rims: Implications for rim construction mechanisms, ejecta volumes and excavation depths // J. Geophys. Res. 2014. V. 119. Is. 1. P. 154–168.

13. Fassett C.I., Head J.W., Smith D.E., Zuber M.T., Neumann G.A. Thickness of proximal ejecta from the Orientale Basin from Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) data: Implications for multi-ring basin formation // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. Is. 17. L17201. https://doi.org/10.1029/2011GL048502.

14. *Krasilnikov S.S., Ivanov M.A., Head J.W., Krasilnikov A.S.* Geologic history of the south circumpolar region (SCR) of the Moon // Icarus. 2023. V. 394. 115422.

15. *Melosh H.J.* Impact Cratering. A Geologic Process // Geol. Mag. 1989. V. 126(6). P. 729–730.

А.М. Кузин¹

О продолжении Транссибирского линеамента на Восточно-Европейскую платформу

В Западной и Восточной Сибири в 60-е годы в полосе между 61° и 62° с.ш. был выделен Транссибирский широтный линеамент [3] по наличию протяженного (более 600 км) субширотного отрезка русла реки Оби, резкому излому русла реки Подкаменная Тунгуска и другим признакам. Глубинное строение этого линеамента в Восточной Сибири описано в работе [1]. Изучение неоднородностей проводилось по аномальным значениям Vs. В результате исследований были выделены два типа зон пониженных значений Vs: 1 – от кровли фундамента и до подошвы коры; 2 – в базальном слое нижней части коры. По комплексной интерпретации

¹ Институт проблем нефти и газа РАН (ИПНГ РАН), Москва, Россия





в нижней части коры закартированы три зоны волноводов протяженностью около 2000 км, шириной 100–150 км и мощностью 7–13 км.

Продолжение Транссибирского линеамента на территорию Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в последующих работах не рассматривалось, несмотря на то, что на карте в интервале 58–62° с.ш) четко просматривается пережим Уральской складчатой системы. Северные Увалы (известные как Рипейские или Гиперборейские горы, горы Меру из Махабхараты и Ригведы) являются водоразделом для рек северо-востока ВЕП, Камы, Печоры и других.

Геотраверсы «Нижний Тагил – Уренгой» (рис. 2, а) и «Костамукша– Семипалатинск» (рис. 2, б), целиком пересекают полосу 58–62° с.ш на ВЕП и Западно-Сибирской плите (рис. 1, б) и подтверждают возможное присутствие линеамента. На сейсмических разрезах (рис. 2, а, б) темно серым цветом выделены домены с пониженными значениями Vp относительно выше и ниже лежащих доменов, на границе Мохо с пониженными значениями Vp относительно Vp = 8 км/с. Это позволило установить общие закономерности в распределении доменов пониженной Vp.

На 60° с.ш. (пикет 120, Западная Сибирь) на низкоскоростном блоке границы Мохо (рис. 2, а) лежат Уральская складчатая область и Восточно-Уральское поднятие. Выше над ним в консолидированной коре расположены домены с пониженной Vp, образующие как бы расходящиеся лепестки. Почти все эти лепестки коррелируются с зоной пониженной Vp на границе Мохо. Общим для них также является наклон доменов на восток. Обращает на себя внимание и то, что низкоскоростные домены не коррелированы с рельефом, они находятся как под поднятиями, так и под прогибами. Нахождение коровых доменов с пониженной Vp над границей Мохо с низкими значениями Vp может интерпретироваться как признак мантийной миграции флюида. В отличие от низкоскоростных доменов, домены с повышенной Vp, преимущественно коррелированы с особенностями рельефа земной поверхности. На разрезе геотраверса «Костамукша-Семипалатинск» наблюдается схожая картина (рис. 2, б), корреляция доменов с низкой Vp в коре с зонами пониженной Vp на границе Мохо. Причем, отчетливо заметно уменьшение глубины залегания низкоскоростных доменов с удалением от Урала, домены выстраиваются по наклонной линии, совпадая в основном с направлением падения сейсмических границ. Это общее направление падения на восток сохраняется и за Уралом. Тенденция с падением на восток наблюдается на разрезах коры двух геотраверсов и, видимо, носит не случайный характер.

Результаты электромагнитных зондирований [4] подтверждают возможное продолжение Транссибирского линеамента на ВЕП. Его присутствие фиксируется в изменение аномалий электропроводности в преде-



59[°]с.ш.



лах Уральской складчатой системы на параллели 60–61° с.ш. На север от 61° с.ш. расположена площадная флюидная аномалия электропроводности. В полосе 61° с.ш она терпит разрыв и южнее переходит в узкие вытянутые вдоль Урала зоны (полосы) электронной проводимости.

По обе стороны от полосы 60–61° с.ш. на западе, на Балтийском щите и на юге на Урале сконцентрированы очаги землетрясений [5], что может указывать на современную сейсмическую активность этого линеамента. При этом Финский залив лежит посередине полосы землетрясений, что, по-видимому, носит не случайный характер. Не случайным является также корреляция разрывов и концов аномалий электропроводности с эпицентрами очагов землетрясений.

Анализ геоморфологии вдоль полосы 60–61° с.ш. позволяет выделить следующие особенности этого линеамента.

1. Онежское озеро, коррелируемое с областью вторжения мантийного флюида.

2. Резкий изгиб реки Северная Двина у города Великий Устюг на участке слияния с реками Сухона, Вычерга, Луза.

3. Резкий изгиб р. Луза с севера на запад перед слиянием с р. Северная Двина.

4. Середина водораздела верховья притоков р. Вычегда, р. Кама и её притоков, р. Печоры, р. Вишера, р. Колва.

5. Место примыкания Тиманского Кряжа к Уральскому хребту.

В западном направлении линеамент по параллели 60° с.ш. проходит по Финскому заливу и далее по параллели 59° с.ш. через сеть озер Меларен, Элемарен и Венерн выходит в нефтегазоносный шельф Северного моря.

За Уральским хребтом этот линеамент переходит в Транссибирский широтный линеамент [3], но со сдвигом на север и прослеживается в полосе $61-62^{\circ}$ с.ш.

Ранее уже были выделены евразийские линеаменты, проходящие через ВЕП. К трансконтинентальным линеаментам относится Охотско-Московский линеамент на интервале 56° с.ш. [7], Евразийский линеамент 52° с.ш. [2]. Евразийский линеамент (52° с.ш.) был выделен исключительно по сейсмическим данным семи разрезов многоволнового глубинного сейсмического профилирования [2].

Заключение

ВЕП разделена тремя крупнейшими широтными трансконтинентальными линеаментами. Широтные евразийские линеаменты отражают планерные области сжатия и расширения коры и мантии с различными формами проявления дегазации Земли. Работа выполнена в рамках госзаказа. Рег. номер Минобрнауки России – FMME-2022-0004. Номер гос. НИОКТР в РОСРИД – 122022800270-0.

Литература

1. *Булин Н.К., Булина Л.В., Драгунов В.И*. Глубинные зоны растяжения Сибирской платформы // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 1. С. 82–87.

2. Булин Н.К., Власов Н.Г., Солодилов Л.Н., Эринчек Ю.М. Евразийский широтный линеамент 52° с.ш. // Геофизика XXI столетия: 2003–2004 годы. Сборник трудов Пятых и Шестых геофизических Чтений им В.В. Федынского. Тверь: ООО «ГЕРС», 2005. С. 163–168.

3. *Драгунов В.И.* Географический сборник XV. Астрогеология. М.- Л., 1962. С. 47–70.

4. Жамалетдинов А.А. Электронно-проводящие структуры континентальной литосферы // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Труды Всероссийской (с международным участием) конференции. Апатиты: Изд. Геологического института КНЦ РАН, 2009. С. 71–77.

5. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 381 с.

6. Карта СССР https://www.vladmuz.ru/travel_photos/map-of-Russia/map-of-Russia-big.jpg. Масштаб карты: 1:8 000 000 (в 1 см – 80 км).

7. Космогеология СССР // Под ред. Брюханова и Н.В. Межеловского. М.: Недра, 1987. 240 с.

8. Проект Рубин – 1990. Профиль ГСЗ «Костамукша–Семипалатинск», профиль ГСЗ «Нижний Тагил – Уренгой» // Атлас «Опорные геологогеофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 гг. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. С. 48–50. Н.Б. Кузнецов¹, Т.В. Романюк², А.В. Шацилло², И.В. Латышева¹, И.В. Федюкин², А.С. Новикова¹, О.А. Маслова¹, К.И. Данцова³, А.С. Дубенский¹, К.Г. Ерофеева¹, В.С. Шешуков¹

Возрасты детритового циркона из песков белореченской свиты (западное Предкавказье): предварительные выводы о ее возрасте и о времени начала образования новейшего орогена Большого Кавказа

Вопрос о времени начала образования современного горного сооружения Большого Кавказа не нов. Еще до Великой Отечественной Войны сотрудник ВСЕГЕИ – профессор Л.А. Варданянц (член-корреспондент АН Армянской ССР) высказывал аргументированную точку зрения, в соответствие с которой современный горный рельеф Кавказа был сформирован лишь в самом недавнем геологическом прошлом. В частности, в своей монографии [2, с. 31] со ссылками на свои довоенные публикации Л.А. Варданянц писал: «В конце плиоцена (примерно к концу среднего апшерона) Кавказ представлял собой выровненную слабо расчлененную страну, без всякого признака высокогорного рельефа... Воздымание Кавказа и расчленение его рельефа, т.е. формирование современного высокогорного облика этой страны, началось ещё в апшероне, но с особой интенсивностью проявилось лишь в постплиоцене и, в основном, закончилось к началу хвалынского века». И далее, в следующем абзаце – «... высокогорный рельеф Кавказа был создан совокупным действием эндо- и экзогенных факторов буквально на глазах человека, причём быстрота изменение его (рельефа Кавказа – КНБ) геоморфологического облика была временами настолько значительной, что существенные перемены могли быть установлены уже на протяжении немногих поколений». Следует отметить, что эти представления в свое время не получили должной поддержки. Так, в эпохальной монографии [7] хотя и отмечено, что «Рельефу Кавказа приписывался чрезвычайно молодой – четвертичный – возраст (Л.А. Варданяни)» (с. 22), был сделан акцент на том, что уже с олигоцена «... Кавказ вступает в заключительную стадию ... развития – стадию формирования крупных складчато-глыбовых поднятий (мегантиклинориев) и сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов» (с. 287). И да-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

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

³ Российский Государственный Университет нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Москва, Россия

лее в следующем абзаце – «Большой Кавказ в олигоиене преврашается в орографически выраженное, растущее вверх и в ширину поднятие, начинающее поставлять песчано-глинистый материал в окаймляющие его deпрессии» (с. 287). Фактически аналогичные представления высказаны в работах А.М. Никишина, его соавторов и учеников. Несколько по-иному момент начала «современного» горообразования определен в работе [11], а также в подготовленной под научным руководством Н.В. Короновского кандидатской диссертации [3]. В первой из этих работ на основании математического моделирования эволюции Предкавказья авторы пришли к выводу о том, что новейшее и современное горообразования на Большом Кавказе произошло в три стадии регионального сжатия, проявленные в тарханское, конкско-раннесарматское и понтийское время, соответственно, 16.6-15.8, 14.3-12.3 и 7.0-5.2 млн лет назад [11]. А во второй работе с использованием близких подходов показано, что начало интенсивного воздымания Большого Кавказа произошло в самом начале мэотиса (чуть менее 10 млн лет назад) [3].

Проводя исследования по научной программе гранта РНФ 23-27-00409 (Создание нового поколения палеогеографических и палеотектонических реконструкций Крымско-Западно-Кавказского региона для мезозоя и кайнозоя с акцентом на использование данных U-Pb датирования циркона) мы провели сейсмостратиграфический анализ нескольких сейсморазведочных профилей, пересекающих Индоло-Кубанский прогиб поперек [5, 9] и получили датировки зерен детритового циркона из песков и песчаников нескольких верхнекайнозойских толщ Индоло-Кубанского прогиба и Ергеней.

