

Материалы 47 (XLVII) тектонического совещания. Том I. 2015



**МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ**

Том I

**МОСКВА
2015**

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

**ТЕКТОНИКА
И ГЕОДИНАМИКА
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
И ОКЕАНИЧЕСКОЙ
ЛИТОСФЕРЫ: ОБЩИЕ
И РЕГИОНАЛЬНЫЕ
АСПЕКТЫ**



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

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ:
ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ**

Материалы XLVII Тектонического совещания

Том 1

Москва
ГЕОС
2015

УДК 549.903.55(1)

ББК 26.323

Т 67

Тектоника и геодинамика континентальной и океанической ли-

тосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII

Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2015. 320 с.

ISBN 978-5-89118-693-4

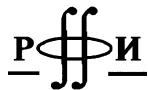
Ответственные редакторы

К.Е. Дегтярев, Н.Б. Кузнецов

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке

Российского фонда фундаментальных исследований

по проекту № 15-05-20053



*На 1-ой стр. обложки: Складки в кремнистых породах верхнего кембрия
(Северный Казахстан, бассейн р. Аксу). Фото Т.Ю. Толмачевой.*

© ГИН РАН, 2015

© ГЕОС, 2015

Офиолиты и нефтегазоносность (на примере Ахтырско-Тырнаузской офиолитовой и Анастасьевско-Троицкой нефтяной зон Кавказа)

В Сирии 1 газовое и 7 нефтяных месторождений, приуроченных к Месопотамскому краевому прогибу, граничащему с Загорским складчатым поясом. В силу социально-экономических обстоятельств не удалось собрать материалы по конкретным месторождениям Сирии и поэтому пришлось обратиться к поиску их структурного эквивалента. В пределах полевых исследований кафедры нефтяной геологии КубГУ возможным структурным эквивалентом месторождениям Сирии могут быть Ахтырско-Тырнаузская офиолитовая и Анастасьевско-Троицкая нефтегазоносная зоны Кавказа (рис. 1).

Главнейшие исследования взаимоотношений платформ со складчатыми поясами принадлежат Н.С. Шатскому, который различал краевые прогибы и краевые швы [1]. Краевые прогибы состоят из впадин и выступов (Западно-Кубанская впадина и Минераловодский выступ). Приуроченность серпентинизированных гипербазитов к осевым зонам складчатых поясов была отмечена Э. Зюссом, а закономерная ассоциация с габбро, базальтами и радиоляритами позволила швейцарскому геологу Г. Штейманну выделить их в особый *офиолитовый комплекс*. Офиолитовые швы трассируют линейные формы глубинных разломов [2]. С тех пор гипербазиты считаются магматическими образованиями, а серпентиниты – продуктами их вторичного изменения. Но по мере углубленного изучения гипербазитов выяснились факты противоречащие магматической природе гипербазитов и родилась концепция гидротермально-метасоматического генезиса альпинотипных гипербазитов [3]. В последующем более четко обозначилась и тектоническая позиция офиолитов – приуроченность к эвгеосинклинальным комплексам складчатых областей и трассирующими их зонам глубинных разломов (офиолитовым швам). Факты таковы: отсутствие контактов с вмещающими породами; отсутствие ксенолитов в телах гипербазитов; пластинообразная и линзообразная бескорневая форма массивов; отсутствие даек и жил гипербазитового состава и др.

¹ Кубанский государственный университет, геологический факультет

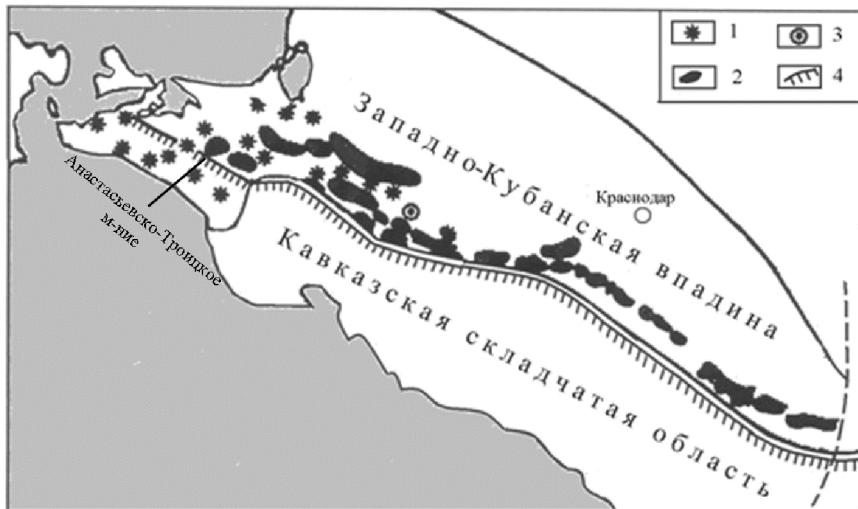


Рис. 1. Схема Анастасьевско-Троицкой и Ахтырско-Тернаузской зон: 1 – грязевые вулканы, 2 – месторождения, 3 – Краснодарская СГС, 4 – офиолитовая зона

Для нефтяной геологии важным оказалось то, что формирование офиолитов происходило в морских условиях с базальтовым вулканизмом и накоплением песчано-глинистых пород с повышенным содержанием углерода. На контакте с гипербазитами наблюдаются пачки кварцитов, доломитов, офиокальцитов.

К петрологическим особенностям офиолитов относится преобладание серпентинитов, а в тех случаях когда они прорваны габброидами – дунитов и смектитов; близкий минеральный состав с удивительным однообразием оливина (форстерита); повышенная магнезиальность вмещающих пород (доломиты, хлориты) и глиноземистость (лавсонит-глауконитовые сланцы, амфиболиты, дистен-силлиманитовые сланцы); контрастный состав силицитов, натровый состав массивов (альбиты, жадеиты).

Достоверность связи нефтегазоносности с офиолитами проверена на примере Ахтырско-Тирнаузской офиолитовой и Анастасьевско-Троицкой нефтегазоносной зон Кавказа. Отдельные выходы офиолитов на поверхности наблюдаются в передовом хребте Кавказа (верховья рек Бероя, Б. Лаба, Кубань) и по магнитометрии прослеживаются в северо-западном направлении вдоль Ахтырского разлома [4]. Ахтырско-Тирнаузский шов следует рассматривать как палеосейсмофокальную зону ме-

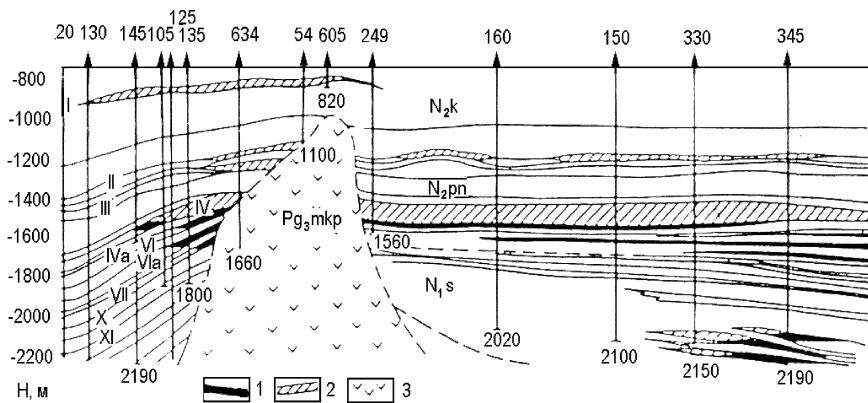


Рис. 2. Анастасьевско-Троицкое месторождение: 1 – нефть, 2 – газ, 3 – диапир майкопских глин

жду Западно-Кубанским палеожелобом и Западно-Кавказской островной дугой до сих пор сохраняющую сейсмическую активность.

Анастасьевско-Троицкая зона нефтегазоносности приурочена к области с отрицательными магнитными аномалиями, которая примыкает к офиолитовому шву. Они сформированы в результате заполнения желоба осадками и превращения его в *краевой прогиб* с ловушками нефти и газа (рис. 2). Явление диапироза указывает на связь месторождения с дегазацией Земли [5].

Другим примером превращения желоба в краевой прогиб может служить впадина Дерюгина в Охотском море. Офиолиты выходят на поверхность на полуострове Шмидта и, судя по магнитометрии, корнями уходят до верхней мантии. Эта зона в Охотском море прослеживается по магнитным аномалиям (2000 Гамм) на 1200 км при ширине 30 км. С магнитными аномалиями совпадают гравитационные (988 мгк) [6].

В последнее время появились статьи, в которых авторы обосновывают связь нефтегазоносности с офиолитами [5, 7, 8].

Литература

- Пуциаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: изд-во АН СССР, 1959. 153 с.
- Пейве А.В. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Избранные труды. М.: Наука, 1990. 352 с.
- Велинский В.В. Концепция гидротермально-метасоматического происхождения альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1992. 69 с.

4. Магматические формации Кавказа и Юго-Восточной Европейской платформы // Сб. статей. М.: Наука, 1977. 318 с.
5. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Сорохтин О.Г., Донгорян Л.Ш. Серпентиниты океанической коры – источник образования углеводородов. // Геология нефти и газа, 2002. № 3. С. 37–41.
6. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Подъем и преобразование мантийных углеводородных флюидов в связи с формированием офиолитового диапира. // Генезис углеводородных флюидов и месторождений: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2006. С. 56–55.
7. Родников А.Г. Роль глубинных процессов в формировании осадочных бассейнов. // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2008. С. 286–295.
8. Астафьев Д.А. Роль экзогенных планетарных геодинамических процессов в формировании осадочных и нефтегазоносных бассейнов. // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Тез. докл. М.: ГЕОС, 2008. С. 206–215.

**Акимова С.В.¹, Галле И.², Аникин И.С.³, Фатьков А.М.³,
Мазуркевич А.Н.⁴, Долбунова Е.В.⁴**

**Оценка перспективности изделий из обожженной глины
из археологических раскопок селища Большое Саврасово-2
(Московская область), Новоиерусалимского монастыря
(Московская область), селения Ракушечный Яр
(Ростовская область) для археомагнитных исследований**

Археомагнитные исследования являются весьма перспективными для изучения эволюции магнитного поля Земли в исторический период времени. Основной целью данных исследований является изучение пространственно-временных изменений геомагнитного поля и связи вариаций магнитного поля Земли с другими геологическими процессами.

¹ Институт Физики Земли РАН

² Institut de Physique du Globe de Paris

³ Институт Археологии РАН

⁴ Государственный Эрмитаж

Объектами настоящего исследования являются образцы изделий из обожженной глины из археологических раскопок селища Большое Саврасово (Московская область), Ракушечный Яр (Ростовская область). Преимуществом данного материала является наличие точных датировок образцов, полученных археологическими методами.

Данное исследование позволяет произвести отбраковку образцов для последующего изучения термомагнитным методом Телье [5], широко использующимся для определения H_{dr} с использованием трехосного вибрационного магнитометра «Triaxe» [4]. Метод Телье и его модификации предполагают нагрев образцов до высоких температур, поэтому на первоначальном этапе необходимо изучить устойчивость магнитных минералов исследуемых образцов к нагревам и оценить их перспективность для дальнейших исследований, что и стало основной целью настоящей работы.