В рамках этих исследований, в частности, в мае 2023 г. на правом берегу р. Белая в черте г. Белореченска между железнодорожным и автомобильным мостами (в точке с координатами 44°44'25.58"С, 39°51'53.82"В) из фрагмента разреза, относимого [1] к нижней подсвите нижнеплейстоценовой(?) белореченской свиты, была отобрана проба К23-073 грязнозеленого песка. Кроме этих песков в обнаженном здесь горизонтально залегающем фрагменте разреза нижнебелореченской подсвиты участвуют слои и линзы зеленых глин и полимиктовых галечников, в сложении которых заметная роль принадлежит хорошо окатанным обломкам (галькам) серых полнокристаллических заметно выветрелых гранитоидов. Из пробы К23-073 (начальным весом около 2 кг) по стандартной методике с использованием гравитационного стола, магнитного сепаратора и тяжелой жидкости выделено большое количество разнообразных зерен детритового циркона (dZr). Их U–Pb изотопное датирование выполнено в ЦКП ЛХАИ ГИН РАН. Технология выделения dZr, описание аппаратуры и принципы обработки и селекции первичных аналитических данных приведены в работе [8], а реализованный нами подход к разложению аналитической



Рис. 1. Гистограммы и кривые плотности вероятности, иллюстрирующие характер распределения U-Pb изотопных датировок зерен детритового циркона из песков нижнебелореченской подсвиты. На врезке – для интервала 0–1000 млн лет

записи на отдельные фрагменты, с целью получения из одного аналитического сигнала (из одного U–Pb-изотопного анализа) двух и более датировок, изложен в работе [4]. Всего было проанализировано 120 зерен **dZr**, выделенных из этой (К23-073) пробы и получено 261 оценка изотопного возраста. Гистограммы и кривые плотности вероятности (КПВ) приведены на рис. 1.

В полученном возрастном наборе 55 датировок попадают в мезозойский возрастной интервал. При этом в юрский интервал попала 41 датировка, из них 17 датировок среднеюрских. Кроме того, 110 датировок попало в среднепалеозойско-позднепалеозойский (герцинский), 70 датировок – в раннепалеозойско-поздненеопротерозойский (кадомско-панафриканский), 11 датировок – в мезопротерозойский (гренвильский), а 21 датировка – в раннедокембрийский возрастные интервалы, в т.ч. 19 – в палеопротерозойский и 2 – в архейский интервалы.

В нашей обзорной работе [6] показано, что докембрийско-палеозойские части провенанс-сигнала Крымско-Кавказского происхождения и провенанс-сигнала расположенных севернее Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и структур ее палеозойского складчатого обрамлении, сложно и/или практически невозможно различить. Однако, мезозойскокайнозойские части возрастных спектров, характеризующих «северный» и «южный» провенанс-сигналы, различаются кардинально. В отличие от ВЕП и структур ее обрамления, на Большом Кавказе и в Горном Крыму широко представлены юрские магматические образования – потенциальные первичные источники зёрен **dZr** с мезозойскими и, в частности, юрскими возрастами (преимущественно в диапазоне ~168–185 млн лет). То есть как раз то, что можно видеть в возрастном наборе зёрен **dZr** из пробы K23-073.

Отметим здесь, что проба К23-073 отобрана примерно в том месте, в котором из аллювиально-озерных отложений нижнебелореченской подсвиты собран обильный комплекс остатков крупных и мелких млекопитающих [12]. С учетом существующих [1] представлений об отнесении нижнебелореченской подсвиты к верхам плиоцена в работе [12] высказано предположение о том, что этот «белореченский» фаунистический комплекс древнее раннеплейстоценового псекупского комплекса. Однако, исходя из того, что вскрытые в береговых обрывах Таманского побережья Азовского моря пески нижнеплейстоценовой (2.1–2.0 млн лет [13]) толщи не содержат «кавказского провенанс-сигнала» [10], можно заключить, что белореченская свита, пески низов которой содержат Крымско-Кавказский провенанс-сигнал, положе 2 млн лет.

Район Таманского полуострова – это часть дельты современной р. Кубань, а, возможно и раннеплейстоценовой Палео-Кубани, если таковая тогда существовала в раннем плейстоцене. Либо этот район в раннем плейстоцене был частью мелководного морского бассейна, в который в раннем плейстоцене должна была бы впадать Палео-Кубань. В любом случае, в раннеплейстоценовых песках на Тамани следовало бы ожидать Крымско-Кавказский провенанс-сигнал. Так как его в этих песках нет [10], то это может означать, что во время накопления толщи, в разрезе которой они участвуют, не было еще ни Кавказского орогена, ни дренирующей его западную часть Палео-Кубани. А раз в нижнебелореченской подсвите (проба К23-073) Крымско-Кавказский провенанс-сигнал есть, то это означает, что возраст белореченской свиты менее 2 млн лет, а белореченский фаунистический комплекс не древнее, а, возможно даже моложе псекупского фаунистического комплекса.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ (проект № 23-27-00409).

Литература

1. Белуженко Е.В., Письменная Н.С. Континентальные отложения верхнего миоцена-эоплейстоцена Западного Предкавказья // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2016. Т. 24. № 4. С. 82–101.

2. Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: Изд-во Академии наук Армянской ССР, 1948. 184 с.

3. *Клавдиева Н.В.* Тектоническое погружение Предкавказских краевых прогибов в кайнозое. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: МГУ, 2007.

4. Колодяжный С.Ю. Кузнецов, Н.Б., Романюк Т.В. и др. Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий // Геотектоника. 2023. № 5. С. 3–29.

5. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др.* К вопросу о тектонической природе Западно-Кубанского прогиба // Нефтяное хозяйство. 2023. № 9. С. 78–84.

6. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Данцова К.И. и др.* Характеристика осадочных толщ Индоло-Кубанского прогиба по результатам U–PB изотопного датирования зерен детритового циркона // Недра Пололжья и Прикаския. 2024 (в печати).

7. *Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. 378 с.

8. Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В. и др. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. № 2. С. 18–33.

9. Полина С.Д., Данцова К.И., Файзуллин Г.И. Актуальные проблемы тектоники, геологии и нефтегазоносности зоны сочленения Западно-Кубанского прогиба и Большого Кавказа / Ред. И.А. Керимов, В.А. Широкова, В.Б. Заалишвили, В.И. Черкашин. Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. М.: ИИНТ РАН, 2023. Т. XIII. С. 166–172.

10. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Шацилло А.В. и др. Возрасты детритового циркона из нижнеплейстоценовых кварцевых песков раннепалеолитической стоянки Кермек (Таманский полуостров): значение для раннечетвертичной палеогеографии Западного сегмента Большого Кавказа и западного Предкавказья // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. В 2-х томах. Т. 2. М.: ГЕОС, 2024. С. 136–140.

11. Тимошкина Е.П., Леонов Ю.Г., Михайлов В.О. Формирование системы горное сооружение – предгорный прогиб: геодинамическая модель и ее со-поставление с данными по северному Предкавказью // Геотектоника. 2010. № 5. С. 3–21.

12. Титов В.В., Сыромятникова Е.В., Тесаков А.С. и др. Новое уникальное местонахождение позвоночных позднего плиоцена Белореченск (Краснодарский край) // Мат. LXIX сессии палеонтологического общества. СПб.: ВСЕ-ГЕИ, 2023. С. 246–247.

13. Щелинский В.Е. Ранний ашель Западного Предкавказья. СПб.: Петербургское Востоковедение, 2021. 132 с.

<u>М.Л. Куйбида</u>¹, Я.Ю. Шелепов¹, В.А. Яковлев¹, А.В. Чугаев², И.В. Викентьев²

Геохимический состав живет-франских базальтов СЗ части Рудного Алтая (Шипунихинская рифтовая зона) как индикатор эволюции их мантийных источников

Породы базитового ряда являются важнейшим источником информации о составе мантии и ее эволюции в процессе развития фронтальной части Алтайской окраины Сибирского континента на девонском временном интервале. В настоящей публикации обсуждаются данные по содержанию главных и редких элементов в породах основного состава, связанных с антидромной контрастной базальт-риолитовой формацией Рудного Алтая, проявившейся в рифтогенной обстановке в условиях мелководноморского бассейна [1]. Наиболее интенсивно режим растяжения в Рудном Алтае проявился в, так называемой, Шипунихинской депрессии, сопровождаясь трещинными извержениями лав и внедрением межпластовых субвулканических интрузий базитового состава. Рифтовая долина имела сравнительно небольшие размеры, с предполагаемой максимальной шириной структуры до 30 км. Широкое развитие в верхней части ее разреза темно-серых до черных углеродсодержащих алевролитов указывает на относительно глубоководные обстановки их формирования. Отложения уверенно датируются палеонтологически поздним живетом – франом.

Составы изученных пород принадлежат базитовому ряду с толеитовыми геохимическими характеристиками и имеют широкое распространение в большинстве окраинно-континентальных конвергентных обстановок (SiO₂ = 48–57 мас.%, FeO*/MgO = 1.3–2.7, TiO₂ = 0.8–1.8 мас.%, Al₂O₃ = 15–18 мас.%, Mg# (39–59), La/Yb_n = 0.6–3.2, Zr/Y = 2–4, Ni = 14–138 г/т, Cr = 47–294 г/т). Вследствие постмагматических изменений эффузивные породы характеризуются повышенными содержаниями SiO₂(52–57 мас.%) и широкими вариациями щелочей (K₂O = 0.1–7.3 мас.%, Na₂O + K₂O =

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

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

0.6-8.3 мас.%). Вместе с этим, концентрации SiO₂ имеют классическую для вулканических серий обратную корреляцию с Al₂O₃, и тренд распределения их составов близок к таковому низкокалиевой толеитовой серии [2]. В субвулканических разностях составы в меньшей степени изменены вторичными процессами, соответствуя низкокалиевой серии (SiO₂ = 48-49 мас.%, Na₂O + K₂O = 2.2-3.2 мас.%, K₂O = 0.2-0.3 мас.%). На редкоэлементных диаграммах, нормированных к хондриту, выделяются два геохимических типа, обладающих слабо обогащенными и слабо деплетированными структурами легких лантаноидов (ЛРЗЭ: La/Sm_n = 1.52-1.67 и 0.5-0.65, соответственно), с пологими распределениями тяжелых лантаноидов правой части спектров (ТРЗЭ: Gd/Yb_n = 1.04-1.23). Мультиэлементные спектры, нормированные к NMORB, демонстрируют характерное для островодужных магм преобладание КИЛ (Rb, K, Ba, Sr) над ВЗЭ (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и выраженную Nb (Ta) аномалию (Nb = 1.2–3 г/т, Nb/La_{moth} = 0.27–0.58, Nb/Th_{moth} = 0.06–0.17). Тем не менее, принадлежность изученных базальтов к бимодальной толеитовой формации, сформированной в мелководно-морской обстановке, и их очевидная рифтогенная природа, обусловленная генетической связью с развитием Шипунихинской депрессии, позволяют сравнивать их с вулканическими формациями обстановок растяжения краевых частей некоторых задуговых бассейнов.

Петролого-геохимические исследования показывают, что магмы базитового ряда, сформированные как в островных дугах, так и в их задуговых бассейнах, имеют деплетированный мантийный источник (DM), который был обогащен несовместимыми элементами, связанными с субдукцией. Рядом авторов отмечено, что отличительной особенностью базальтов задуговых бассейнов (ВАВВ [3]) является варьирующая степень обогащения субдукционным компонентом, который коррелирует с удаленностью относительно конвергентной зоны, и не настолько явно выражен, как в островодужных базальтах. Индикаторные Ba/Nb (15-242) и Th/Nb (0.08-0.83) отношения наименее измененных пород, отражающие влияние общего и глубинного субдукционного компонента, показывают изменение вектора составов от базальтов тыловых частей островных дуг к таковым задуговых бассейнов, по данным [3]. Эти же авторы заключили, что тыловая часть островных дуг содержит компонент, богатый Th и Nb, который не так четко проявлен или отсутствует в спрединговой части бассейна. В породах первой группы соотношения умеренно неконсервативных элементов, наименее растворимых во флюиде и, как считается, отражающих частичное плавление субдуцируемых осадков, имеют относительно низкие значения Th (0.7–1.8 г/т), La (5–13 г/т), (Th/La)_{PM} = 1-1.8. Эти показатели, хотя и сопоставимы с таковыми в субдукционных базальтах ((Th/La)_{PM} > 1), тем не менее, только немногим превышают модельные значения, рассчитанные для флюидов, которые должны находиться в равновесии со своим источником в субдуцирующей плите (Th = 0.03-0.4, La = 2-11 г/т [4]). Породы второй группы имеют более низкие отношения Th и La ((Th/La)_{PM} = 0.3-0.7), сопоставимые с NMORB ((Th/ La)_{PM} = 0.4), что, вероятно, отражает еще меньший вклад компонента, производного от осадочного, в их мантийном источнике. Соотношения Nb/Ta (11-22, Nb = 1.2-2.6, Ta = 0.12-0.16 г/т) в породах первой группы имеют нерегулярные вариации. В породах второй группы эти значения (Nb/Ta = 15-16, Nb = 1.2-1.8, Ta = 0.11-0.12 г/т) практически не меняются, при среднем Nb/Ta в DM ~ 15 [4]. Предполагается, что обсуждаемые соотношения в расплавах идентичны таковым в источнике, поскольку не зависят от степени плавления и фракционирования. Ряд авторов [3-5 и др.] интерпретируют высоко фракционированные Nb/Ta отношения, как признак вклада субконтинентальной мантии, которая может быть мобилизована в процессе рифтогенеза.

Близкие по структуре спектры ВЗЭ (Gd/Yb_n = 1.04–1.23) в геохимически различных породах двух групп, указывают на то, что их родительские магмы были получены из разных мантийных источников, которые, тем не менее, имели близкий уровень глубинности на момент генерации базитовых магм. Для оценки состава мантийных источников использованы отношения некогерентных элементов и расчетное моделирование. Величины (Nb/Y)_{PM} и (Nb/Zr)_{PM} отношений <1 позволяют судить о деплетированном характере мантийных источников в обоих случаях. Различия в величинах этих отношений для пород первой и второй групп свидетельствуют о плавлении мантийных источников с различной степенью деплетированности, по оценкам [5]. Результаты модельных расчетов, проведенных по формуле модального плавления (обзор в [6]), предполагают в качестве источника для пород первой и второй групп слабо- и умеренно-деплетированную мантию [5], с сегрегацией расплавов при ~20 и 10% степени плавления соответственно.

Проведенные исследования позволяют выдвинуть гипотезу об изменении характеристик мантийных источников при формировании пород базитового ряда на живет-франском временном отрезке. Предполагается, что потенциальные источники инициальных базитовых магм могли являться продуктом смешения астеносферы с веществом литосферной мантии, вероятно, при незначительной степени их взаимодействия. Неочевидной остается природа субдукционного компонента, который мог быть связан как с девонской субдукцией, так и быть унаследован от более ранних событий. Например, исследования В.А. Яковлева с соавторами (тезисы настоящего совещания [7]), указывают на изменения характера вулканизма в связи с синсдвиговым растяжением, без явных свидетельств субдукционного сжатия на живет-франском временном отрезке. Мантийный
источник последующих базитовых фаз, вероятнее всего соответствовал веществу астеносферы, которая должна была подняться до уровня глубинности предшествующей области плавления. Полученные результаты согласуются с представлениями о развитии окраинных задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанского типа [8], где мантийные источники развивались от литосферы к астеносфере, в процессе их постепенного расширения и отката субдуцирующей плиты.

Авторы выражают искреннюю благодарность за советы и критические замечания д.г.-м.н. О.М. Туркиной (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00024).

Литература

1. *Мурзин О.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000, Серия Алтайская, лист М-44-XI (Змеиногорск). Объяснит. зап. СПб.: ВСЕГЕИ. 2001. 174 с.

2. *Gill J.B.* The role of basalt differentiation // Orogenic Andesites and Plate Tectonics. 1981. C. 268–297.

3. *Pearce J.A., Stern R.J.* Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives // Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions. 2006. T. 166. C. 63–86.

4. *Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise on geochemistry. 2003. T. 3. C. 659.

5. Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth Planet. Sci. Lett.. 2005. T. 231. № 1-2. C. 53–72.

6. Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю. Состав и изотопные параметры метабазальтов и габброидов Онотского гранитзеленокаменного блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // Петрология. 2022. Т. 30. №. 5. С.520–544.

7. Яковлев В.А, Куйбида М.Л, Шелепов Я.Ю., Чугаев А.В., Викентьев И.В. Роль структурно-тектонических факторов в формировании девонского бимодального вулканизма Рудного Алтая // Мат. тез. LV Тект. совещ. «Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024». В печати.

8. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №. 12. С. 1831–1850.

А.В. Куликова^{1,2}, Д.К. Нургалиев¹, П.А. Красильников¹, М.М. Буслов^{1,2}, Д.В. Семенова^{1,2}, К.Р. Миннебаев¹, П.Д. Котлер^{1,2}, Я.Я. Саетгалеева¹

Термотектоническая эволюция Южно-Татарского свода и прилегающих территорий по данным трекового анализа апатита из пород кристаллического фундамента

Трековое датирование (fission-track dating) – метод определения времени остывания минералов, основанный на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U²³⁸), накапливающихся в природных минералах в ходе геологической истории [4, 8]. Как правило, трековые возрасты отражают запись термальных и тектонических процессов, которые контролируют эволюцию длительной денудации земной поверхности, а не возрасты первоначального образования или осадконакопления. Рассмотрение трекового возраста и длин треков вместе, отражает комбинацию времени, за которое треки сохранились и термальную историю пород за этот временной период. Моделирование даёт возможность установить этапы погружений и воздыманий земной коры рассматриваемого региона, что выражается в виде различных термальных воздействий.

Территория республики Татарстан расположена в центральной части Волго-Уральской антеклизы, которая, в свою очередь, занимает большую площадь на востоке Восточно-Европейской платформы. В рельефе кристаллического фундамента Татарстана выделяется крупнейший структурный элемент – Татарский мегаблок. На востоке мегаблок ограничивает Камско-Бельский, а на юге – Серноводско-Абдулинский авлакогены. По отложениям осадочного чехла Татарскому мегаблоку фундамента соответствует Татарское сводовое поднятие, состоящее из отдельных куполов, именуемых Северо-Татарским и Южно-Татарским сводами (ЮТС). Эти структурные элементы окружены Казанско-Кировским прогибом, Верхнекамской и Мелекесской впадинами. На Северо-Татарском и Южно-Татарском сводах фундамент располагается на глубине 1.5–1.65 км; в Мелекесской впадине и Казанско-Кировском прогибе погружается до 1.75–1.95 км, а в Камско-Бельском и Серноводско-Абдулинском авлакогенах – до 4.5–6.5 км [5].

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

² Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

По данным трекового анализа апатита породы кристаллического фундамента Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов в девоне достигли максимальных температур 180–200 °С, по-видимому, за счет образования мощного осадочного чехла (до 4.5–6.5 км [1, 5]). Начиная с каменноугольного времени породы медленно остывали до температур 40–80 °С, вероятнее всего. в результате денудации и тектонического воздымания территории. В неоген-четвертичное время температуры пород авлакогенов резко увеличились до 80–110 °С, что можно связать с неотектоническими процессами (погружение и накопление осадков).

Породы кристаллического фундамента Мелекесской впадины и купольной части ЮТС, по-видимому, после выхода на эрозионный срез начали погружение за счет накопления осадочных пород в девонпермское время и претерпели максимальный прогрев до 100–120 °С в среднекаменноугольный–нижнепермский период. С этим временем связан основной этап (верхний девон – нижняя пермь) тектонического развития осадочного чехла территории республики Татарстан [5]. Начиная с карбона породы находятся в относительной стабилизации. В неогенчетвертичное время, в противовес породам авлакогенов, температуры пород кристаллического фундамента купольной части ЮТС резко уменьшились до современных отметок 5–60 °С, что может быть связано с неотектоническими процессами (поднятие и денудация).

Сравнивая термотектонические модели пород кристаллического фундамента купольной части Южно-Татарского свода, Мелекесской впадины и Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов следует отметить, что 320-280 млн лет назад (С₂-Р₁) на территории республики Татарстан наблюдается повышение значений температурного поля. Это могло быть связано с кардинальной тектонической перестройкой территории, вызванной столкновением Восточно-Европейского и Казахстанского континентов в районе современного Урала [2, 3, 7]. В неоген-четвертичное время для положительной тектонической структуры Южно-Татарского свода наблюдается резкое охлаждение пород до современных отметок, тогда как для гранитогнейсов кристаллического фундамента Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов в этот же период наблюдается увеличение температур до 80-110 °C. В это время произошла реактивация территории с формированием купольной структуры и, соответственно, денудацией осадочного чехла ЮТС, что привело к интенсивному накоплению осадков в авлакогенах [6].

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты»

Литература

1. *Ларочкина И.А.* Новая модель тектонического строения структуры кристаллического фундамента Татарстана // Георесурсы. 2008. № 4 (27). С. 17–22.

2. Миннебаев К.Р., Куликова А.В., Котлер П.Д., Силантьев В.В., Баталин Г.А., Гареев Б.И. Данные по U-Pb датированию детритовых цирконов из терригенных отложений Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины // Материалы XXX Всероссийской молодежной конференции: Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2023. С. 163–166.

3. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и среднего Урала. Уфа: ГИ-ЛЕМ, 2000. 146 с.

4. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577).

5. *Сунгатуллин Р.Х., Сунгатуллина Г.М.* Геология республики Татарстан. Казань: К(П)ФУ, 2014. 72 с.

6. Чернова И.Ю., Нургалиев Д.К., Нургалиева Н.Г., Нугманов И.И., Чернова О.С., Кадыров Р.И. Реконструкция истории Татарского свода в неогенчетвертичный период по данным морфометрического анализа // Нефтяное хозяйство. 2013. № 6. С. 12–15.

7. Nlkishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Fume A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. № 268. P. 23–63.

8. *Price P., Walker R.* Observation of fossil particle tracks in natural micas // Nature. 1962. № 196. P. 732–734.

Современные движения земной коры на площади тектонических узлов Севера Русской плиты и их отражение в современном рельефе

Район исследований относится к площади Русской плиты с пассивным типом тектоники. Считается, что территории древних платформ на современном этапе тектонически пассивны и, как правило, асейсмичны. Результаты детальных сейсмических исследований показали проявления на исследуемой площади малоамплитудных сейсмических событий, происходящих в настоящее время [1].

Для исследования современных тектонических движений земной коры нами на основе подготовленной гидрологически корректной ЦМР был проведен анализ отражения структур фундамента в современном рельефе [2]; рассчитаны базисные, разностные и вершинные поверхности рельефа; энергетические показатели (функция «блочности», коэффициент дискретности земной коры и энергоемкость) [3]; значения индекса расчлененности и потенциальной энергии рельефа [4]. Полученные данные показали, что: 1) современное землетрясение [1] приурочено к тектоническому узлу; 2) для узлов характерны повышенные значениями индекса расчлененности рельефа [4]; коэффициента дискретности и энергоемкости земной коры [3]; 3) существует повышенная изрезанность рельефа [5]; 4) в тектонических узлах наблюдается повышенная электромагнитная эмиссия, увеличение плотности гроз и глубинная дегазация [6]. Все это свидетельствует о наличии современных подвижек блоков, слагающих узлы.

Нами рассматривались базисные и разностные поверхности рельефа, и проводилось их сопоставление с контурами тектонических узлов, выделенных ранее по авторской методике [7]. Подробно методика расчета поверхностей авторами рассмотрена в работе [8] и показана на рис. 1.

Рассмотрим полученные результаты, начиная с базисных поверхностей.