Изучение стабильности магнитной восприимчивости в процессе нагревов ($k(T)$) проводилось с помощью приборов MFK1-FA Kappabridge и KLY-3 с приставкой CS (AGICO, Чехия). В связи с тем, что чаще всего определение напряженности, согласно методике [4] производится в интервале температур до 450–550 °C. Мы проводили изучение изменчивости магнитной восприимчивости до 500–550 °C.

В случае стабильности магнитных минералов, входящих в состав материала, из которого изготовлен фрагмент, наблюдается подобие кривых зависимости $k(T)$ в ходе нагрева и охлаждения. Такие образцы являются перспективными для дальнейших исследований.

Объекты исследований:

Селище Большое Саврасово-2, Московская область, Ленинский район. Вторая половина XV–XVI вв.

Образцы представляют собой черепки керамических сосудов различных размеров (от 1–2 см до 4–5 см по одной стороне), изготовленных из различных видов глины. Присутствуют черепки красного цвета, изготовленные из тонкодисперсной глины. Преобладают средних размеров (2–4) черепки белого цвета, изготовленных из глины преимущественно каолинитового состава, с большим количеством неоднородностей. При измерениях использовался одинаковый объем и примерно одинаковая плотность образцов, что позволяет в первом приближении сравнивать полученные значения магнитной восприимчивости. По результатам изучения кривых все образцы можно разделить на два типа.

Первый тип: фрагменты красного цвета из тонкодисперсной глины однородного состава, характеризуются более высокими значениями магнитной восприимчивости относительно образцов второго типа. Кривые нагрева и охлаждения подобны, что говорит о стабильности магнитной

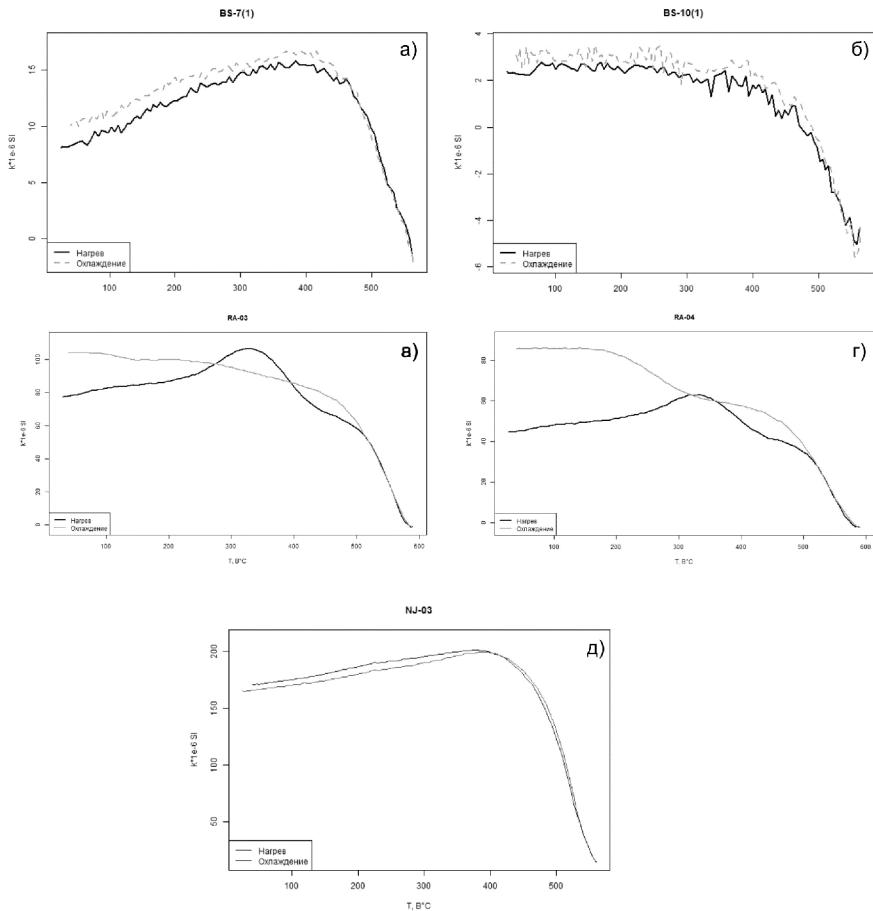


Рис. 1. График зависимости $k(T)$ образцов изделий из обожженной глины

восприимчивости. Пример кривой первого типа представлен на рисунке 1а.

Второй тип: фрагменты, изготовленные из белой глины, преимущественно каолинитового состава, с включениями, характеризуется более низкими значениями магнитной восприимчивости, относительно образцов первого типа. Кривые нагрева и охлаждения практически совпадают, что говорит о стабильности магнитных свойств. Пример кривой второго типа показан на рис. 1б.

Ракушечный Яр, Ростовская область. Нижний неолит: VII тыс. до н.э.

Памятник находится на северо-западе оконечности современного острова Поперечный, расположенный в русле реки Дон. Четко выраженная литология этого памятника позволила Т.Д. Белановской выделить здесь 23 культурных слоя, из которых слои 9-23 были отнесены к раннему неолиту [1],[2]

Образцы из данного местонахождения представляют собой небольшие (от 0,5 мм до 1-2 см) фрагменты керамики темно-серого, черного цвета. В целом, образцы являются слабомагнитными. Кривые нагрева и охлаждения не совпадают ни по форме, ни по значениям, что говорит о нестабильности магнитных свойств данных образцов. Пример графика зависимости $k(T)$ показан на рис. 1в, г.

Новоиерусалимский монастырь, Московская область.

Монастырь основан в 1656 году патриархом Никоном, по замыслу которого под Москвой должен был быть воссоздан комплекс святых мест Палестины [5].

Образцы представляют собой фрагменты изразцов, изготовленные из красной глины. Наблюдается подобие кривых нагрева и охлаждения, из чего можно заключить о стабильности магнитной восприимчивости магнитных минералов, входящих в состав глины. Это позволяет оценить образцы из данной коллекции как перспективные. Пример кривых показан на рис. 1д.

По результатам проведенных исследований, авторами сделаны следующие выводы:

1. Перспективными для дальнейшего изучения термомагнитным методом являются образцы из местонахождений Селище Большое Саврасово-2 и монастыря Новый Иерусалим, т.к. кривые нагрева и охлаждения подобны, что говорит о стабильности магнитных свойств минералов, входящих в состав материала, из которого изготовлены образцы.

2. Исходя из того, что кривые нагрева и охлаждения, полученные при изучении образцов из археологических раскопок поселения Ракушечный Яр, не являются подобными, можно сделать вывод о непригодности последних к дальнейшему изучению.

Литература

1. Белановская Т.Д. Из древнейшего прошлого Нижнего Подонья: поселение времени неолита и энеолита Ракушечный Яр. С-Пб.: Изд-во СПбГУ, 1995. 200 с.
2. Воскресенские монастыри // Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона: В 86 томах (82 т. и 4 доп.). СПб., 1890—1907.

3. Мазуркевич А.Н., Долбунова Е.В., Кулькова М.А. Керамические традиции в раннем неолите Восточной Европы // Российский археол. Ежегодник 2013. № 3. С. 27-110.
4. Le Goff M., Gallet Y. A new three-axis vibrating sample magnetometer for continuous high-temperature magnetization measurements: applications to paleo- and archeo-intensity determinations // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 229. P. 31-43.
5. Thellier E., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // Ann. Geophys. 1959. V. 15. P. 285–378.

А.В. Артамонов¹

Формирование внутриплитных поднятий в океане: спорные моменты

Одной из наиболее дискуссионных проблем современной геодинамики остается формирование внутриплитных океанических поднятий. Это лишь часть более масштабного явления, приводящего к образованию так называемых Больших Магматических Провинций, которые широко распространены также и на континентах, и в зонах перехода океан-континент.

Концепция тектоники плит связывает проявления тектоно-магматических процессов, в первую очередь, с границами литосферных плит. Наличие внутриплитной тектоники и магматизма и связанных с ними структур изначально не вполне укладывалось в исходные постулаты модели. Основываясь, в первую очередь, на часто наблюдаемом закономерном изменении возраста вулканизма вдоль линейно-вытянутых внутриплитных поднятий в океане в начале 70-х годов прошлого века была сформулирована гипотеза о так называемых «горячих точках», которая к настоящему времени, вошла во все учебники как составная часть общей концепции. В подавляющем большинстве случаев, для объяснения процессов приведших к образованию любых внутриплитных поднятий в океане используется идея о некоем универсальном механизме, связанным с существованием мантийных вертикальных потоков вещества (плюмов) и их взаимодействием с движущейся литосферной плитой.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Основными положениями данной гипотезы являются, во-первых, очень большая глубина образования мантийных плюмов (наиболее часто ~ 2900 км); во-вторых, их стационарность и, наконец, весьма значительная длительность их существования.

В океане к внутриплитным относятся разнообразные по своей морфологии и размерам поднятия. Это и линейно-глыбовые (асейсмичные) хребты, и крупные подводные плато, и линейно-вытянутые цепи вулканических подводных гор. Широко распространены архипелаги, отдельные острова, подводные горы и гайоты. Наиболее общими признаками для них являются связь с процессами магматизма и существенно увеличенная мощность коры. Наряду с этим внутриплитные поднятия Мирового океана очень разнообразны по морфологии, времени формирования и геохимическим особенностям вулканизма. В последнее время становится все нагляднее, что все большее количество получаемых новых данных по строению конкретных структур и составу слагающих их пород не укладывается в предлагаемую модель. В частности, далеко не всегда наблюдается закономерное изменение возраста вулканизма вдоль простирания поднятий. Появляются данные, противоречащие тезису о стационарности мантийных плюмов.

Это требует поиска объяснений наблюдаемым фактам. Попытки модернизации плюмовой модели приводят, зачастую, к ее весьма существенному усложнению [1]. На мой взгляд, это связано с попытками авторов предложить единую универсальную схему формирования для всех типов внутриплитных поднятий в океане. Но в свете появляющихся новых фактов возникает вопрос, насколько это возможно и необходимо?

Крупные подводные поднятия разного возраста и расположенные в разных частях Мирового океана обладают сложным расчлененным глыбовым рельефом. Отдельные их блоки, на несколько километров поднятые над абиссалью, разделены глубокими трогами (поднятие Шатского, Хесса и Риу-Гранди, плато Кергелен и Манихики, Восточно-Индийский, Мальдивский, Маскаренский и Китовый хребты). Крутые уступы внешней границы, форма поднятий, наличие глубоких трогов, делящих их на сегменты, позволяют предполагать существенное влияние тектонических процессов на их формирование. Логично предположить, что эти процессы проявились не только после фазы вулканизма, но наоборот вулканализм связан с областью тектонических напряжений.

Анализ данных спутниковой альтиметрии и батиметрических исследований показал сопряженность отдельных линейных поднятий с крупными разломными зонами Тихого океана. Выявляется вполне закономерная сеть структурных «мегатрендов» на океанической коре [2]. Восточно-Индийский хребет входит в систему протяженных меридиональ-

ных разломов, расположенных как к востоку, так и к западу от него. Параллельно ему в западной части Индийского океана расположен Мальдивский хребет. В Атлантическом океане внутриплитные поднятия представлены подводными хребтами, многочисленными группами вулканических подводных гор и островов (Китовый хребет, Канарские о-ва и др.). Расположение большинства этих структур в южной и центральной Атлантике выглядит вполне закономерно и близко симметрично относительно САХ. Условия плюмовой модели в первом приближении соблюдаются для Китового хребта. Для многих других поднятий Атлантического океана наблюдаемые факты не укладываются в модельные постулаты. Наиболее ярко это проявляется в не соблюдении условия закономерного изменения возраста вулканизма вдоль простирания структуры (Камерунская вулканическая линия, острова Зеленого мыса, Канарские острова).