Наиболее низкий уровень базиса эрозии (21 м, указаны осредненные значения) характерен для р. Сев. Двина (максимальный 10 порядок). Чем ниже порядок водотоков, тем выше значения базиса эрозии (амплитуды движений, до 217 м), что естественно, так как чем ниже порядок водо-

¹ Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук, Архангельск, Россия



Рис. 1. Алгоритм расчета базисных и разностных поверхностей по [8]

токов, тем меньше временной интервал их формирования. Такая же закономерность отмечена и для разностных моделей (рис. 2). Максимальная амплитуда между поверхностями 8 и 9 порядков и составляет 56 м. Полученные данные относятся к современному этапу (aIV). Наличие палеодолин на площади, испытывающих современное воздымание плато, совпадающих с тектоническими узлами, говорит об амплитудах плейстоценовых движений (от днепровского до нижневалдайского горизонтов), достигающих 200 м [9]. К сожалению, данных по мощности и возрасту отложений, выполняющих палеодолины, недостаточно для расчета площадных базисных поверхностей и выявления пространственных закономерностей.

Сопоставление поверхностей с контурами тектонических узлов показало, что наиболее отчетливо совпадение с узлами, как единой структурой наблюдается с поверхностями 6–7 и 7–8 порядков (рис. 2, В, Г).



Рис. 2. Карта разностных поверхностей: ← A – 4–5; Б – 5–6; В – 6–7; Г – 7–8; Д – 8–9; Е – 9–10 порядков с наложенными на них границами тектонических узлов

На более низком уровне (4–5 и 5–6 порядков) выделяется внутренняя структура узлов, в первую очередь их периферийные области (рис. 2, А, Б). По мнению авторов, это явление связано с «вибрационным эффектом», т.к. по данным экспериментальных исследований тектонических структур движения слагающих их блоков происходит в условиях стесненных поворотов [10]. Поверхности 8–9 и 9–10 мало информативны для изучения современных движений земной коры, что связано с наличием на исследуемой территории только единичных водотоков (рис. 1).

Полученные данные говорят о достаточно интенсивных современных движениях земной коры на платформенных территориях.

Исследования проведены в рамках государственного задания № 122011300380-5 Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики им. Н.П. Лаверова Уральского отделения Российской академии наук.

Литература

1. Конечная Я.В., Морозов А.Н., Зуева И.А. Уточненные данные сейсмичности Белого моря, включая Карельский регион за 2005–2016 гг. // Проблемы обеспечения экологической безопасности и устойчивое развитие арктических территорий. Сб. мат. конф. II Юдахинские чтения. Архангельск: «ОМ-медиа», 2019. С. 87–91.

2. Кутинов Ю.Г., Полякова Е.В., Чистова З.Б., Минеев А.Л. Отражение структур кристаллического фундамента Архангельской алмазоносной провинции в современном рельефе // Сергеевские чтения. Инженерная геология и геоэкология. Геоэкологическая безопасность разработки месторождений полезных ископаемых. М.: РУДН, 2017. Вып. 19. С. 514–518.

3. *Кутинов Ю.Г., Беленович Т.Я., Чистова 3*. Дискретность земной коры, энергоемкость блоков и сейсмичность Европейского Севера России // Вестник геонаук. 2021. 11 (323). С. 16–24.

4. Кутинов Ю.Г., Минеев А.Л., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Беленович Т.Я. Потенциальная энергия рельефа. Методики расчета, проблемы, варианты // Уральский геологический журнал. 2022. № 6 (150). С. 17–31.

5. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Полякова Е.В., Минеев А.Л. Цифровое моделирование рельефа для прогноза площадей перспективных на нефть и алмазы // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1 (24).

6. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Комплексная модель процессов межгеосферного взаимодействия в тектонических узлах Севера Русской плиты // Альманах Пространство и Время. 2012. Т. 1. Вып. 1. [Электронное научное издание].

7. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л., Полякова Е.В., Неверов Н.А. Результаты мониторинговых исследований процессов межгеосферного взаимодействия в тектонических узлах севера Русской плиты //Динамические процессы в геосферах. 2022. Т. 14. № 2. С. 10–24.

8. Полякова Е.В., Кутинов Ю.Г, Минеев А.Л., Чистова З.Б. Алгоритм расчёта базисных поверхностей на основе цифровой модели рельефа в программном обеспечении SAGA GIS (на примере Архангельской области) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 3. С. 104–115.

9. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочноультраосновного магматизма Архангельской алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ОАО «ИПП «Правда Севера», 2004. 283 с.

10. Спивак А.А. Дифференциальные движения блочных структур при внешних воздействиях // Геоэкология. 1999. № 1. С. 62–76.

М.Г. Леонов¹

Рифтогенные провинции типа «бассейнов и хребтов» в структуре мезозойско-кайнозойских подвижных поясов

Рифтогенные структуры – одно из ярко выраженных проявлений внутриплатформенного тектогенеза [3]. Рифтогенные структуры генетически связаны с крупными разломами и имеют линейный габитус при длине в тысячи и ширине в десятки и сотни км. Известны также обширные (до 500×1000 км) рифтогенные системы, состоящие из рассредоточенных по площади грабенов, и комплементарных им выступов фундамента (горстов) (система рифтов Белого моря или Зондского шельфа). Особый интерес представляют сообщества многократно чередующихся впадин и комплементарных им хребтов, приуроченные к внутриконтинентальным плитам и орогенам. В докладе рассмотрены мезозойско-кайнозойские (альпийские) внутригорные впадины Тянь-Шаня, Западного Забайкалья,

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

Зондского шельфа Южно-Китайского моря, Провинции бассейнов и хребтов (Сев. Америка).

Южный Тянь-Шань

Это новейший ороген, возникший на месте эпигерцинской платформы. Его ограничениями служат Южно-Ферганская (на севере) и Гиссаро-Кокшаальская (на юге) разломные зоны. Современная морофоструктура Тянь-Шаня представляет собой крупное сводовое поднятие, осложненное системой чередующихся внутригорных впадин (грабен-синклиналей), заполненных терригенно-карбонтаными платформенными отложениями юры-эоцена и орогенными формациями олигоцена-квартера при полном отсутствии магматических пород. Хребты (горст-антиклинали), разделяющие впадины, сложены интенсивно дислоцированными породами палеозойского фундамента. Хребты и впадины расположены продольно относительно простирания горной области. Впадины образуют серию кулис, приуроченных к узким тектоническим швам – границам палеозойских структурно-формационных элементов. Расстояние между швами ~20-25 км. Прогибы и поднятия с момента заложения (J₁) до середины миоцена развивались как пликативные структуры, впоследствии осложненные разломами. Изгибная деформация поверхности фундамента в альпийское время обеспечивались хрупко-пластическим объемным течением горных масс в условиях гравитационной неустойчивости при незначительном поперечном сокращении орогена и фрактального пространственного распределения морфоструктур.

Западное Забайкалье (Селенгинско-Витимская тектоническая зона)

Под Западным Забайкальем, как морфотектоническом элементе, понимается узкая и протяженная (200×1200 км) тектонически и морфологически индивидуализированная область распространения многочисленных (около 100) впадин, выполненных мезозойско-кайнозойскими осадочными и вулканогенными отложениями, и горных хребтов, сложенных кристаллическими породами домезозойского фундамента. (рис. 1). Провинция ограничена сдвиговыми зонами: Селенгино-Витимской на СЗ и Монголо-Охотской на ЮВ. Впадины представляют собой или линейно вытянутые прогибы (полуграбены) или овально-изометричные депрессии. Размер впадин от $3-10 \times 20-25$ км до $10-15 \times 100-120$ км. Борта впадин зачастую ограничены разломами тьипа сбросов, взбросо-сдвиов и сдвигов. Впадины образуют систему эшелонированных кулис, организованных в протяженные (от 100 до 1200 км) линейные зоны. Длинные оси кулис



Рис. 1. Пример расположения провинций бассейнов и хребтов на гетерогенном платформенном основании. Западно-Байкальская провинция: 1 – каледониды; 2 – фрагменты мезозойского Монголо-Охотского пояса; 3 – фрагмент позднерифейских супертеррейнов; 4 – мезозойско-кайнозойские внутригорные впадины; 5 – метаморфические ядра; 6 – Селенгино-Витимская зона рассредоточенного латерального течения. Остальные условные обозначения расшифрованы на рисунке

ориентированы косо по отношению к генеральному структурному плану домезозойского фундамента, что свидетельствует о наличии сдвиговой составляющей. Хребты сложены кристаллическими породами домезозойского фундамента, поверхность которого испытала пликативную деформацию с формированием комплекса метаморфических ядер [5]. Возникновение структурного ансамбля провинции произошло после эпохи относительной тектонической стабилизации в позднем мелу – палеогене. Для провинции характерно длительное (~170 млн лет) проявление магматизма, характерного для внутриплитного рифтогенеза и независимого от времени и характера тектонических процессов на активных окраинах Восточной Азии [6]. Его проявление связано с взаимодействим двух линейных подлитосферных плюмов [6]. Несомненно, что система хребтов и впадин Западного Забайкальской провинции являетсяя результатом внутриконтинентального рифтогенеза, имеющего здесь рассредоточенный (диффузный) характер, что связывается с асимметричным растяжением (растеканием) земной коры [5]. В пределах верхней коры это привело к формированию области рассредоточенного твердо-пластичного сдвигового течения горных масс и повышенной диффузной проницаемости для магматических расплавов.

Провинция бассейнов и хребтов (запад Северо-Американского кратона)

Описание основано на публикациях [1-4]. Провинция бассейнов и хребтов (ПБХ) представляет собой систему субпараллельных и в целом субмеридиональных горных хребтов (горстов) и долин (грабенов), расположенных между горами Сьерра-Невада (на западе) и Скалистыми горами и плато Колорадо (на востоке). Площадь Провинции 600×1000 км. Восточная часть Провинции расположена в зоне западного борта Северо-Американской платформы, западная – на складчатом основании, сформированном в процессе Невадийской и Ларамийской оргений. В пределах ПБХ хребты (горсты) представляют собой систему наклонных блоков, сложенных докембрийскими кристаллическими породами фундамента, и чехольными образованиями, представленными верхнедокембрийскими и фанерозойскими отложениями. Для ПБХ характерно интенсивное проявление магматизма на стадии формирования структуры региона. Впадины выполнены осадочно-вулканогенными постоэоценовыми отложениями (мощность до 2-4 км). Формированию грабенов и горстов предшествовали излияния гигантских объемов кислых вулканитов. Обширные игнимбритовые покровы несогласно перекрыли складчатый палеозойский и мезозойский фундамент и гранитоидные массивы и впоследствии подверглись вертикальным перемещениям разного знака и перекосам. Блоки ограничены разрывами типа нормальных сбросов и сбросо-сдвигов, наклоненных в сторону впадин. Разрывы или прямолинейны или имеют дугообразную форму. Наклон блоков обычно не превышает 20° , а ограничивающие их разрывы имеют наклон от 65° до 90°. Глубина проникновения в коровый слой крутых разрывов достигает 8-24 км, относительно пологих – первые километры: образуются горсты и грабены как глубокого, так и неглубокого заложения. В хребтах обнажается фундамент. На контакте чехла и кристаллического фундамента часто наблюдаются структуры течения. Формирование морфоструктуры ПБХ связано с постэоценовым растеканием корового слоя [4], что коррелируется с наличием под ПБХ утонененной (до 30 км) верхней коры. Утонение и удлинение начавшееся около 17 млн лет назад в раннем миоцене, в нижних горизонтах коры преимущественно связано с твердопластическим течением горных масс, в верхних – с разрывно-блоковой тектоникой. Растекании коры возможно также стимулировано наличием



Рис. 2. Расположение Провинции бассейнов и хребтов над слоем коровомантийной смеси (по: [1])

под территорий ПБХ линзы корово-мантийной смеси, обладающей повышенной степенью текучести (рис. 2).

Таким образом, анализ ряда внутриконтинентальных рифтогенных структур выявил существование особого класса структурных ансамблей, к которым вполне применимо название «Провинции бассейнов и хребтов», наиболее полно отражающее сущность явления. Эти провинции обладают характерной морфоструктурой, относительно автономны и характеризуют области рассредоточенного рифтогенеза, проявляющегося на *неустойчивых* участках молодых и древних платформ. Провинции рассредоточенного (диффузного) рифтогенеза нельзя отождествлять с линейными структурами типа рифтовой системы Байкала, рифтовой системы сдвига Сан-Андреас или системой Африканских рифтов – динамика их образования совершенно иная и связана с проявлением твердо-пластичного объемного течения горных масс.

Исследование выполнено по теме НИР Геологического института РАН №123032400061-6.

Литература

1. Кук К.Л. Рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов // Система рифтов Земли. Изд-во «МИР», 1970. С. 150–172.

2. Макаров В.И., Трифонов В.Г., Щукин Ю.К., Кучай В.К., Куланин В.К. тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов / Ред. А.В. Пейве.М.: Наука, 1982. 115 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 359).

3. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.

4. *Романюк Т.В.* Отражение кайнозойской геодинамической эволюции в современной структуре коры и верхней мантии запада США // Вестник КРА-УНЦ. Науки о Земле. 2008. № 1. Вып. № 11. С. 134–146.

5. Скляров Е.В., Мазукабзов А.И., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 182 с.

6. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной–Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.

<u>Е.Ф. Летникова</u>¹, А.В. Иванов¹, С.И. Школьник², А.Ф. Летникова³

Магматические и осадочные комплексы-индикаторы рифтогенеза в структурах юго-запада Сибирской платформы в позднем рифеи и венде

В тектонических реконструкциях позднего докембрия господствующей является идея о существовании суперконтинента Родиния, который был сформирован 1.1 млрд лет назад и распался 750-633 млн лет назад. Несмотря на то, что построена палеогеографическая карта Родинии [1], на сегодняшний день еще мало известно о ее точной форме и геодинамической истории. Этапы образования и распада суперконтинентов сопровождаются формированием определенных комплексов-индикаторов, присутствие которых дает возможность прослеживать все основные стадии развития, от субдукционно-коллизионных процессов на начальных этапах, до завершения рифтогенного раскола и полной дезинтеграции. Как правило, реконструкции основываются на изучении магматических и метаморфических комплексов. К сожалению, игнорирование изучения осадочных комплексов может приводить к некорректным реконструкциям. Так, присутствие дайковых роев и внутриплитных магматических пород не обязательно может фиксировать распад континентов и образование океанического пространства, поскольку процессы рифтогенеза могут приводить лишь к появлению внутриконтинентальных рифтовых структур.

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

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

³ Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

Для надежного обоснования факта формирования океанического бассейна необходима возрастная корреляция процессов базитового магматизма с последующими осадочными и магматическими событиями.

Исследования последних лет в юго-западной части Сибирской платформы позволили установить геологические комплексы-индикаторы, образование которых связано с раскрытием в позднем рифее – венде палеоокеана.

В осадочных последовательностях позднего докембрия Бирюсинского Присаянья и Енисейского кряжа широко развиты кварцевые песчаники и аркозы, являющиеся продуктами многократного рециклинга осадочного материала в условиях устойчивого поднятия континентального блока во внутриплитных обстановках. В Бирюсинском Присаянье стратиграфически выше этих отложений по разрезу залегают полимиктовые конгломераты, где обломки представлены палеопротерозойскими гранитоидами, амфиболитами, долеритами и осадочными породами. В матриксе этих грубообломочных пород зерна обломочного циркона имеют палеопротерозойский и более древний возраст. Эти два типа терригенных отложений фиксируют переход от седиментации во внутриконтинентальных обстановках при устойчивом поднятии блока земной коры к формированию впадин в обстановках растяжения при начальных стадиях заложения рифта.

О рифтогенных процессах в пределах юга-запада Сибирской платформы в позднем рифее свидетельствуют магматические комплексыиндикаторы щелочных пород и карбонатитов позднего рифея Бирюсинсокго Присаянья, относимые к зиминскому интрузивному комплексу: Белозиминский карбонатитовый массив с возрастом кристаллизации 643±4 млн лет, Жидойский комплекс ийолитов – 632±2 млн лет [2] Большетагнинский массив – 644±9 млн лет [3]. В структуре Енисейского кряжа к ним относится Чапинский комплекс щелочно-ультраосновных пород с возрастом 630 млн лет [4]. На широкое проявление в позднем рифеи щелочного вулканизма, в том числе и высококалиевого (лампроитового), на этой территории указывал в своих работах К.Н. Егоров с совторами [5]. Широкое присутствие даек и силлов долеритов в юго-западной части Сибирской платформы и их индикаторную роль при геодинамических реконструкциях в данном сообщении рассматривать не будем, т.к. в настоящий момент существует несколько геохронологических обоснований их возраста в достаточно широком диапазоне от мезопротерозоя до мезозоя.

При этом отклики этого тектоно-магматического события в позднедокембрийских осадочных последовательностях юга Сибирской платформы не были установлены. В последние годы нами получены новые минералогические, геохимические и геохронологические данные, свидетельствующие о проявлении позднерифейского эксплозивного вулканизма с участием высококалиевой пирокластики в Бирюсинском Присаянье [6]. Минералогические и петрографические исследования позволили установить широкое распространение такого рода образований от бассейна р. Ия до бассейна р. Туманшет, т.е. на расстоянии более чем в 400 км. Здесь широко развиты кислые игнимбриты, трахибазальты и трахидолериты, туфобрекчии, туфы и туффиты, которые переслаиваются с туфопесчаниками и туфоалевролитами. Характерной особенностью пород является вишнево-лиловая, красноватая и розовая окраска, что обусловлено широким развитием в них наложенной гематитизации и высокими содержаниями калиевого полевого шпата. Высокая степень окисленности пород, присутствие в разрезе игнимбритов и туфов, а также трещин усыхания свидетельствуют о наземном характере вулканизма. Возраст высококалиевых вулканических пород определен на основе U-Th-Pb-датирования циркона. Для Марского палеовулкана он составил 640 млн лет, для Кременшетского палеовулкана - 634 млн лет. Lu-Hf-изотопная систематика циркона из высококалиевой пирокластики этих двух палеовулканов указывает на связь вулканизма с магмами мантийного генезиса.

Отклик этих событий фиксируется нами в отложениях позднего докембрия и раннего палеозоя Бирюсинского Присаянья, Енисейского кряжа по нашим данным о возрасте детритового циркона и результатам изучения вулканитов Чапинского комплекса щелочно-ультраосновных пород [5]. Песчаники оселковой серии и усть-тагульской свиты Бирюсинского Присаянья образовались, в том числе, за счет разрушения высококалиевых вулканитов и пирокластики. В позднерифейских отложениях уровня алешинской и чистяковской свит и тасеевской серии, вскрытых в скважинах Ильбокческая-3, Абаканская-2 и Абаканская-3, в пределах Иркенеево-Чадобецкого поднятия доминирующим источником обломочного материала являлись породы с возрастом 600-650 млн лет при вкладе более древних неопротерозойских, палеопротерозойских и неоархейских источников. Северо-западнее в коренных обнажениях тассевской серии по рекам Ангара и Тасеево, вороговской серии по реке Вороговка этот источник (источники) поступления обломочного материала также является (являются) ведущим (ведущими). Нами отмечена устойчивость возрастного диапазона популяций зерен детритового циркона в песчаниках венда и кембрия юго-запада Сибирской платформы, где одной из основных популяций повсеместно являются зерна циркона с возрастом, согласующимся со временем проявления рифтогенных процессов в пределах этого континентального блока. Обломочный материал при накоплении этих отложений поступал в бассейн в результате разрушения пород раннедокембрийского фундамента Сибирской платформы и магматических/вулканических комплексов, связанных с этапами ее тектоно-магматической активизации. Свидетельством этого являются данные датирования циркона и Sm-Nd изотопии (Т_{рм} древнее 2 млрд лет).

Об открытии океанического бассейна 580–560 млн лет назад свидетельствуют шельфовые морские отложения байкальской и вороговской серий, возраст которых установлен на основе данных Sr-хемостаратиграфии и Pb-Pb датирования карбонатных пород [7, 8].

Таким образом, в юго-западной части Сибирской платформы установлены комплексы-индикаторы, образование которых связано с раскрытием в позднем рифее – венде палеоокеана – от внутриплитных континентальных обстановок, рифтогенеза до накопления мелководных морских отложений шельфа Сибирской платформы.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400214-9).

Литература

1. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Wael B., Ernst R.E., Fitzsi-mons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочно-ультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Докл. РАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

3. Савельева В.Б., Данилова Ю.В., Летников Ф.А., Демонтерова Е.И., Юдин Д.С., Базарова Е.П., Данилов Б.С., Шарыгин И.С. Возраст и источники расплавов ультрамафитовых даеки пород Большетагнинского щелочнокарбонатитового массива (Урикско-Ийский грабен, юго-западная окраина Сибирского кратона) // Докл. РАН. Науки о земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 53–61.

4. Шарыгин И.С., Гладкочуб Е.А., Николенко Е.И., Данилова Ю.В., Марфин А.Е., Скузоватов С.Ю., Гладков А.С., Брянский Н.В., Иванов А.В., Кошкарев Д.А. Возраст трубок взрыва чапинского щелочно-ультраосновного комплекса (Енисейский Кряж) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Вып. 20. Иркутск, 2022. С. 317–318.

5. Егоров К.Н, Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А. Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники алмазоносности // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 6. С. 791–797.

6. Летникова Е.Ф., Изох А.Э., Костицын Ю.А., Летников Ф.А., Ершова В.Б., Федерягина Е.Н., Иванов А.В., Ножкин А.Д, Школьник С. И., Бродникова Е.А. Высококалиевый вулканизм на рубеже 640 млн лет на юго-западе Сибирской платформы (Бирюсинское Присаянье) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 55–62.

7. Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В., Ковач В.П. Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 818–823.

8. Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Letnikova E.F., Kaurova O.K., Konstantinova G.V. Age constraints on the Neoproterozoic Baikal Group from combined Sr isotopes and Pb-Pb dating of carbonates from the Baikal type section, southeastern Siberia // J. of Asian Earth Sciences. 2013. V. 63. P. 51–66.

И.И. Лиханов¹

Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона на примере ангарского комплекса Енисейского кряжа

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза, фиксировавшего закрытие позднемезопротерозойского океана: его заключительные деформации имели возраст 1.2–0.9 млрд лет [1]. Ключевым для палеоконтинентальных реконструкций неопротерозойского этапа эволюции Родинии также является вальгальский ороген [2], сформировавшийся в диапазоне гренвильского и постгренвильского циклов, включающих эпохи Ренланд (980–910 млн лет) и Нордатьян (880–720 млн лет).

На основании имеющихся в литературе представлений о низкой эндогенной активности в геологической эволюции Земли в интервале между 1.8 и 0.75 млрд лет, известных как скучный миллиард, в ряде работ сделан вывод об отсутствии на Енисейском кряже гренвильских коллизионных событий. Это привело к противоречивой трактовке вопросов геологической эволюции региона.

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

Очевидно, что проблемы в оценке геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния связаны с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли [3].

В пределах Сибирского кратона в качестве возрастных аналогов процессов гренвильской и вальгальской складчатости рассматриваются гранитогнейсовые купола, гранитоиды Гаревского метаморфического комплекса и метапелиты низких/умеренных давлений Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов, проявленные в структурах Северного и Южного Енисейского кряжа [4–7]. Геохимические аспекты, петрогенезис и возраст метаморфизма орто- и парапород области сочленения данных сегментов орогена изучены слабо. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем обзоре, в котором обсуждаются особенности происхождения пород Ангарского комплекса, условия их метаморфизма и геохронологические свидетельства мезо-неопротерозойских событий в эволюции Енисейского кряжа. Такие исследования важны не только для понимания процессов, сформировавших тектонический облик региона, но и для решения широко дискутируемого вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древнего суперконтинента Родиния.

В последние годы повышенный интерес к этой территории вызван тем, что здесь локализован ряд месторождений полезных ископаемых, по объему разведанных запасов во многом определяющих минеральносырьевую базу России: золото, глинозем, марганец, свинец, цинк, ниобий, сурьма, железо и другие виды минерального сырья [8, 9].