Подобные факты позволяет рассматривать связь вулканизма, с разломными зонами как возможную причину формирования внутриплитных поднятий. Идея о возникновении вулканических построек на «острие» постепенно раскрывающегося разлома, с образованием в результате вулканической цепи продолжает оставаться основной альтернативой концепции мантийных плюмов. В разное время были предложены различные гипотезы, объясняющие образование разломных зон в океанической коре и связь внутриплитного вулканизма с этими зонами [3 и др.]. Чаще всего эти гипотезы не получали широкого признания по причине того, что предложенный механизм не является достаточно универсальным.

Наблюдаемые факты позволяют предполагать закономерность в распределении разломных зон на океанической коре и, в ряде случаев, соизменение разломных зон с внутриплитными поднятиями. Рассмотрение влияния вращения Земли на процессы в ее твердых оболочках может стать одним из возможных путей для объяснения подобных фактов. Начиная с 60-х годов прошлого века, проводились работы по поиску закономерностей в положении и ориентации разломов и других линейных структур, выраженных в рельефе материков и океанов. В результате этих работ выявлено конечное число закономерно ориентированных систем линейных структур, как на континентальной, так и на океанической коре Земли, образующих так называемую «систему планетарной трещиноватости». Выделяется 4 главных системы такой регматической решетки: субширотная, субмеридиональная и диагональные СВ и ЮВ простираций [4, 5]. Влияние ротационной составляющей на образование в земной коре разломной сети, способной в свою очередь приводить в отдельных случаях к формированию поднятий может быть еще одной

альтернативой плюмовой модели при объяснении особенностей строения конкретных внутриплитных океанических поднятий.

Внутриплитный вулканизм в океане весьма разнообразен как по набору пород, так и по их геохимическому составу. В особенности это относится к вулканизму островов, где отмечаются более широкий спектр магматических пород и наиболее экстремальные их составы, по сравнению с подводными поднятиями. Вулканиты подводных внутриплитных поднятий, чаще всего, обладают характерными геохимическими особенностями, отличающими их как от толеитов СОХ, так и от базальтов островов. При этом, в ряде случаев, их фундамент слагают базальты аналогичные нормальным или обогащенным базальтам СОХ (например, Мальдивский и Маскаренский хребты) [6]. Эти факты вызывают сомнения в необходимости привлечения сверхглубинных уровней Земли для образования наблюдавшихся составов. Представляется, что подобные геохимические особенности пород могут быть объяснены и различиями в параметрах плавления вещества верхней мантии. К таким параметрам могут быть отнесены давление, температура, глубина образования первичного расплава, исходный состав мантийного субстрата на разных глубинных и латеральных уровнях и степень его плавления.

Предположение о сверхглубинности зарождения мантийных плюмов и значительном времени их функционирования неизбежно приводит к вопросу соотношении идеи конвективного круговорота вещества мантии и существования, в то же время, долгоживущих глубинных мантийных потоков, практически не участвующих в этом процессе? Достаточно убедительного ответа на этот вопрос пока так и не предложено.

Для начала процесса плавления вещества необходимо наличие как минимум одного из трех факторов: повышения температуры, сброса давления или наличия достаточного количества флюидной фазы определенного состава. Образование разломных зон, очевидно, может быть ответственно за сброс давления на глубине, и способно спровоцировать декомпрессионное плавление мантийного субстрата. Кроме того, наличие таких зон может стимулировать возможную локализацию в этих областях глубинных флюидных потоков, являющихся хорошим теплоносителем. Здесь, по-видимому, нужно говорить преимущественно о глубинных потоках водорода. Присутствие таких глубинных высокотемпературных флюидных потоков может оказывать очень существенное влияние на процессы плавления верхнемантийного вещества. Выражаться это влияние может как в виде прямого повышения температуры, так и в виде насыщения верхних уровней мантии флюидной фазой, наличие которой может снижать температуру плавления мантийных пород. При продвижении флюидных потоков в верхние горизонты мантии доля воды в них, по-

видимому, будет увеличиваться, что должно способствовать большому объему плавления.

Если предположить, что в качестве мантийных плюмов можно рассматривать глубинные высокотемпературные флюидные потоки, то многие факты выглядят вполне объяснимо. Подобный подход позволяет исключить необходимость движения нижнемантийного вещества через всю толщу мантии и кору, которого требует концепция мантийных плюмов. При этом она не достаточно убедительно объясняет механизм продвижения вещества плюма от места зарождения в низах мантии до поверхности. Движение флюидного потока сквозь толщу твердого кристаллического вещества мантии представляется все же менее проблематичным, чем тысячекилометровый путь нижнемантийного вещества к поверхности Земли.

Таким образом, проблема формирования внутриплитных поднятий в океане еще далека от окончательного решения. Чтобы приблизится к пониманию причин и механизмов их образования необходим комплексный анализ имеющихся разнообразных данных по конкретным структурам. Именно подобный анализ должен быть приоритетом для выбора модели формирования конкретного поднятия, а не постулаты той или иной гипотезы.

Литература

1. *Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 205. P. 295-308.
2. *Smoot N.C.* Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific Ocean Basin: a case of the Mid-Pacific mountains // *Geomorphology*. 1999. V. 30. P. 323-356.
3. *Turcotte D.L., Oxburgh E.R.* Mid-plate tectonics // *Nature*. 1973. V. 244. P. 337-339.
4. *Анохин В.М.* О закономерностях ориентации линейных структур дна океанов // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 5. М.: ГЕОС, 2009. С. 4-8.
5. *Долицкий А.В.* Движение географических и геомагнитных полюсов, построение и перестройка тектонических структур // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 97-108.
6. *Артамонов А.В., Золотарев Б.П.* Тектоника и магматизм внутриплитных океанических поднятий и гипотеза «горячих точек» // Геотектоника. 2008. № 1. С. 77-96.

**Е.В. Артюшков¹, И.В. Беляев², Г.С. Казанин³, Е.И. Петров⁴,
П.А. Чехович^{1,5}**

Континентальная кора глубоководных котловин и поднятий в Центральной Арктике. Механизмы погружения

В Центрально-Арктической провинции Амеразийского бассейна под слоем воды толщиной 1–4 км залегают хребет Ломоносова, котловины Подводников и Макарова и поднятие Менделеева. Если эти структуры подстилаются корой континентального типа, жестко связанной с прилегающим с юга шельфом, то согласно Конвенции ООН по морскому праву они относятся к расширенному континентальному шельфу России. Континентальная природа коры на севере хребта Ломоносова была доказана бурением дна на глубине около 1300 м [1]. Кору в котловине Подводников и на поднятии Менделеева российские ученые относят к континентальному типу [2 и др.], тогда как большинство зарубежных ученых считает, что эти структуры подстилаются океанической корой [3 и др.]. Изначальным аргументом в пользу такой точки зрения послужила большая глубина воды – 1000–2500 м на поднятии Менделеева, около 3000 м в котловине Подводников и около 4000 м в котловине Макарова. Это существенно меньше глубин в океанических котловинах (5000–5500 м). Кроме того, в указанных областях консолидированная кора характеризуется повышенными средними скоростями продольных волн, близкими к скоростям в океанической коре, что рассматривается как главный аргумент в пользу ее океанической природы. Относительно небольшую глубину воды связывают с повышенной мощностью коры в этих структурах, достигающую 10–30 км. Ее объясняют присоединением к океанической коре, образовавшейся на оси спрединга, больших масс базальтов, выплавившихся из крупного мантийного плюма. В котловине Подводников и на поднятии Менделеева отсутствуют характерные для океанической коры полосовые магнитные аномалии с чередующейся полярностью. Поэтому обычно предполагается, что океани-

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского

³ ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция

⁴ Федеральное агентство по недропользованию

⁵ Музей землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова

ческая кора образовалась в них в эпоху мелового суперхона 82–120 млн лет назад [4 и др.].

Консолидированная кора с повышенными скоростями продольных волн, утоненная до 10–20 км, существует и на континентах в ряде осадочных бассейнов, заполненных осадочными толщами мощностью до 15–20 км [5 и др.]. Сюда относятся, например, Восточно-Баренцевская, Прикаспийская, Южно-Каспийская и Северо-Чукотская впадины. В отсутствие осадков и при сохранении изостатического равновесия они были бы заполнены 5–7 км воды и могли бы рассматриваться как океанические структуры. Погружение океанической коры, образовавшейся на оси спрединга, продолжается около 80 млн лет со скоростью, быстро убывающей во времени. В указанных структурах погружение продолжалось в несколько раз дольше, и большая часть осадков накапливалась в них на поздних стадиях развития бассейна, когда погружение океанической коры уже давно закончилось бы. Такое развитие погружения может быть характерно только для коры континентального типа.

Более того, совместный анализ гравиметрических и сейсмических данных о строении коры во впадинах показал, что под разделом Мохо в них залегает слой тяжелых эклогитов мощностью порядка 20 км и более [5]. Скорости продольных волн в них близки к скоростям в мантии, и по сейсмическим данным эклогиты помещают под разделом Мохо. По своему среднему химическому составу они относятся, однако, к нижней части континентальной коры. В итоге общая мощность консолидированной коры, включая породы, расположенные как выше, так и ниже раздела Мохо, оказывается равной 35–40 км, что характерно для большинства континентальных платформ.

На поднятии Менделеева и в котловине Подводников кора имеет примерно такое же строение, как и верхняя часть консолидированной коры, расположенная над разделом Мохо в глубоких впадинах на континентах. Как показал совместный анализ сейсмических и гравиметрических данных, в глубоководных областях Центральной Арктики под разделом Мохо также залегают крупные массы тяжелых эклогитов. Поэтому и здесь общая мощность коры оказывается типичной для континентальных платформ.

Бурение на хребте Ломоносова показало, что с позднего эоцена и до раннего миоцена его кора подвергалась эрозии вблизи уровня моря [1]. В раннем миоцене произошло быстрое погружение, и размытые отложения олигоцена были перекрыты глубоководными осадками. В результате в осадочном чехле образовалось ярко выраженное региональное несогласие. Оно прослеживается на восток в котловины Подводников и Маркова и далее на поднятие Менделеева [6]. Отсюда следует, что с конца

эоцена и до раннего миоцена эти структуры также располагались вблизи уровня моря, а затем испытали быстрое погружение с образованием глубоководных впадин. Быстрое погружение коры после длительного периода относительной стабильности может происходить только на континентальной коре [7], что также указывает на ее существование в рассматриваемых областях.

Для объяснения образования глубоководных впадин на континентальной коре в Центральной Арктике обычно привлекается механизм растяжения литосферы [8]. Чтобы погрузить поверхность коры до глубин 1000-2800 м как на хребте Ломоносова и поднятие Менделеева, требуется растянуть ее на 13-48%. При этом слои доэоценовых осадков оказались бы нарушенными разрывами большой амплитуды, а фундамент был бы расколот сбросами на крупные блоки с запрокинутыми поверхностями, наклоненными на 6-16°. На сейсмических профилях, пересекающих хребет Ломоносова, котловину Подводников и поднятие Менделеева [6] доэоценовые осадки не деформированы, и это указывает на отсутствие заметного растяжения коры во время погружения в миоцене.