На основе новых геохимических и петрологических данных выяснены геохимические черты и условия метаморфизма контрастных по составу пара- и ортопород пород ангарского комплекса – метабазитов, метавулканитов и метапелитов, расположенного в зоне сочленения мезонеопротерозойских структур Заангарья с архей-палеопротерозойскими комплексами Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа.

Магматические протолиты низкотитанистых метабазитов Панимбинско-Рыбинского вулканического пояса образовались при плавлении деплетированного верхнемантийного источника, продуцирующего базальты N-MORB, тогда как формирование высокотитанистых пород происходило из обогащенных мантийных источников, ответственных за образование Е-MORB базальтов. Протолиты метабазитов дайковых тел р. Тасеевой сопоставимы с внутриплитными базальтами и толеитовыми базальтами океанических островов. В последовательности тектонических событий в эволюции Енисейского кряжа образование более примитивных по химическому составу базальтов могло происходить на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата на более поздних этапах спрединга [10].

Железисто-глиноземистые метапелиты представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания преимущественно каолинитового (широкинская серия) и монтмориллонитхлорит-гидрослюдистого (сухопитская серия) составов, образованных за счет размыва палеопротерозойских гранитогнейсов Сибирского кратона (широкинская серия) с вовлечением в область эрозии вулканогенной примеси пород основного и среднего состава (сухопитская серия) [11].

Произошедший в позднем мезопротерозое – раннем неопротерозое рифтогенез земной коры в Приангарье привел к раскрытию окраинноконтинентального морского бассейна, в котором субсинхронно происходили базальт-пикритовый вулканизм и накопление терригенно-карбонатных, в том числе рудоносных отложений горевской свиты, вмещающих уникальное Горевское Pb-Zn стратиформное месторождение, входящее в группу месторождений «мирового класса» [12].

Новые датировки пара- и ортопород ангарского комплекса Енисейского кряжа свидетельствуют о проявлении двух импульсов мезо-неопротерозойской эндогенной и тектонической активности на западной окраине Сибирского кратона. Ранний этап (1.18–0.85 млрд лет) метаморфической эволюции региона, вызванный процессами континентальной коллизии мезопротерозойских блоков, связывается с гренвильской тектоникой [13–15]. Постгренвильские события коррелируют с постгренвильскими аккреционно-коллизионными процессами вальгальской складчатости (810–790 и 730–720 млн лет) [16, 17].

Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например, ранние предположения об отсутствии на Енисейском кряже эндогенной активности и гренвильских коллизионных событий. Таким образом северным продолжением Гренвильского пояса, протягивающегося на расстоянии более 10 000 км от западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть гренвиллиды западной окраины Сибирского кратона.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018).

Литература

1. Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29–45.

2. Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology. 2010. V. 38. P. 99–102.

3. *Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.* Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304-307. P. 468–488.

4. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48. № 5. С. 32–53.

5. Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.

6. *Лиханов И.И.* Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.

7. Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.

8. Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Сухоруков В.П. Особенности петрогенезиса, георесурсы и перспективы практического использования высокоглиноземистых пород Северо-Енисейского кряжа (Восточная Сибирь) // Геосферные исследования. 2022. № 4. С. 6–35.

9. Ножкин А.Д., Лиханов И.И. Золото в породах докембрия Енисейского кряжа и геолого-геохимические предпосылки формирования золотого оруденения в Центральном металлогеническом поясе региона // Геосферные исследования. 2023. № 2. С. 49–80.

10. Лиханов И.И., Ревердатто В.В. Геохимия, особенности происхождения и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочленения северного и южного сегментов Енисейского кряжа // Геохимия. 2016. Т. 54. № 2. С. 143–164.

11. *Likhanov I.I.* Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence // Geosciences. 2022. V. 12 (11). P. 402.

12. Ножкин А.Д., Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Крылов А.А. Геохимия, обстановки формирования и рудоносность вулканогенно-осадочных комплексов Приангарья Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2021. Т. 501. № 2. С. 149–155.

13. *Likhanov I.I.* Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia / Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts // Geol. Society, London, Special Publications. 2019. V. 478. P. 89–115.

14. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe– and Al–rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, Eastern Siberia // J. Metamorphic Geol. 2004. V. 22. P. 743–762.

15. *Likhanov I.I., Santosh M.* A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Res. 2019. V. 328. P. 128–145.

16. Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes in the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 391–410.

17. *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Res. 2017. V. 300. P. 315–331.

<u>Л.И. Лобковский</u>¹, А.А. Баранов², А.М. Бобров², А.В. Чуваев³

Геодинамическая 3Д модель современной Земли и ее связь с процессами вулканизма и рифтогенеза

Глобальная 3Д геодинамическая модель Земли позволяет объяснить основные современные геологические структуры рифтогенеза и вулканизма. Теоретической основой глобальной геодинамики является моделирование мантийной конвекции для реальной Земли, что предполагает, решение уравнения Стокса на основе поля температур современной Земли, полученного из сейсмической томографии [1]. Вариации температуры получаются из вариаций поперечных сейсмических скоростей по формуле

 $\Delta T = -(1/\alpha) \times (\text{scaling} \times \Delta v_{s/}v_{s})$

с учетом зависимости коэффициента теплового расширения α и скейлингфактора от глубины и химсостава [2, 3]. При этом полная температура в

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

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

³ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, Россия

мантии получается добавлением к вариациям температуры адиабатической и средней нададиабатической температур. Мантия нагревается от ядра и изнутри за счет распада радиоактивных элементов (внутренний нагрев). Для расчетов мы используем модель с упрощенной зависимостью вязкости от температуры по закону Аррениуса [4]:

$$\eta_T = \exp(2E/(T + T_{bot}) - 2E/(T_{ref} + T_{bot})),$$

где E – безразмерный параметр, определяющий перепад вязкости в модели, T – безразмерная нададиабатическая температура, $T_{ref} = 0.5$, $T_{bot} = 1$ (температура на дне мантии). Приведенный закон вязкости дает вариации вязкости, как по глубине, так и по латерали в несколько порядков. Для численного моделирования мы использовали модифицированную программу CitcomS [5]. В программу был добавлен код, осуществляющий сборку данных из модели сейсмической томографии SMEAN2. На рис. 1 приведено поле вариаций температуры, пересчитанных из вариаций сейсмических скоростей в модели SMEAN2 [1] в сечении мантии Земли на глубине 200 км с наложенными контурами континентов.

На рис. 2 показаны вариации температуры в мантии в сферическом меридиональном сечении Земли (160 и 340 градусов восточной долготы). Глобальные горячие восходящие потоки поднимаются из нижней мантии Земли под Тихим океаном и под Африкой. В верхней мантии фор-



Рис. 1. Распределение аномалий температуры в мантии на глубине 200 км. Черной линией показаны контуры континентов. Черный прямоугольник – сечение Земли по 160 и 340 градусу восточной долготы

мируются срединные океанические хребты и вулканические провинции. Континентальные рифты представлены Байкальской рифтовой зоной в Азии, Восточно-Африканской рифтовой системой в Африке, Западно-Антарктической рифтовой системой в Антарктиде. Для двух последних хорошо развит современный вулканизм. Горячие аномалии в подкоровой мантии согласуются с наблюденным повышенным тепловым потоком для Восточной Африки и Западной Антарктиды и наличием там большого количества в основном подледных вулканов. Антарктида четко делится на две части по аномалиям температуры. Западная Антарктида, кроме ледника Филхнера-Ронна характеризуется положительными аномалиями температуры в подлитосферной мантии. В то же время под Восточной Антарктидой и ледником Филхнера-Ронна температура в подкоровой мантии понижена.

Полученные численные результаты хорошо согласуется с наблюденным тепловым потоком на поверхности Антарктиды [6] и наличием большого массива вулканов в районе Западно-Антарктической рифтовой системы и части Антарктического полуострова [7]. Африканский суперплюм в нижней мантии находится под Южной Африкой, вызывая ее динамический подъем, тогда как в верхней мантии его продолжение



Рис. 2. Распределение температуры и скоростей в мантии в сечении Земли по 160 и 340 градусу восточной долготы

выполаживается и течения становятся субгоризонтальными, формируя Восточно-Африканскую рифтовую систему.

Для Арктического региона получен восходящий мантийный поток в нижней мантии, тогда как у поверхности скорости течений становятся субгоризонтальными. Восходящий поток из нижней мантии под западной окраиной Африки переходит в горячую область у поверхности, формирующую океанический хребет Северной Атлантики.

Исландский плюм поднимается субвертикально из нижней мантии, формируя горячую точку и вулканическую провинцию на поверхности. Под Тихим океаном в верхней мантии находится горячая область, которая у поверхности формирует океанические хребты, горячие точки и рифтогенез на западе Северной Америки.

Работа выполнена частично в рамках госзадания Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0004, частично в рамках госзадания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта № FMWU-2022-0002 и частично в рамках госзадания Института теории прогноза землетрясений РАН № АААА-А19-119011490131-3.

Литература

1. Becker T. W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2002. V. 3. 10.129/2001GC000168

2. *Megnin C., Romanowicz B.* The shear velocity structure of the mantle from the inversion of body, surface, and higher modes waveforms // Geophys. J. Int. 2000. V. 143. P. 709–728.

3. Баранов А., Лобковский Л. И., Бобров А.М. Глобальная геодинамическая модель современной Земли и ее приложение для Антарктиды // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 100–105.

4. *Bobrov A.M., Baranov A.A.* Thermochemical Mantle Convection with Drifting Deformable Continents: Main Features of Supercontinent Cycle // Pure and Applied Geophysics. 2019. V. 176. № 8. P. 3545–3565.

5. Zhong S., Zuber M.T., Moresi L.N., Gurnis M. Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2000. V. 105. N. B5. P. 11063–11082.

6. *Lösing M., Ebbing J., Szwillus W.* Geothermal heat flux in Antarctica: Assessing models and observations by Bayesian inversion // Front. Earth Sci. 2020. V. 8. P. 105.

7. van Wyk de Vries M., Bingham R., Hein A. A new volcanic province: an inventory of subglacial volcanoes in West Antarctica // Geol. Soc. Spec. Publ. 2018. V. 461 (1). P. 231.

Позднеюрско-раннемеловой гранитоидный магматизм Верхояно-Чукотских мезозоид

В пределах Верхояно-Чукотских мезозоид позднеюрско-раннемеловой и раннемеловой гранитоидный магматизм проявлен в Главном и Северном батолитовых поясах коллизионного пояса хребта Черского, Олойском вулкано-плутоническом поясе, Тытельвеемской и Чаунской гранитоидных провинциях Анюйско-Чукотской складчатой системы. Структура Верхояно-Чукотских мезозоид была сформирована в результате сначала коллизии Сибирского кратона (континента) с Колымо-Омолонским микроконтинентом в связи с закрытием Оймяконского океана и образованием коллизионного пояса хр.Черского, а затем их вместе с микроконтинентом Чукотка–Арктическая Аляска при закрытии Южно-Анюйского океанического бассейна, завершившаяся формированием в готериве–барреме покровно-складчатой структуры [10, 11, 13, 14].

Главный и Северный пояса гранитных батолитов маркируют коллизионную структуру хр. Черского [14]. Главный (Колымский) батолитовый пояс состоит из позднеюрских–раннемеловых гранитоидных батолитов, имеет протяженность более 1100 км при ширине до 300 км. Гранитоиды прорывают триасовые и нижне-верхнеюрские осадочные, средне-верхнеюрские терригенные отложения Кулар-Нерского и Инъяли-Дебинского поясов и верхнеюрские осадочно-вулканогенные отложения Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (УЯВП), протягивающегося к востоку от Главного пояса и параллельно ему.