На сейсмических профилях, пересекающих хребет Ломоносова, котловину Подводников и поднятие Менделеева, хорошо видно строение фундамента. В нем выделяются немногочисленные сбросы, создающие в сумме лишь слабое растяжение. Оно могло обеспечить образование впадины с глубиной воды не более 100-200 м.

Быстрое погружение коры в миоцене можно связать с переходом габброидов в нижней части континентальной коры в более плотные эклогиты. В котловине Подводников с отметками глубин около 3 км залегает еще 6 км осадков. В их отсутствие и при сохранении изостатического равновесия глубина воды во впадине достигла бы 5 км. Чтобы обеспечить такое погружение без существенного растяжения, в нижней части коры из габбро должен был образоваться слой эклогитов мощностью около 20 км. Эти тяжелые породы с высокими скоростями продольных волн залегают во впадине под разделом Мохо.

Быстрое формирование глубоководных впадин в раннем миоцене можно объяснить резким ускорением метаморфизма при поступлении в кору мантийного флюида. Как и в рассмотренных выше глубоких осадочных бассейнах, инфильтрация флюида в верхнюю часть коры сопровождалась проявлением в ней умеренного метаморфизма. В результате здесь произошло повышение плотности пород и скоростей продольных волн до значений, характерных для коры океанического типа.

Таким образом, проявление быстрого высокоамплитудного погружения коры указывает на существование в рассматриваемых областях ко-

ры континентального типа. В отсутствие сильного растяжения такое погружение следует связывать с уплотнением пород в результате глубокого метаморфизма при инфильтрации в кору мантийного флюида.

Некоторыми исследователями допускается существование крупного сдвига, отделяющего хребет Ломоносова и котловину Подводников от азиатского шельфа [9]. На проведенном в 2014 г. МАГЭ субмеридиональном сейсмическом профиле через эти структуры нарушения сплошности кайнозойского осадочного чехла отсутствуют. Это исключает существование крупных сдвигов, отделяющих указанные структуры от шельфа. Анализ профиля через Чукотский шельф и поднятие Менделеева также подтверждает отсутствие крупного сдвига в зоне их сочленения.

Приведенные данные показывают, что хребет Ломоносова, котловина Подводников и поднятие Менделеева подстилаются корой континентального типа и представляют собой естественное продолжение Азиатского континента. Это позволяет рассматривать данные структуры как часть расширенного континентального шельфа Российской Федерации.

Исследования выполнялись при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00603-а).

Литература

1. Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S.C. et al. The Cenozoic paleoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. P. 601-605. doi:10.1038/nature04800
2. Поселов В.А., Автисов Г.П., Каминский В.Д. Российские Арктические геотраверсы. С-Пб., 2011. 172 с.
3. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Ed. by A.M. Spencer et al. // Arctic Petroleum Geology. Geol. Soc. Mem. 2011. V. 35. P. 771-799. Geol. Soc. of London, London.
4. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere – A Review // Tectonophysics. 2014. V. 628. P. 1-25. DOI: 10.1016/j.tecto.2014.05.033
5. Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И. Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2014. № 5-6. С. 821-846.
6. Weigelt E., Jokat W., Franke D. Seismostratigraphy of the Siberian Arctic Ocean and adjacent Laptev Sea Shelf // The Polar Petroleum Potential Conference. Norway, Stavanger 15-18 October 2013.
7. Артюшков Е.В. Континентальная кора на хребте Ломоносова, поднятии Менделеева и в котловине Макарова. Образование глубоководных впадин

дин в неогене вследствие глубокого метаморфизма в нижней коре // Геология и геофизика. 2010. № 11. С. 1515-1530.

8. Kazmin Y., Nikishin A., Glumov I., Malishev N., Petrov E. Geological structure of sedimentary sequences of the Amerasia basin in Central Arctica based on seismic data interpretation // Internat. Conf. «Geological structure and evolution problems of the Arctic basin within the Submission of the outer limits of the continental shelf of the Russian Federation in the Arctic Ocean». Saint-Petersburg, May 26-30, 2014.

9. Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasia spreading basin to Laptev Shelf transition: Structural pattern and heat flow // Geophys. J. Int. 2003. V. 152. P. 688–698.

Д.А. Астафьев¹

Глубинная структура и роль в планетарной геодинамике Земли поясов и областей субдукции

В концепции тектоники литосферных плит (ТЛП) пояса и области субдукции рассматриваются в качестве механизма компенсации спрединга океанических литосферных плит в срединно-оceanических хребтах вследствие их наращивания новообразованной корой. При этом считается, согласно общепринятой интерпретации профильных разрезов ГСЗ и сейсмографии, что литосферные плиты движутся в результате волочения их конвектируемой мантией в астеносферном слое [4,5] или в результате общемантийной конвекции. Конкретно в поясах субдукции литосферная плита изгибаются, формируя в рельфе дна глубоководный желоб, и под разными углами внедряется (втягивается, затягивается) в верхнюю мантию до глубины 670 км, где, встречая границу более плотного вещества, в некоторых случаях сгруживается или продолжает «тонуть» целиком или в виде оторвавшихся слэбов в нижней мантии вплоть до раздела ее с внешним ядром Земли. При этом считается, что погружение относительно легких слэбов связано с размягчением и снижением плотности вещества мантии под поясами субдукции, что и приводит к погружению частей океанических, реже континентальных, плит.

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия

Такое объяснение субдукции является наиболее слабым звеном в концепции ТЛП, так как приходится делать много допущений, прежде всего инверсии плотности мантийного вещества вдоль активных окраин континентов и отдельных коротких участков в областях закрывшихся палеоокеанов, например, в Средиземном море Эгейская и Калабрийская локальные зоны субдукции, в районе Загроса зона субдукции Меркан, в западной окраине Атлантического океана зона субдукции Малых Антил и др.

На сейсмомографических разрезах субдуцирующие литосферные плиты выглядят в виде сгустков «холодного, плотного» вещества с повышенными скоростями сейсмических волн. Утверждается, что в низах верхней мантии встречаются отдельные скопления такого «холодного» литосферного вещества, которые со временем, достигая критической массы, проваливаются в нижнюю мантию (аваланш [4]) и «тонут» до раздела ядро-мантия. Но при этом приходится допустить, что “размягчается” мантийное вещество не только под поясами субдукции, но и в значительных по размерам и объему областях нижней мантии под континентами. К тому же размягчение должно сопровождаться повышением температуры мантийного вещества, в котором тонут слэбы. Возникают также вопросы: почему отдельные главные пояса субдукции протягиваются на тысячи километров (Евроазиатский, Кардильеро-Андийский), а другие имеют протяженность только первые километры (Калабрийский, Иберийский, Эгейский и др.)? Как достигается баланс погружающегося в мантию вещества литосферных плит и вновь формирующегося литосферного слоя в поясах спрединга?

Кроме того, заставляет задуматься и усомниться также в механизме переноса на тысячи километров литосферных плит от поясов спрединга к поясам субдукции за счет конвекции астеносферного вещества в астеносферной оболочке толщиной 100-300 км, которая к тому же не везде прослеживается, и из каких объемов и частей мантийной оболочки наращивается новая литосфера в поясах спрединга.

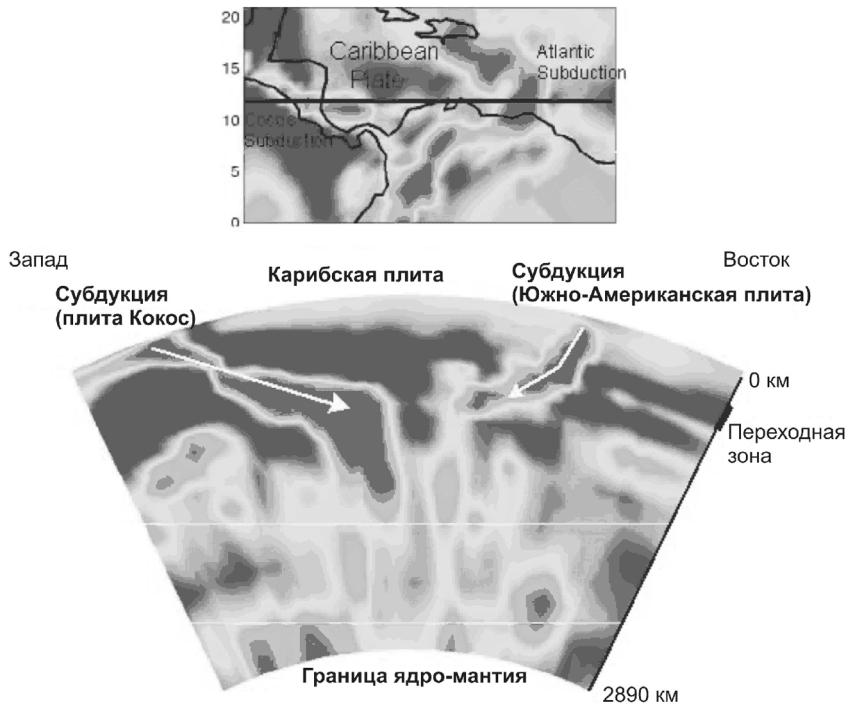
Чтобы более предметно и достоверно интерпретировать сейсмомографические разрезы и глубинные срезы необходимо прежде всего представлять геодинамический механизм, хотя исходной должна быть эта сейсмомографическая информация. Но общий совокупный объем поверхностной информации о геологическом строении земной коры, её тектонических элементов и накопленные знания в разных науках о Земле позволяют взаимообусловленно увязывать данные сейсмомографии, ГСЗ, других геофизических методов с целью воспроизведения более адекватной действительности модели строения и эволюции Земли, функционирования её геодинамического механизма. Такая методология

и логистика позволила исследовать глубинную структуру и роль поясов и областей субдукции в глобальном и планетарном геодинамическом механизме Земли и установить, что пояса и области субдукции расположены над прогнутыми на 4-5 км областями поверхности внешнего ядра в сравнении с усредненной его поверхностью, тогда как пояса спрединга расположены над приподнятыми на 4-6 км областями этой же поверхности.

На основе сейсмотомографических разрезов обосновано, что под субдуцирующими литосферными слэбами мантийное вещество на фоне оболочечного строения имеет деструктивную столбчатую субрадиальную структуру, пронизанную восходящими магматическими потоками, обусловленными декомпрессионным дискретным плавлением мантийных пород в связи с неравномерным гравитационным погружением столбчатых тел в области плавления слоя D'' на разделе ядро-мантия. Такие столбчатые структуры, распространяющиеся на всю толщину коромантийной оболочки, достоверно закартированы сейсмотомографическими профилями, например, от области субдукции Малых Антил через Карибскую коромантийную плиту и Центральноамериканский пояс субдукции плиты Кокос (рисунок) [6]. Высококачественные сейсмотомографические разрезы также получены вдоль восточной окраины Камчатки и Курило-Камчатского пояса субдукции.

Несмотря на менее выраженные на многих, особенно старых сейсмотомографических разрезах, субрадиальные мантийные неоднородности под поясами и областями субдукции, а также палеосубдукции, в том числе под орогенами, внутри и окраинноконтинентальными рифтовыми системами и осадочными бассейнами, в действительности столбчатые субрадиальные структуры на фоне оболочечного строения фактически присутствуют под всеми континентами. Они обусловлены гравитационным погружением коромантийного вещества, а по существу конвективным процессом внутри земных конвективных ячеек Бенара g -типа [1, 2].

Судя по тектонической карте мира, а также генерализованной карте напряжений в литосфере, составленной по международной программе «Литосфера», можно сделать вывод, что после распада Пангеи Вегенера коромантийная оболочка Земли состоит из трех ныне существующих группировок коромантийных секторов: Африкано-Евразиатско-Австралио-Западнотихоокеанской, Американо-Гренландской и обособленной Антарктической [1]. Существование группировок коромантийных секторов, каждая из которых образует конвективную ячейку Бенара g -типа, обусловлено дайвинг-деструктивными поясами и областями (современных субдукции и орогенеза), стягивающими континентальные и океанические коромантийные сектора, при этом пояса апвеллинга-спрединга



Изменение скоростей продольных волн на глубине 430 км под Карибским регионом в мантии в районе 12,5° С.Ш. Оба изображения показывают Южно-Американскую плиту (на востоке), пододвигающуюся под Карибскую плиту, и плиту Кокос (на западе), пододвигающуюся под Центральную Америку [White и др., 1998]. Сейсмологические и сейсмические станции в регионе распространены не достаточно густо для детального изучения погруженных частей плит.

(Составил: Rob van der Hilst).

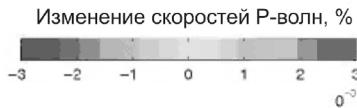


Рисунок. Сейсмотомографический профиль через Карибский бассейн[6], отражающий столбчатую структуру коромантийной оболочки Земли

являются следствием движения коромантийных секторов в направлениях к поясам и областям дайвинга-субдукции. В поясах и областях дайвинга-субдукции дискретно во времени и по простирианию происходит гравитационное погружение и радиальная деструкция погружающихся

краевых частей преимущественно океанических коромантийных секторов, а в поясах апвеллинга, напротив, происходит наращивание противоположных краевых частей этих же коромантийных секторов на всю их толщину от слоя D'' в нижней мантии до поверхности. Фактически не литосферные плиты движутся по астеносфере согласно пока господствующей концепции тектоники литосферных плит, а коромантийные сектора движутся по слою D'' на разделе ядро-мантия согласно новейшей концепции геодинамики коромантийных секторов.

Пояса и области субдукции являются главнейшим элементом планетарной магмофлюидодинамической системы Земли, включающей слой D'' с внешними слоями жидкого ядра, а также субрадиальные магматические каналы поясов и областей апвеллинга-спрединга [3]. В геодинамическом механизме Земли первичны дайвинг-субдукционные структуры, следствием которых являются области апвеллинга-спрединга. Об этом свидетельствуют участки поясов субдукции, где дайвинг-субдукционный процесс разрушает и поглощает участки апвеллинга-спрединга, например, в районе микроплиты Хуан-де-Фука, Калифорнии, Андийской. Дайвинг-субдукционные структуры формируют и удерживают вокруг себя группировки коромантийных плит (секторов), обеспечивают внутри группировок глобальную, а между группировками – общепланетарную геодинамику Земли, формирование и распад суперконтинентов (Пангей) [2], формирование рифтовых систем, осадочных бассейнов и орогенов.

Таким образом, обоснованы глубинная структура и роль в планетарной геодинамике Земли поясов и областей субдукции, формирование и распад Пангей, реальный геодинамический механизм эволюции Земли, охватывающий весь её объем, отдельно коромантийную оболочку и каждую из трех ныне существующих группировок коромантийных секторов: Африкано-Евразиатско-Австралио-Западно-Тихоокеанскую, Американо-Гренландскую и обособленную Антарктическую. В альтернативу концепции тектоники литосферных плит обоснована более совершенная концепция геодинамики коромантийных секторов Земли.

Литература

1. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники // Материалы XL Тектонич. совещ. Межведомственного тектонического комитета РАН. М.: ГЕОС, 2007. С. 31-35.

2. Астафьев Д.А. Экстремальные состояния геодинамики Земли // Материалы XL Тектонич. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 36-39.

3. Астафьев Д.А. Роль планетарной магмофлюидодинамической системы Земли в тектогенезе, бассейно- и нафтогенезе // Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь. Материалы Всероссийской конф. с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2010. С. 39-43.
4. Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хайн В.Е. Современные проблемы тектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
5. Хайн В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М.: Изд. МГУ, 1995. 480 с.
6. David C. Rubie, Rob D. van der Hilst. Processes and consequences of deep subduction: introduction // Physics of the Earth and Planet. Inter. 2001. V. 127. P. 1-7.

И.И. Бабарина, В.В. Аристов¹

**Структурная эволюция западного фланга Ольчанской
тектонической зоны Кулар-Нерского пояса
(Восточное Верхоянье)**

Расшифровка структурной эволюции Кулар-Нерского пояса, находящегося в зоне сочленения Колымо-Омолонского микроконтинента с Верхоянской континентальной окраиной, является важной задачей для создания корректных палеогеодинамических реконструкций региона. В.С. Оксман и др. [1], предполагают ранний широтный структурный план Кулар-Нерского пояса, дискордантный по отношению к структурам западной вергентности, характеризующим расположенный к востоку Иньяли-Дебинский синклиниорий. Для проверки этого предположения нами была выбрана прилегающая к Адыча-Тарынскому разлому западная часть Ольчанской тектонической зоны Кулар-Нерского пояса (рис. 1, врезка) и использованы методы детального геологического картирования масштаба 1:2000 – 1:25000 с применением стереографического анализа.

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

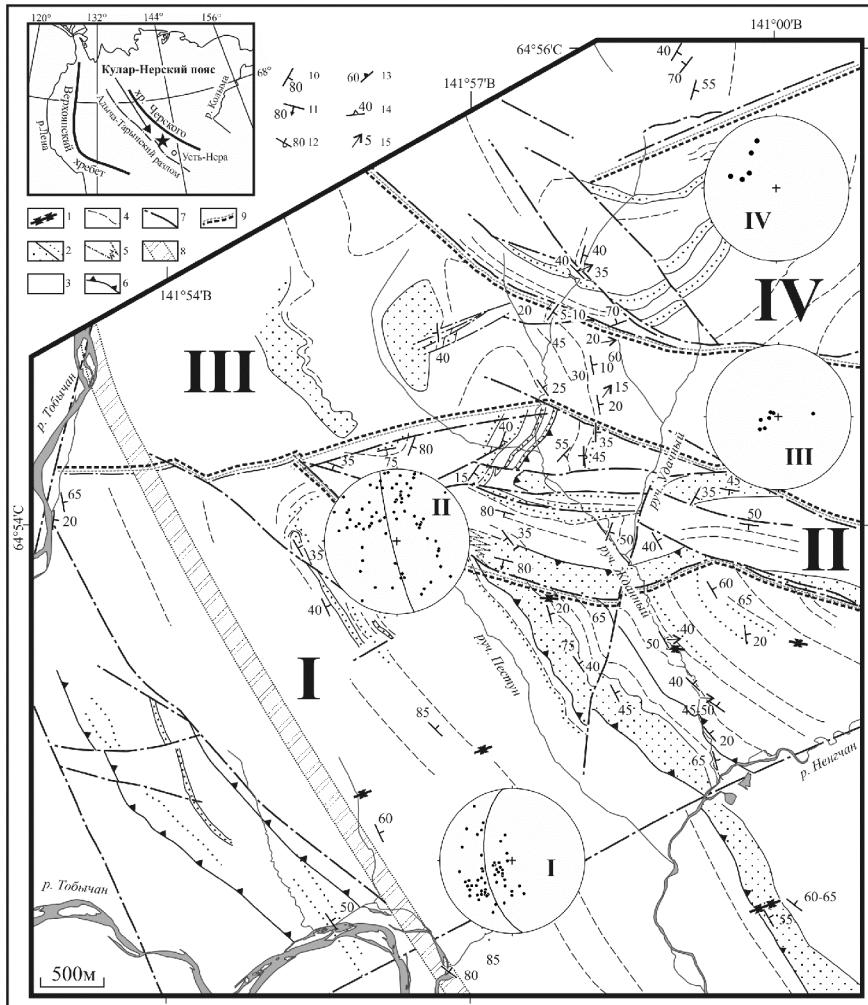


Рис. 1. Геолого-структурная схема западного фланга Ольчанской тектонической зоны Кулар-Нерского пояса.

На врезке звездочкой отмечено местоположение региона. На стереограммах (нижняя полусфера) показано распределение полюсов S_0+S_1 в доменах с однородным строением. 1 – дайки лампрофиров ($J_3-K_1?$); 2, 3 – комплексы T_3 ; 2 – массивные песчаники и их прослои, 3 – алевролиты и алевропесчаники; 4 – структурные линии; 5 – фациальные границы; 6 – внутриформационные срывы D_1 ; 7 – разрывы D_2 ; 8 – зона нарушений D_3 ; 9 – границы доменов D_2 ; 10–15 – элементы залегания: 10 – слоистости S_0 , в том числе 11 – нормальное и 12 – опрокинутое залегание; 13 – сланцеватости S_1 ; 14 – кливажа S_2 ; 15 – бороздчатости и шарниров складок F_2 .

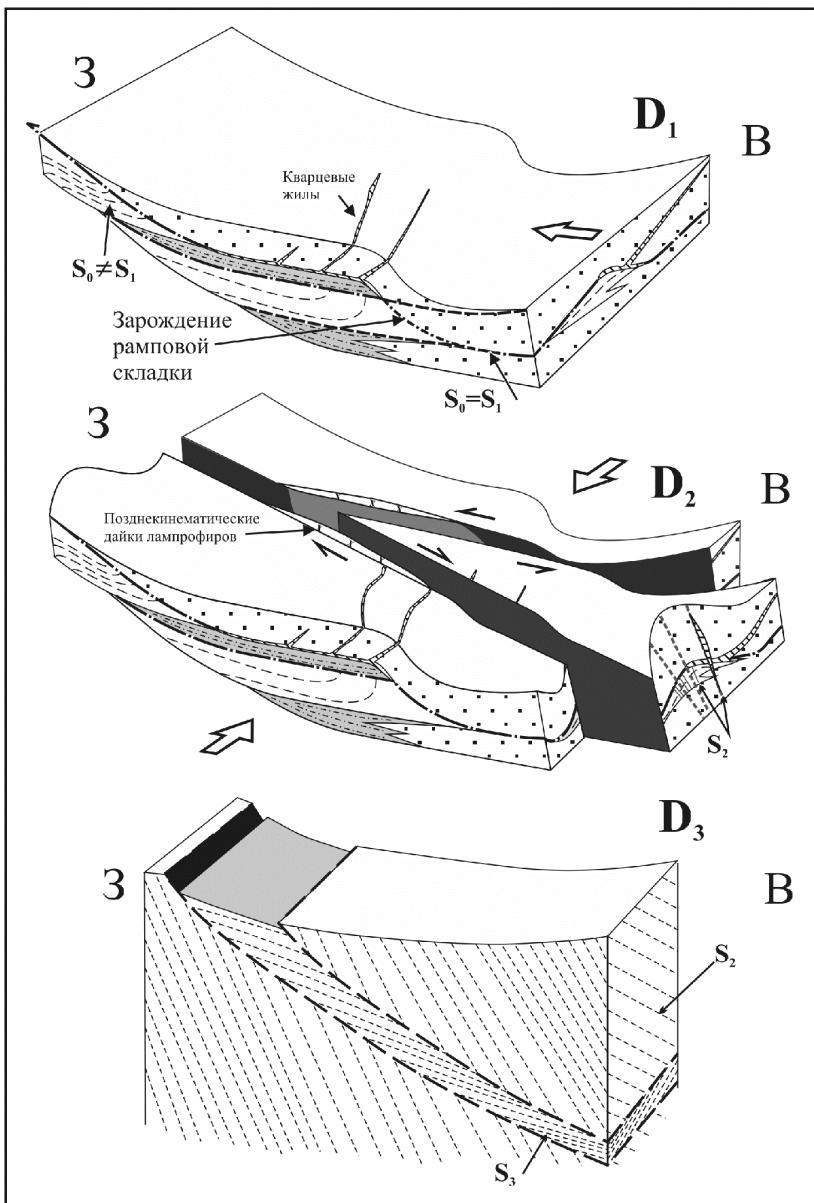


Рис. 2. Этапы структурной эволюции западного фланга Ольчанской тектонической зоны Кулар-Нерского пояса

Площадь сложена фациально изменчивыми песчано-глинистыми отложениями подводной дельты Т₃, преобразованными в начальной стадии метагенеза.