Северный пояс раннемеловых гранитоидных батолитов широтно (~70°с.ш.) простирается на ~600 км вдоль северной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна и в западном направлении расходится на две ветви, северо-западную и юго-западную. Гранитоиды пояса интрудируют смятые в складки юрские терригенные толщи, раннемеловые вулканогенные образования и перекрываются апт-позднемеловыми эффузивами. Несмотря на длительное изучение гранитоидов Главного и Северного

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Московский филиал, Москва, Россия

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

поясов продолжается дискуссия о времени основных этапов гранитоидного магматизма и геодинамической обстановки их формирования [1, 6, 10, 14, 15, 16, 18, 20, 22].

Последнее обобщение U-Pb SIMS геохронологических данных для гранитоидов Главного и Северного поясов показывает, что основной интервал возрастов составляет 158–144 (пик 150±3) и 140–129 млн лет соответственно [18]. Нами для гранитоидов Чималгинского массива центральной части Главного батолитового пояса, в среднем течении р. Индигирка, получены оценки возраста 152±1 и 150±1 млн лет (U–Pb SIMS) и интегральный возраст амфибола 145.5±5.1 млн лет (⁴⁰Ar-³⁹Ar) [8]. Они коррелируют с возрастами 152–150 млн лет вмещающих вулканитов среднего и кислого состава УЯВП [2]. Гранитоиды северо-западной ветви Северного пояса и ассоциирующие с ними одновозрастные раннемеловые вулканиты, и субвулканические образования объединены нами в Северный вулканоплутонический пояс. U–Pb SIMS возраст цирконов из гранитоидов и вулканитов этого пояса составляет 127–121 млн лет.

В гранитоидных массивах Главного пояса преобладают амфиболбиотитовые гранодиориты и граниты, которые рассматриваются как коровые образования I-S петрогенетического типа [4, 15]. В меньшей степени развиты породы гранит-лейкогранитной формации, сопоставляемые с гранитами S-типа [3, 14]. По данным авторов [18] гранитоиды Главного пояса соответствуют высоко фракционированным магнезиальным пералюминиевым S- и I-типам гранитов. Гранитоиды Чималгинского массива (гранодиориты, граниты, лейкограниты) имеют смешанные петрогеохимические характеристики, позволяющие сравнивать их с гранитами I-и S-типа. Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов Чималгинского массива и соотношение ряда петрогенных оксидов в них указывают на гетерогенный источник гранитных расплавов. Отрицательные величины ε_{№4}(Т) от -2.98 до -6.23, высокие первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr от 0.70732 до 0.70909 и мезопротерозойские модельные возрасты гранитоидов свидетельствуют об участии достаточно зрелого материала континентальной коры в их петрогенезисе.

Гранитоиды Северного батолитового пояса имеют широко варьирующий состав от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов. Ранее было установлено, что они обладают повышенной щелочностью по сравнению с гранитоидами Главного батолитового пояса, принадлежат к магнетит-ильменитовой феррофации и относятся к магматическим образованиям латитового ряда [14, 15]. Авторы [18] относят их к І-типу гранитов. По нашим данным гранитоиды Северного вулканоплутонического пояса имеют петро-геохимические характеристики гранитов І- и S-типов, и частично А-типа. Гранитоиды и одновозрастные баррем-аптские вулканиты толщи по сочетанию ряда петрогенных и ред-

ких элементов также соответствуют магматитам трансформной окраины или границ скольжения плит [19]. Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов указывают на взаимодействие ювенильного и древнекорового компонентов в источнике гранитоидных расплавов [9].

Трактовка геодинамической обстановки формирования гранитоидов Главного батолитового пояса не является однозначной. Ранее формирование гранитоидов связывали с этапом коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Верхоянской окраиной Сибирского кратона в позднеюрскоераннемеловое время [3, 10, 11, 17]. В последнее время на основании U-Pb SIMS геохронологических данных по гранитоидам Главного пояса и вулканитам УЯВП показано, что они являются одновозрастными и относятся к Андийскому островодужному типу [18]. I-S характер гранитоидов Чималгинского массива Главного батолитового пояса, сходство их геохимических особенностей с таковыми островодужного типа гранитов и с вмещающими вулканитами кислого состава Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, а также одинаковые U-Pb оценки возраста гранитоидов и вулканитов позволяют предполагать окраинно-континентальную обстановку формирования гранитоидов при активности УЯВП. Формирование гранитоидов и вулканитов Северного вулкано-плутонического пояса происходило в обстановке постколлизионного растяжения после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента с ранее аккретированным Колымо-Омолонским микроконтинентом. Постколлизионное растяжение имело место в режиме трансформной окраины или границ скольжения плит.

Олойский вулкано-плутонический пояс является перекрывающим образованием для ряда островодужных террейнов Алазейско-Олойской складчатой системы [3]. Считается, что в позднеюрское–раннемеловое время он маркировал конвергентную окраину Сибирского континента с Прото-Арктическим (Южно-Анюйским) океаническим бассейном [12].

Во время активности позднеюрского–раннемелового Олойского вулкано-плутонического пояса происходило формирование весенинского и егдыгкычского комплексов гипабиссальных интрузий среднего–кислого состава, с которыми связано промышленное медно-порфировое и золотое оруденения [3, 5]. Оценки возраста, полученные для гипабиссальных интрузий и вмещающих пород, соответствуют концу поздней юры (титону) – началу раннего мела (берриасу) (147–139 млн лет) [5, 7]. По данным обобщающей работы (Akinin et al., 2020) интервал магматической деятельности Олойского пояса несколько больше 150–137 млн лет. Породы среднего–кислого состава по соотношению SiO₂ и суммы щелочей относятся к умеренно-щелочным и соответствуют монцодиоритам, монцонитам, граносиенитам. Петро-геохимические характеристики пород позволяют относить их к островодужным гранитоидам І-типа. Раннемеловые гранитоидные плутоны Анюйско-Чукотской складчатой системы интрудируют складчатые осадочные комплексы девона– карбона, поздней перми–триаса, а также в разной степени деформированные отложения позднеюрско–раннемеловых бассейнов.

Авторы [18, 21] выделяют две провинции аптского и альбского магматизма: Билибинская и Чаунская или Тытельвеемский пояс (123–105 млн лет) и Чаунская (109–100 млн лет) соответственно.

Внедрение раннемеловых гранитоидов связано со сменой режима сжатия при коллизии Сибирского континента и микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка на постколлизионное растяжение, которое также сопровождалось формированием комплексов метаморфических ядер и образованием наложенных орогенных впадин [13]. По минеральному и химическому составу апт-альбские гранитоиды соответствуют гранитам I- и А-типа. Nd–Sr изотопные данные для раннемеловых гранитоидов указывают на гетерогенный состав корового источника, в котором присутствовал как более древний материал континентальной коры, обладающий протерозойскими модельными возрастами, так и ювенильный (аккреционно-островодужный) материал. По данным [21] наиболее обогащенным является источник для альбских гранитоидов Чаунской провинции, которые по составу сходны с орогенными высококалиевыми сериями, продуцируемыми плавлением метасоматизированной мантии.

В целом можно отметить разнообразие петрогеохимических типов и составов источников позднеюрско-раннемеловых гранитоидов как для собственно коллизионной обстановки (І- и S-типы), так и для постколлизионной (І-, S- А-типы, Северный вулкано-плутонический пояс) или (І- и А-типы, Анюйско-Чукотская складчатая система). Более определенно к І-типу гранитов можно отнести гранитоиды Олойского вулкано-плутонического пояса.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00197-П, базовое финансирование сотрудников ГИН РАН за счет субсидии.

Литература

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

2. Ганелин А.В., Лучицкая М.В., Маскаев М.В. U-Th-Pb (SIMS) датирование и условия формирования вулканитов Индигирского разреза Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (СВ Азии) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 496. № 1. С. 11–16. 3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

4. Иванов А.И., Трунилина В.А., Зайцев А.И. Петро- и геохимический состав гранитоидов Чемалгинского массива (Восточная Якутия) // Вестн. СВФУ. Сер. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 22–30.

5. Кара Т.В., Лучицкая М.В., Катков С.М., Белоусова Е.А. Новые геохронологические U–Pb-данные о возрасте вулкано-плутонической ассоциации Олойского пояса Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // ДАН. 2019. Т. 487. № 6. С. 653–658

6. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. О времени формирования гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса: опыт согласования геологических данных и результатов изотопного датирования (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 45–62.

7. Лучицкая М.В., Кара Т.В., Катков С.М. Новые данные о возрасте массива Ничан Олойского вулканического пояса (Западная Чукотка) // Бюлл. МОИП. 2018. Т. 93. Вып. 2. С. 27–33.

8. Лучицкая М.В., Ганелин А.В., Маскаев М.В., Алексеев Д.В., Травин А.В. Возраст, особенности состава и геодинамическая обстановка формирования гранитоидов Чималгинского массива Главного батолитового пояса, Верхояно-Колымский складчатый пояс // Геотектоника. 2022. № 1. С. 79–100.

9. Лучицкая М.В., Герцева М.В., Сысоев И.В. Геодинамика и раннемеловой магматизм Северного вулкано-плутонического пояса Верхояно-Колымской складчатой области (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2023. № 5. С. 96–120.

10. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского / Отв. ред. С.Д. Соколов, С.А. Куренков, Л.М. Парфенов. М.: ГЕОС, 2000. 268 с.

11. 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.

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

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

14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

15. *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.* Вулкано-плутонические пояса Северо-Востока Якутии. Якутск: ГУПНИПК «Сахаполиграфиздат», 2007. 152 с.

16. Цыганков А.А., Бурмакина Г., Хубанов В. Источники магм гранитоидов южной части Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии): новые геохимические и Sm-Nd изотопные данные // Геология и минеральносырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. 23–25 апреля 2022 г., г. Якутск. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2022. С. 308– 310.

17. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород восточной Якутии / Отв. ред. Н.В. Соболев. Новосибирск: Наука, 1992. 238 с.

18. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. 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. Vol. 208. P. 103272.

19. *Grebennikov A.V., Khanchuk A.I.* Pacific-type transform and convergent margins: igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev. 2020. Vol.63. N 5. P. 601–629. https://doi.org/10.1080/00206814.2020. 1848646

20. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. No. 2. P. 167–170.

21. Tikhomirov P.L., Luchitskaya M.V., Prokof'ev V.Yu., Akinin V.V., Miller E.L., Isaeva E.P., Palechek T.N., Starikova E.V., Boldyreva A.I., Wiegand B. Evolution of Aptian and Albian magmatism of Western and Northern Chukotka (Northeast Russia) based on zircon U-Pb geochronology and rock geochemistry // International Geology Review. 2023.

22. *Trunilina V.A., Prokopiev A.V.* Ore-bearing magmatic systems with complex Sn-Au-Ag mineralization in the North-Eastern Verkhoyansk-Kolyma orogenic belt, Russia // Minerals. 2021. V. 11. P. 266.