Нами установлены структуры, образованные в три этапа (рис. 2).

На первом этапе D₁ в результате сжатия, направленного с востока на запад, сформировались:

- Послойные внутриформационные срываы вдоль контактов глинистых и песчанистых пачек. Близкорасположенные срываы образуют надвиговые дуплексы с подворотом слоистости в алевролитах к сорванным границам песчаников.

- Сланцеватость S₁ послойная или секущая слоистость (S₀) под острым углом избирательно развита в алевролитах и практически отсутствует в массивных песчаниках. S₁ маркируется скоплениями перераспределенных серицита, углеродистого и рудного вещества, а также метаморфогенными кварцевыми и анкерит-кварцевыми жилами.

- Кварцевые и анкерит-кварцевые жилы, ориентированные под углом к S₁, развиты либо по трещинам отрыва, либо в виде штокверка в массивных песчаниках. В глинистых и ритмичных пачках жилы образуют птигматитовые складки.

- Лежачие асимметричные складки F₁ западной вергентности, амплитудой до первых метров, приурочены к локальным срываем по сланцеватости. Шарниры складок погружаются в СВ румбах.

- Линейность (L₁) пересечения S₁ и S₀, параллельная шарнирам складок F₁.

- Открытые (взбросо-)складки F₁² и рамповые складки амплитудой до первых десятков метров, установленные в фациально неоднородных пачках.

На втором этапе D₂ в результате С-ССЗ сжатия сформировались (рис. 2):

- Вертикальные и наклонные открытые дисгармоничные складки F₂ субширотного простирания со слабо выраженной южной вергентностью и амплитудой от первых сантиметров до первых сотен метров. Угол между крыльями - 140-160°. Шарниры складок падают на ВСВ.

- Линейность (L₂) пересечения (S₀+S₁) и S₂ представлена грубой бороздчатостью.

- Кливаж S₂, круто падающий в северных румбах, характеризуется избирательностью и рефракцией в зависимости от реологических свойств пород. В замках второстепенных складок наблюдается веерообразный несовершенный кливаж. В однородных алевролитах кливаж совершенный плоскопараллельный, в массивных песчаниках он практичес-

ски не проявлен. Кливај залечиваје се хлорит-серицит-кварцевима жилами с сульфидима.

- Трећине отријава субмеридионалног простирања, залечене маломоћним кварцевима жилама.

- Сопрјежене системе сколова. По сколам развијене позднекинематичке дайки лампрофире. Највеће развијена система сколова - крутопадајуће праве сдвиговзбросе субширотног – ВСВ простирања амплитудом од првих метара до првих стотина метара с хлорит-серицит-кварцевима жилама и злато-суљидном минерализацијом. Мене развијена система – леве сдвиге СВ простирања и амплитудом до првих метара.

На плошади виделено неколико доменова етапа D₂ (рис. 1).

Хрупкие деформации этапа D₃ (рис. 2) локално пројављене у западној дијелу района, прилегајућој к Адыча-Тарынском доложивујућем разлому и, вероватно, свезане с једном од стадија његове активизације. Выделяются следующие элементы структурного парагенеза:

- Шевронные складки F₃ и кинк-зоны ССЗ простирања и амплитудом од десетак сантиметара до 10-20 метара. Угол између њихових крыльев обично саставља око 90°, замчи сломаны.

- Несовершеный кливај S₃, представљајући собой редке не минерализованые пологие трећине субмеридионалног простирања.

- Малоамплитудные надвиги и сопрјежене с њима зоны брекчиро-вания.

Выводы:

На првом етапу деформација при субширотном сжатије образовался пакет тектонических чешуја западной вергентности (псевдомоноклиналь), аналогичнији структурам Инъяли-Дебинскога синклиниорија.

На другом етапу при меридионалном сжатије на плошади сформиро-валася крупная открытая широтная синформа, амплитудом не сколько сотен метара и шириной более 5 км, разбитая на блоки у јадернога дијела. Имено такве складки рассматривалася предшественниками као одновозрастне со структурама северо-западног простирања Инъяли-Дебинскога синклиниорија. По нашему мненију, эти складки подобни и одновозрастни с пологими брахиформними складкама Адычанској зони пологих дислокација, отделеной от Кулар-Нерскога појса Адыча-Тарынским разломом.

Таким образом, структурни план Кулар-Нерскога појса сформиро-валася под влијањем процесова, пројављених у суседних тектонических зонах.

Деформации D₃ не отразили се на раније сформованој структуре Ольчанской тектонической зоны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-17-00170).

Литература

1. Оксман В.С., Суздалова Н.И., Краев А.А. Деформационные структуры и динамические обстановки формирования пород Верхнее-Индигирского района. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2005. 204 с.

М.Л. Баженов¹, Н.М. Левашова¹

Сравнение палеомагнитных полюсов по докембрию и фанерозою Балтики: просто совпадения или что-то иное?

Значение палеомагнитных данных для оценки тектонических горизонтальных перемещений устойчиво растет вглубь времен; и чем древнее объекты, тем большим монополистом становится метод. Одновременно нарастает вероятность того, что первоначальная намагниченность полностью уничтожена, а на ее месте возникла намагниченность иного направления. Вдобавок, чем древнее объекты, тем большую роль играют палеомагнитные данные по интрузиям, для которых существует мало методов проверки надежности результатов. В итоге основным доводом в пользу надежности отдельного результата становится качество выделения компонент намагниченности и, в «хорошем» случае, соотношение намагниченностей интрузий и вмещающих пород (тест обожженных контактов).

Известен и еще один критерий достоверности палеомагнитного результата: полученное направление намагниченности должно отличаться от всех более поздних палеомагнитных направлений. Для отдельных результатов такое сравнение делается часто, но нам почти неизвестно примеров систематического применения этого подхода ко всем палеомагнитным данным по докембрию какой-то платформы. Это и есть цель данной работы: сравнить палеомагнитные данные для Балтики по породам с возрастами от 2 млрд лет до 500 млн лет с кривой миграции полю-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

са (КМП) для интервала времени 0-480 млн лет. Основные характеристики проведенного анализа будут приведены во время презентации или в ответах на вопросы.

В самом общем виде результаты проведенного анализа можно сформулировать следующим образом:

1) Распределение докембрийских полюсов на сфере очень неравномерно, причем непропорционально большая их часть находится в «опасной близости» от фанерозойской кривой миграции полюса.

2) На КМП есть участки, «особо любимые» докембрийскими данными; хотя случайное совпадение палеомагнитных полюсов резко различного возраста возможно, но таких совпадений должно быть мало, что совершенно не согласуется с наблюденной картиной.

3) В таких «любимых участках» присутствуют докембрийские полюса по породам с возрастами, различающимися на сотни миллионов лет.

4) Многие выделенные группы докембрийских полюсов находятся около тех возрастных интервалов фанерозойской кривой миграции полюса, в течение которых объекты палеомагнитных исследований находились вблизи зон тектонической активности.

5) Многие докембрийские данные, если не большинство их, являются результатом последующего перемагничивания, а их использование для тектонических реконструкций, в том числе для восстановления палеогеографии суперконтинентов, является проблематичным.

Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга

Ключом к реконструкции структур погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их геодинамики могут являться структурные парагенезы, которые формируются в процессе рифтообразования и легко распознаются в современных рифтовых системах, а в палеорифтах нередко закрыты платформенным чехлом или завуалированы вследствие эрозионно-денудационных процессов. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем с палеорифтовой системой Белого моря (РСБМ) на Восточно-Европейской платформе (ВЕП), большая часть которой перекрыта платформенным чехлом и водами Белого моря, позволил реконструировать в пределах последней некоторые особенности ее строения и установить структурные парагенезы, контролирующие проявления среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции. Здесь можно выделить несколько типов структурных парагенезов.

1. Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания. Вопрос об унаследованности внутриконтинентальными рифтами более древних структур фундамента, в частности, приуроченности к гранулитовым или подвижным поясам, обсуждается в последнее время достаточно часто [3, 6, 7, 8 и др.], однако причины этого явления во многом остаются не вполне ясными. В данном случае элементы такой приуроченности наблюдаются и в древнем (рифейском) Онежско-Кандалакшском палеорифте, являющийся юго-западной ветвью РСБМ, и в современном Байкальском рифте, и в Восточно-Африканской рифтовой системе (ВАРС).

Сопоставительный анализ древней РСБМ с современными Байкальской (БРС) и Восточно-Африканской рифтовыми системами свидетельствует о том, что РСБМ имеет такую же тенденцию следовать вдоль подвижного пояса земной коры (Лапландско-Беломорский пояс), как и современные (кайнозойские) рифты, которые хоть и пересекают местами различные структурные элементы, но в целом не выходят за пределы поясов деформаций, которые, в общем плане, маркируют древние зоны сближения или столкновения литосферных плит. То есть, *рифтовые системы используют зоны слабости, в пределах которых сплоши-*

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ность литосферы уже была нарушена в прошлом. Поэтому говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом. Конфигурация рифтовых зон (систем) и их морфология, независимо от времени их формирования, подчиняются в большой степени реологическим особенностям фундамента, на котором закладывались рифты, т.е. раскол земной коры при растяжении литосферы происходил, огибая жесткие глыбы консолидированного фундамента с мощной, слабонарушенной в прошлом корой (Баргузинское сводовое поднятие в БРС, Танзанийский кратон в ВАРС и Архангельское поднятие в РСБМ).

2. Структурные особенности рифтовых парагенезов БРС и РСБМ. Как показывает сравнительный анализ, геологическое строение РСБМ характеризуется особенностями, которые типичны для БРС и для других континентальных рифтовых систем Земли: наличие протяженных глубоких трогов, асимметрия рифтовых впадин, смещение относительно мантийного выступа, ассоциация разломов со сдвиговой компонентой с нормальными сбросами, существование полого падающего сброса (детачмента), сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся в свое время зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны и др.

Однако, при сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечается отсутствие под первыми выступа аномальной мантии («рифтовой подушки»), выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Возможно, это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени.

3. Структурные парагенезы концентрических комплексов. Несмотря на различные причины образования БРС и РСБМ, обе структуры формировались в условиях растяжения литосферы как крупнейшие сдвигово-раздвиги, что привело к созданию аналогичных структурных парагенезов. Последние формируются как зоны динамического влияния при развитии разрывных структур и включают в себя линейные деструктивные поля на крыльях разрыва, образованные уже на начальной стадии его роста. Вокруг же вершин линейных разрывов возникают области концентрации напряжений и деформаций, имеющие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва область концентрации напряжений смещается вместе с его вершиной, увеличиваясь при этом в диаметре. Рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвигово-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения, характеризуются сходным структурными па-

рагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм и близким по составу магматизмом. Такие структурные парагенезы описаны в северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта [1, 2] и в краевых частях впадин БРС [5].

4. Сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных континентальных рифтов. Область горизонтального растяжения литосферы северо-восточного сегмента (в современных румбах) Восточно-Европейского кратона в среднем рифее по своим масштабам ($1000\text{км} \times 300\text{-}500\text{ км}$) вполне сопоставима с зонами растяжения литосферы крупнейших современных континентальных рифтовых систем – Восточно-Африканской и Провинции бассейнов и хребтов. В последнем случае РСБМ по своему строению, размерам и по расположению в пределах кратона очень напоминает рифтовую систему Провинции бассейнов и хребтов, хотя причины континентального рифтинга, сформировавшие эти системы, разные. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам так же, как рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов. Как установлено [4], начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется зачастую в широкой полосе, а уже потом обособляются главные рифтовые зоны.

5. Рифтовый магматизм. В отличие от грабенов Западной ветви Восточно-Африканской системы, большинства грабенов БРС и РСБМ вулканические комплексы накапливались непосредственно в грабенах восточной ветви Восточно-Африканской системы. Таким образом, рассматривая РСБМ как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма [1], можно отнести ее к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

6. Сравнительный анализ с рифтовой системой Карру. Однако, наиболее близкой по строению и своему тектоническому положению к РСБМ представляется восточноафриканская рифтовая система Карру позднепалеозойского заложения, образование которой отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента [4]. И в том, и в другом случае развитие крайних ветвей рифтовых систем отражают раскол суперконтинентов: Мезенская (Баренцевоморская) рифтовая зона – распад Палеопангеи в конце рифея, а рифтовая зона Карру прибрежной Кении – распад Гондваны в поздней юре. Внутрикратонная обстановка преобразовалась в перикратонную для РСБМ в позднем рифее, а для рифтовой системы Карру – в ранней юре.

Подводя итог сопоставлению погребенной палеорифтовой системы Белого моря с современными (кайнозойскими) и позднепалеозойскими рифтовыми системами, можно констатировать, что авлакогены северо-восточного сегмента ВЕП несут в себе все признаки рифтогенных структур, сформировавшихся в условиях транстенсионного режима, который возник при расколе суперконтинента Палеопангеи и господствовал во второй половине рифея на протяжении длительного периода на пассивной континентальной окраине палеоконтинента Балтика [1]. Несмотря на то, что процессы континентального рифтогенеза протекали в разное время и в разных геодинамических обстановках, в конечном счете, все сводилось к возникновению на различных участках континентальных плит геодинамических режимов транстенсии и/или транспресии, которые формировали сходные структурные парагенезы континентального рифтинга.

Таким образом, сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов, сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшимися зонами аккомодации со сменой полярности по простирианию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего сброса (дептчента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ РАН № 10 и грантов РФФИ № 13-05 00298 и 14-05-00149.

Литература

1. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23-38.
2. Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30-43.
3. Балуев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы междунар. науч. конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 23-27.
4. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.

5. Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие // Тектонические процессы. Докл. Сов. Геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, июль 1988). М.: Наука, 1989. С. 193-201.

6. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3-16.

7. Николаев В.Г. К проблеме унаследованности внутренеконтинентальных рифтов (авлакогенов) // Современные проблемы геологии. Тр. ГИН РАН; Вып. 565 / Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, М.Д. Хуторской. М.: Наука, 2004. С. 271-290.

8. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 1-21.

Н.А. Божко¹

О некоторых закономерностях в ходе суперконтинентальной цикличности

Суперконтинентальная цикличность [2] занимает особое место в обширной проблематике, связанной со сборкой и распадом суперконтинентов, выражающей современную парадигму геотектоники. В докладе формулируются лишь некоторые эмпирические обобщения, возникшие в результате изучения и обобщения материалов по данному глобальному процессу.

1. В ходе суперконтинентальной цикличности отмечается проявление двух типов суперконтинентальных циклов, характеризующихся соответственно рассосредоточенным и локализованным распадом суперконтинентов.

Анализ тектонических событий последних трех миллиардов лет истории Земли обнаруживает проявление двух типов суперконтинентальных циклов [2, 4]. Цикл первого типа характеризуются распадом, охватывающим относительно равномерно весь суперконтинент на относительно многочисленные континенты и океаны. Цикл второго типа характеризуются неравномерным, «неполным» распадом суперконтинен-

¹ Геологический факультет факультет МГУ, Москва, Россия

та, сконцентрированным в какой то его части, тогда как основная площадь остается вне распада. В этом случае при последующей сборке нового суперконтинента в нем образуется относительно незначительное количество коллизионных подвижных поясов, развивающихся на ювенильной коре и, следовательно, отсутствуют соответствующие массовые радиометрическими датировками, свойственные циклам первого типа, а такие циклы и суперконтиненты остаются «незамеченными». Таким образом, предположение К. Конди [7] о существовании двух типах суперконтинентальных циклов, различающихся степенью распада суперконтинентов в последние 1000 млн лет может быть распространен на 3000 млн лет истории Земли.

При этом, выявляется, что до формирования Родинии данные типы циклов последовательно сменяли друг друга в ходе единой суперконтинентальной цикличности, составляя попарно вместе мегацикли продольжительностью 800 млн лет, однако образование двух последних суперконтинентов - Паннотии и Пангеи охватывало соответственно южную и северную полусферы.

Различие в степени фрагментации суперконтинентов, отраженное в двух типах циклов, а также наметившаяся перемена стиля этого процесса на рубеже около 1000 млн лет может указывать на неоднородность мантийной конвекции и на изменения теплового режима мантии в ходе суперконтинентальной цикличности.

2. Суперконтинентальная цикличность происходила на фоне асимметрии Северного и Южного полушарий Земли, носившей знакопеременный характер.

Данная асимметрия выражается в контрастах тектонической активности северного и южного полушарий в определенном суперконтинентальном цикле, что проявляется в степени фрагментации при распаде суперконтинентов, в преобладающем развитии в одной из названных полусфер определенных тектонических элементов и внутриплитного магматизма; в разновременности сборки континентальных масс, в контрастных (центростремительных и центробежных) тенденциях развития этих полушарий [2].

Чередование концентраций тектонической активности в системе южной и северной полусфер Земли совместно со взаимосменой других антиподальных характеристик свидетельствует о ее знакопеременном характере данной асимметрии в ходе суперконтинентальной цикличности.

3. Проявления плюмового магматизма отмечаются на всех фазах суперконтинентального цикла.

История проявления плюмового внутриплитного базит-ультрабазитового магматизма выраженного коматиитами, траппами, дайковыми ком-

плексами, расслоенными интрузиями, вулканитами пассивных окраин, океаническими плато на протяжении 3500 млн лет представляет собой однообразную последовательность многочисленных дискретных импульсов, без выраженной периодичности, с интервалом в среднем около 20 млн лет [3]. Этот процесс на протяжении всей геологической истории носил однообразный непрерывно-прерывистый характер чередования относительно частых импульсов и перерывов. При этом не отмечается четкой связи данных проявлений с определенными фазами суперконтинентальных циклов. Не все эпизоды такого магматизма связываются с распадом суперконтинентов. Эти проявления, включая по масштабу и гигантские, происходили в течение всего суперконтинентального цикла, как при распаде суперконтинентов, так и в процессе их сборки.

Для объяснения этого явления возможно привлечение существующих моделей. Формирование внутриплитных магматитов первой стадии суперконтинентального цикла соответствует модели теплового экранирования, возникающего при образовании суперконтинента, а магматитов конвергентной стадии цикла – модели возникновения мантийных плumes за счет субдукционного слеба, мигрирующего вдоль границы 670 км в мантии.

4. В развитии конвергентной стадии суперконтинентального цикла происходит закономерное геодинамическое взаимодействие аккреционных и коллизионных орогенических поясов.

Специально данной проблеме посвящено сравнительно немного работ. П.А. Кэвудом [6] была установлена временная связь между коллизионными процессами связанными со сборкой Пангеи и субдукциями в аккреционных орогенических поясах локализованных вдоль окраин этого суперконтинента. Окончание конвергентных процессов во время сборки суперконтинента синхронно началу и усилению субдукции в аккреционных поясах. В.В. Балаганский [1] выявил близкую пространственно-временную последовательность при формировании Балтийского щита как фрагмента палеопротерозойского суперконтинента. Он показал, что одновременно с окончанием лапландско-кольской коллизионной орогении на юго-западной окраине Карельского кратона начались главные свекофенские аккреционные события. Результат этого исследования важен. Он показывает, что мы имеем дело с общей закономерностью, в ходе суперконтинентальных циклов начиная с раннего докембрая.

5. Суперконтинентальная цикличность развивалась на фоне тектонической унаследованности и упорядоченности структурного плана Земли.

Результаты последних мировых исследований в сочетании с давно известными данными свидетельствуют о том, что процессы распада и сборки суперконтинентов происходят не хаотически, но в рамках упоря-

доченного структурного плана Земли, со значительным влиянием фактора тектонической унаследованности. В числе наиболее весомых аргументов такого рода являются следующие:

а) Тектоническая унаследованность в виде неоднократного проявления нескольких циклов Вильсона в пределах единой зоны подвижных поясов. Яркий пример такой унаследованности - восточная континентальная окраина Северной Америки где в одной и той же полосе субмеридионального направления прошли два полных таких цикла, завершившихся формированием Гренвильского и Аппалачского орогенических поясов, связанных с формированием суперконтинентов Родиния и Пангея, и произошло раскрытии Атлантического океана, начинающее третий цикл. Детальные исследования У. Томас [9] подтвердили тектоническую унаследованность и показали существенную роль трансформных разломов древних окраин, в ее контроле.

Раскрытиям современной Южной Атлантики и Индийского океана предшествовало существование в рифее-венде океанов Адамастор и Мозамбикского.

В истории Средиземноморского полициклического межконтинентального подвижного пояса можно выделить два повторных океанических раскрытия, разделенных периодом существования Пангеи – в позднем протерозое-палеозое и мезозое-кайнозое.

б) Распад и сборка суперконтинентов вдоль высокобарических гранулито-гнейсовых поясов (ГГП). Об этом свидетельствует приуроченность ГГП к современным окраинам континентов, а также сочленение вдоль них древних континентов на палеореконструкциях [5]. Эволюция этих полициклических поясов связана с межконтинентальными коллизиями, завершающими цикл Вильсона. Для их образования наиболее обоснована коллизионная модель Гималайского типа. Она предполагает тектоническое скучивание и переутолщение коры вплоть до сдавивания ее мощности (60–80 км) в ходе континентальной коллизии, сопровождающееся гранулитовым метаморфизмом с последующей относительно быстрой экспумацией гранулитов. В свете этой модели высокобарические ГГП выступают как показатели древних межконтинентальных коллизий, а следовательно и предшествующих им раскрытий. Из этого следует, что, если в одном и том же ГГП устанавливается несколько этапов гранулитового метаморфизма, разделенных длительными интервалами в сотни млн лет, то можно предполагать, что эволюция этого пояса отмечена неоднократными межконтинентальными коллизиями и предшествующими океаническими раскрытиями. Именно такая картина вырисовывается в результате анализа эволюции ГГП, важной отличительной особенностью которых является полицикличность и полиметаморфизм.