СОДЕРЖАНИЕ

Агаян А.С., Косевич Н.И. Применение алгоритма	
топологической фильтрации DPS для анализа	
морфометрических показателей рельефа	
на примере Кольского полуострова	3
Агранов Г.Д., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л. Влияние	
горячих точек на формирование микроконтинентов	6
Азимов П.Я. Коллизионный этап развития восточной	
части Раахе-Ладожской области (зона сочленения	
Карельского кратона и Свекофеннского орогена)	11
Алексеев Д.В., Худолей А.К., Дюфрэйн С.Э., Глори С.,	
Вишневская И.А., Семилеткин С.А., Летникова Е.Ф.	
Ранненеопротерозойские толщи преддугового прогиба	
Малого Каратау (Южный Казахстан): возраст, источники	
сноса и значение для реконструкций докембрийских	
континентов	14
Алёшина К.Ф., Никишин А.М. Прекращение спрединга	
океанической коры в прилаптевоморской части	
Евразийского бассейна 20 млн лет назад	18
Артюшков Е.В., Чехович П.А. Образование Западно-	
Сибирского осадочного бассейна в результате	
уплотнения пород в земной коре в отсутствие	
ее сильного растяжения	22
Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д. Вариации	
мантийных событий как проявление глубинной	
геодинамики континентальной Евразии	24
Астафьев Д.А. Результаты изучения бассейногенеза	
и нефтегазоносности во взаимосвязи с глубинным	
строением и геодинамикой Земли	29
Аухатов Я.Г. Влияние надвиговых движений на размещение	
ореолов ртутной минерализации (Западная Сибирь,	
юго-восток Восточно-Европейской платформы)	35
Бабарина И.И., Азимов П.Я. Соотношение неоднородно	
переработанных блоков фундамента юго-западного	•
форланда Лапландско-Кольского коллизионного орогена	
Базилевский А.Т., Красильников С.С., Иванов М.А.	
Ударныи кратер со следами тектонических деформаций	40
на днище в южнои полярнои области Луны	42

Балуев А.С., Брусиловский Ю.В. Строение земной коры Архангельской алмазоносной провинциипо результатам
комплексного анализагеофизических ланных
Бергаль-Кувикас О.В., Гордеев Е.И., Кулаков И.Ю.
Влияние вариацийгеофизических параметров слэба
на проявления вулканизма Курильской островной луги 50
Боголюбский В 4. Лубинин F. П. Морфометрические
параметры разломов рифтовой долины Юго-Запалио-
Индийского хребта
F_{0} Болско H_{A} Возимодейстрие судерконтицентальной
тектоники и порерупостных процессор Земли 57
Буриденица Г.Н. Цизанков 4.4. Уромия С.В.
Бурмакина 1.11., Цыганков А.А., Аромыл С.Б.
комоинированные даики восточного казахстана.
$E_{\text{Lines}} M M T_{\text{Lines}} P T_{\text{Lines}} T_{\text{Lines}} M P$
Буслов М.М., Гравин А.В. Тектоника и геодинамика
центрально-Азиатского складчатого пояса:
типы орогенов, ороклинальные складки и сдвигиоо
Бяков А.С., Веоерников И.Л., Горячев Н.А., Шен Д.,
<i>Гареев Б.И.</i> Негативные экскурсы д ¹³ С _{огд} и вымирания
фауны в перми Северо-Востока России: связь
с островодужным вулканизмом?
Ватрушкина Е.В., Герцева М.В., Костылева В.В.,
Соколов С.Д., Моисеев А.В. Геодинамическая
обстановка накопления среднеюрско-нижнемеловых
отложений Полоусного террейна (Северная Якутия)75
Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Колюбакин А.А.,
Данилкин С.М., Ершова В.Б., Бородулин А.А.,
Обметко В.В., Комиссаров Д.К., Васильева И.С.,
Рогов М.А., Попова А.Б., Васильев В.Е., Александрова Г.Н.,
Суслова А.А., Никишин А.М. Новые данные о тектонике
северо-востока моря Лаптевых (по результатам
экспедиционных исследований и стратиграфического
бурения)80
Веселовский Р.В., Фетисова А.М. Новый средний пермо-
триасовый палеомагнитный полюс Восточно-
Европейской платформы и его тектоническая
интерпретация
Ветров Е.В., Гаврюшкина О.А., Ветрова Н.И., Бирюкова Т.А.,
Прошенкин А.И. Признаки протерозойской коры под
раннепалеозойским Таннуольским террейном (ЦАСП)
по данным U-Pb датирования циркона в осадочных
и магматических комплексах Тувинского прогиба

Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И.
Хронология и тектонические условия формирования
раннепалеозойских вулканогенных и осадочных
комплексов Салаира (северная часть Центрально-
Азиатского складчатого пояса)93
Володина Е.А., Тевелев Ал.В., Борисенко А.А., Коптев Е.В.,
Шестаков П.А., Правикова Н.В. Источники сноса
материала при формировании позднепалеозойских
отложений Предуральского прогиба (Южный Урал)96
Волосов А.С., Хромых С.В. Мантийно-коровое
взаимодействие при формировании дайкового роя
Керегетас, Восточный Казахстан
Гирин Р.Э., Гарецкий Р.Г., Грибик Я.Г. Характер
нефтегазоносности Припятского палеорифтового
бассейна в свете геодинамических особенностей
его формирования
Гладкочуб Д.П., Иванов А.В., Донская Т.В., Мотова З.Л.,
Решетов Е.В. Докембрийская алмазоносность
Сибирской платформы: аргументы и факты
Голионко Б.Г. Мезоструктурные парагенезы этапа
позднепалеозойской континентальной коллизии
Западноуральской мегазоны на Южном Урале
Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Тектоническое
строение территории Стерлитамакских шиханов
Гусева Е.Н., Иванов М.А. Вулканическая активность
корон Венеры и роль рифтогенеза в их формировании
Гушина М.Ю., Моисеев А.В., Палечек Т.Н. Кремнистые
поролы в составе позлнеальбских-кампанских
пластин Алганского террейна (Корякское нагорье):
состав и условия формирования
Лербеко И М Положение Унья-Бомского террейна
в структуре Монголо-Охотского орогенного пояса
Лиденко А.Н. Симонов Л.А. Захаров В.С. Гильманова Г.З
Новейшая тектоника Сихотэ-Алиньского орогенного
пояса по ланным анализа речной сети и сейсмичности 133
Подонов К.С. Худолей А.К. Багаева А.А. Курапов М.Ю.
Берзон Е.И. Громова П.А. Структура и этапы
леформаций зоны Главного Таймырского разпома
(северо-восточный Таймыр) 138
Покукин П. 4. Кафтан В.И. Синоптические анимации
результатов многолетних ГНСС наблюлений
как средствоизучения геолинамических процессов 143
как средствоизу тения гоодинами теских процессов

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Сукнёва М.О., Вахромеев А.Г.,	
Туркина О.М., Ефремова У.С., Демонтерова Е.И.	
Палеопротерозойские гранитоиды Непско-Ботуобинской	
антеклизы – индикаторы становления Транссибирского	
орогенного пояса	149
Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Нугуманова Я.Н.,	
Избродин И.А., Крук М.Н., Изох А.Э. Неопротерозойские	
ультраосновные лампрофиры юга Сибирского кратона	
и их связь с щелочно-ультраосновным карбонатитовым	
Магматизмом	154
Ермолаев И.А., Левшунова С.П. Политический аспект	
изучения геологического строения Антарктиды	159
Ерофеева К.Г., Самсонов А.В. Состав и этапы	
формирования Токкинского фрагмента Токко-	
Ханинского ТТГ-зеленокаменного пояса	161
Жимулев Ф.И., Котляров А.В., Фидлер М.А., Бехтерев Н.А.	
Состав, геологическое строение и модель формирования	
субдукционного меланжа Аламбайской офиолитовой	
зоны Салаира (северо-запад Центрально-Азиатского	
складчатого пояса)	165
Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В., Коротких Е.Г.,	
Шкарубо С.И. Тектоническое развитие пролива Фрама	
в позднем миоцене	168
Захаров В.Г. Оппозиция гидролого-климатических	
и атмосферных процессов вдоль трассы Севморпути	
в XX–XXI вв	174
Зубков М.Ю. Использование тектонофизического	
моделирования при прогнозе углеводородных залежей	
в бажено-абалакском комплексе Западной Сибири	180
Зыков Д.С., Полещук А.В., Колодяжный С.Ю. Характер	
и признаки неотектонического развития района	
Молого-Шекснинской депрессии (Русская плита)	184
Кафтан В.И., Дзебоев Б.А., Маневич А.И., Татаринов В.Н.	
Вековая история изучения современных вертикальных	
движений земной коры Кавказа в аспекте геодинамических	
и тектонических представлений	188
Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. Геодинамика	
центральной части Центрально-Азиатского складчатого	
пояса	193
Козаков И.К., Аносова М.О., Кирнозова Т.И., Плоткина Ю.В.,	
Толмачева Е.В., Эрдэнэжаргал Ч. Полиметаморфизм	
в геологическом развитии Южно-Алтайского	

метаморфического пояса, Центрально-Азиатский
складчатый пояс196
Колодяжный С.Ю., Махиня Е.И., Шалаева Е.А.,
Данцова К.И. Особенности позднеальпийской тектоники
Адыгейского сектора Большого Кавказа202
Корженков А.М., Анарбаев А.А., Кубаев С.Ш., Караева З.А.,
Бекмирзаев И., Корженкова Л.А., Сенцов А.А.
Баландтепа – руины раннесредневекового города
Баб (Пап) на Великом шелковом пути (Ферганская
долина, Узбекистан), разрушенного землетрясениями
Корнеев А.А., Лошакова И.Ф., Кирсанов А.М., Баранова Н.И.
Перспективы нефтегазоносности Носковско-Агапского
и Рассохинского НГР по результатам новых
геологоразведочных работ212
Королева О.В., Прокопьев А.В., Камо С.Л., Эрнст Р.Е.,
Полянский О.П. Новый U-Pb возраст Якутско-Вилюйской
крупной изверженной провинции и ее связь
с позднедевонскими биотическими кризисами
Коротаев М.В., Правикова Н.В., Никишин А.М. Трехмерная
модель теплового поля Южно-Чукотского моря
как отражение геологической истории
Корпач С.В. Аккомодационные структуры Ыгыаттинской
впадины
Костылева В.В., Герцева М.В., Герасимова М.В.
Среднеюрские отложения Нагонджинского террейна:
минерально-терригенные ассоциации песчаников
и ограничения при палеореконструкциях
Котлер П.Д., Хромых С.В., Куликова А.В., Саетгалеева Я.Я.
Косая коллизия: терминология и пример Восточного
Казахстана228
Кочнев Б.Б., Ветрова Н.И., Ветров Е.В. Базальные горизонты
баратальской серии Горного Алтая: первые С-изотопные
данные и геологическая интерпретация230
Красильников А.С., Иванов М.А., Красильников С.С.,
Хэд Дж. У. Структурные особенности предполагаемого
места посадки миссии Артемида в южной полярной
области Луны234
Кузин А.М. О продолжении Транссибирского линеамента
на Восточно-Европейскую платформу237
Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Латышева И.В.,
Федюкин И.В., Новикова А.С., Маслова О.А., Данцова К.И.,
<i>Дубенский А.С., Ерофеева К.Г., Шешуков В.С.</i> Возрасты
детритового циркона из песков белореченской свиты
--
(западное Предкавказье): предварительные выводы
о ее возрасте и о времени начала образования новеишего
орогена Большого Кавказа
Куйбида М.Л., Шелепов Я.Ю., Яковлев В.А., Чугаев А.В.,
Викентьев И.В. Геохимический состав живет-франских
базальтов СЗ части Рудного Алтая (Шипунихинская
рифтовая зона) как индикатор эволюции их мантийных
ИСТОЧНИКОВ
Куликова А.В., Нургалиев Д.К., Красильников П.А.,
Буслов М.М., Семенова Д.В., Миннебаев К.Р., Котлер П.Д.,
Саетгалеева Я.Я. Термотектоническая эволюция
Южно-Татарского свода и прилегающих территорий
по данным трекового анализа апатита из пород
кристаллического фундамента
Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л., Полякова Е.В.
Современные движения земной коры на площади
тектонических узлов Севера Русской плиты
и их отражение в современном рельефе
<i>Леонов М.Г.</i> Рифтогенные провинции типа «бассейнов
и хребтов» в структуре мезозойско-кайнозойских
подвижных поясов
Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Школьник С.И., Летникова А.Ф.
Магматические и осадочные комплексы-индикаторы
рифтогенеза в структурах юго-запада Сибирской
платформы в позднем рифеи и венде
Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских
тектонических событий на западной окраине Сибирского
кратона на примере ангарского комплекса Енисейского
кряжа
Лобковский Л.И., Баранов А.А., Бобров А.М., Чуваев А.В.
Геодинамическая 3Д модель современной Земли
и ее связь с процессами вулканизма и рифтогенеза
Лучицкая М.В., Герцева М.В., Ганелин А.В., Сысоев И.В.,
Катков С.М., Маскаев М.В., Алексеев Д.В., Травин А.В.
Позднеюрско-раннемеловой гранитоидный магматизм
Верхояно-Чукотских мезозоид

Научное издание

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ: ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ-2024

Материалы LV Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 12.01.2024 Формат 62×94¹/₁₆. Бумага офсет № 1,80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 18,5 п.л. Тираж 25 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.