Следовательно, ГГП фиксируют тектоническую унаследованность межконтинентальных коллизий, приводящим к сборке суперконтинентов.

Явление тектонической унаследованности исследовано детальными работами Томмаси [10] и соавторов, в которых описан глубинный контроль тектонических событий древними ослабленными зонами в листосферной мантии.

в) Между реконструкциями суперконтинентов разного возраста по палеомагнитным данным обнаруживаются значительные аналогии. Здесь следует вспомнить многие известные работы выдающегося английского палеомагнитолога Дж. Пайпера, указывающего на то, что суперконтиненты не являются хаотическими агломератами континентальной коры и предполагающего определенную упорядоченность при их сборке. В последней статье Дж. Мерта [8] отмечается сильное сходство между суперконтинентами Колумбия, Родиния и Пангея. При этом, особенную выраженную идентичность и устойчивость во времени обнаруживают сочленения Северной Америки, Балтики и Сибири, а также Австралии, Восточной Антарктиды, Индии и Мадагаскара.

Литература

1. Балаганский В.В. Лапландско-Кольская коллизионная и Свекофенская аккреционная орогении – две стадии формирования Балтийского щита как фрагмента палеопротерозойского суперконтинента // Суперконтиненты в геологическом развитии докембра: Тез. докл. С-Пб.: Институт геологии и геохронологии докембра, 2014. С. 11-13.
2. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. Ун-та. 2009. Сер. 4. Геология. № 2. С. 13-27.
3. Божко Н.А. Внутриплитный базит – ультрабазитовый магматизм во времени и в аспекте суперконтинентальной цикличности // Вестн. Моск. Ун-та. 2010. Сер. 4. Геология. № 3. С. 10-25.
4. Божко Н.А. О двух типах суперконтинентальных циклов // Вестн. Моск. Ун-та. 2011. Сер. 4. Геология. № 5. С. 15-24.
5. Божко Н.А. О пространственной упорядоченности и унаследованности в ходе глобальных тектонических процессов // Современное состояние наук о Земле: Тез. докл. М.: Изд-во Геологического ф-та МГУ им. М.В. Ломоносова, 2011. 2294 С. 251-255.
6. Cawood P.A. What drives mountain building in accretionary orogens? // Salt Lake City Annual Meeting (October 16–19, 2005). 2005. Paper No. 252-6.
7. Condie K.C. The supercontinent cycle: are there two patterns of cyclicity? // Journal of African Earth Sciences. 2002. V. 35. P. 179–183.

8. Meert J.G. Strange attractors, spiritual interlopers and lonely wanderers: The search for pre-Pangean supercontinents // Geoscience Frontiers. 2014. № 5. P. 155-166.
9. Thomas W.A. Tectonic inheritance at a continental margin // GSA Today. 2006. V. 16. № 2. P. 4-11.
10. Tommasi A., Vauchez A. Continental rifting parallel to ancient collisional belts: an effect of the mechanical anisotropy of the lithospheric mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 185. Is. 1-2. P. 199-210.

**В.С. Бочкирев, А.М. Брехунцов, И.И. Нестеров (мл),
Д.А. Огнев¹**

Основные черты тектонической эволюции нефтегазоносного Западно-Сибирского бассейна (геосинеклизы)

Огромное число глубоких скважин, пробуренных в Западной Сибири, в том числе 25, имеющих забой от 5000 м до 8250 м, совместно с материалами сейсморазведки создало основу для детального освещения тектонической эволюции мезо-кайнозойского бассейна. При этом окончательно установлено, что триасовые терригенные толщи совместно с юрскими и нижнемеловыми через Енисей-Хатангский региональный прогиб прослеживаются в Лено-Вилуйскую геосинеклизу. Западно-Сибирский бассейн как целостная единица охватывает и Южно-Карское море до Северо-Сибирского порога и далее на север деградирует.

Западно-Сибирский нефтегазоносный бассейн располагается на гетерогенном фундаменте, состоящем из области уральской консолидации – 245–250 млн лет и блоков из тиманид с возрастом 500–550 млн лет и байкалид – 625 млн лет, перекрытых осадочными чехлами со стратиграфическим диапазоном ордовик-пермь и венд-палеозой соответственно. Эти древние чехлы образуют Гыдано-Енисейский бассейн, который практически не разведен. На севере в него «вложен» верхнепалеозойский орогенный периклинальный Притаймырский прогиб. Глубокое бурение позволило установить, что Гыдано-Енисейский бассейн осложнен пермотриасовыми вулкано-тектоническими депрессиями – Коротчаевской, Светлогорской и Долгано-Малохетской, сложенными базальтами и туфами красноселькупской серии. В пределах Гыдано-Енисейского бас-

¹ Сибирский научно-аналитический центр (ОАО СибНАЦ), Тюмень, Россия

сейна и уралид выявлены выступы докембрийских пород, наиболее древние из которых по U-Pb методу по цирконам имеют абсолютный возраст 2118 млн лет.

Западно-Сибирская геосинеклиза имеет асимметричное строение (рис. 1), обусловленное сложной тектонической эволюцией, которая в определенной мере предопределена геологической предысторией. Вся юго-западная часть геосинеклизы представлена доюрским фундаментом, включающем триасовые рамповые грабены, которые сформировались в результате аркогенеза фундамента. Этот аркогенез унаследовано вызвал задержку формирования мезо-кайнозойского чехла, маркирующего региональное прогибание субстрата.

В целом эволюция бассейна явно определялась активизацией мантии с маркированием более интенсивного (глубинного?) режима, чем был при формировании пермо-триасовых траппов (таблица).

| Изотопно-гелиевая характеристика Р-Т траппов Западной Сибири и Исландии | | | | | | |
|--|------------------|-------------------------------|------------------|-------------------------------|------------|-------------------------------|
| Объект | Ен-Яхинская СГ-7 | | Тюменская СГ - 6 | | Исландия | |
| | глубина, м | ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ | глубина, м | ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ | глубина, м | ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ |
| чехол | 6800 | $60 \cdot 10^{-8}$ | 5870-5878 | $58,5 \cdot 10^{-8}$ | - | - |
| | - | - | 5758-5768 | $56,5 \cdot 10^{-8}$ | - | - |
| траппы | 7024-7183 | $7,7 \cdot 10^{-8}$ | 6600...6655 | $16 \cdot 10^{-8}$ | 0 | $4 \cdot 10^{-5}$ |

Геолого-сейсморазведочные данные однозначно показывают, что бассейн начал формироваться путем регионального пликативного прогибания Ямalo-Тазовской мегасинеклизы с двумя депоцентрами в течение интервала времени – оленек-поздний триас, то есть за 48 млн лет. Скорость прогибания в депоцентрах достигала 40 м/млн лет. Затем скорость возросла и в ранне-среднеюрское время нефтегазоносный бассейн продолжил центробежное расширение, но с некоторой асимметрией – восточная половина прогибалась интенсивней. Угленосные грабены этой эпохи заняли более южное положение и прослеживаются в широтной полосе от Южного Урала (Орский грабен) через Тургайский прогиб и Центральный Казахстан с его Майқобенской рамповой впадиной – надвиг установлен на севере грабена. Данная эпоха аркогенеза обеспечила поступление песчаного материала практически в весь бассейн.

Позднеюрская эпоха, но начиная с келловея, знаменовалась выравниванием обрамления Западно-Сибирской депрессии и поэтому в ней фор-

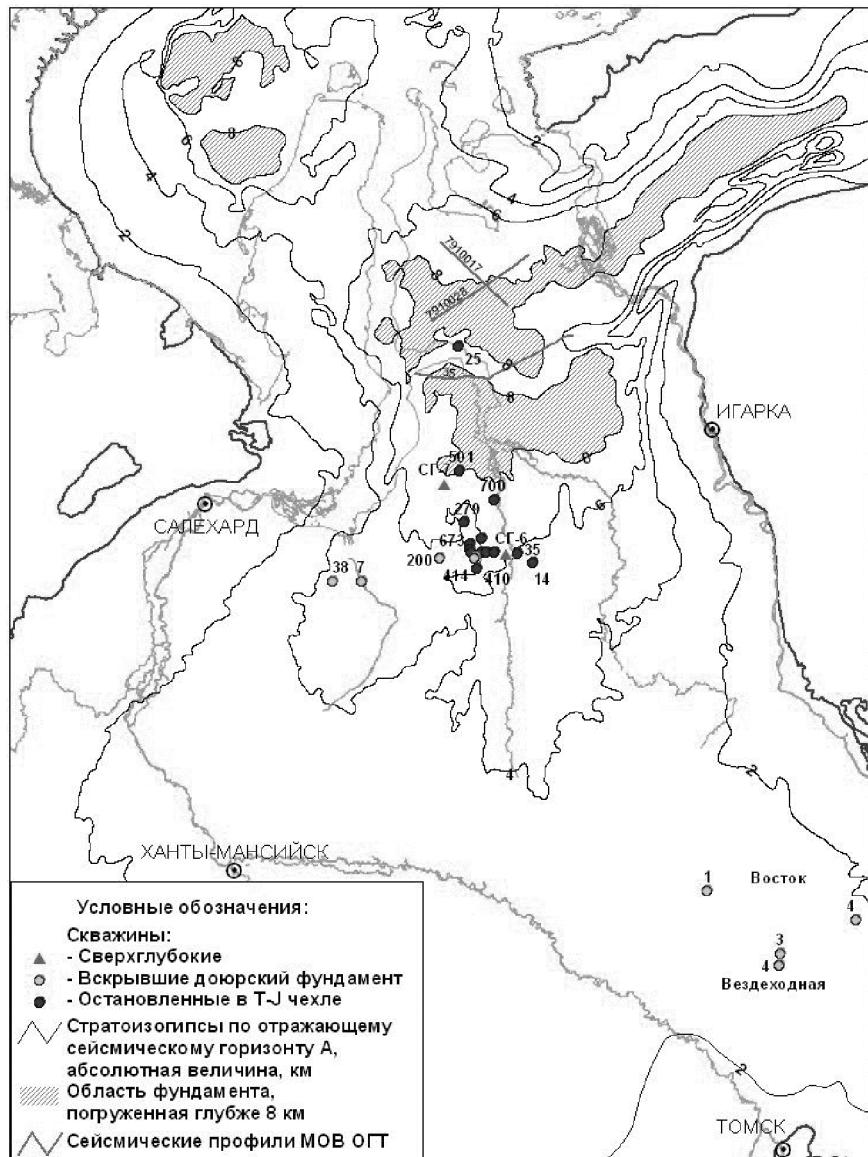


Рис. 1. Схема изопахит мезо-кайнозойского чехла Западно-Сибирской геосинеклизы

мировались преимущественно глинистые морские толщи. В конце оксфорда Центральный Казахстан резко вздернулся и в бассейне появились коллектора. Открытый морской бассейн плавно углублялся на север, где в начале берриасского века глубина моря достигала 900–1100 м [1]. Некомская эпоха для бассейна оказалась своеобразной. В это время продолжалось центробежное расширение бассейна, но юго-восточное обрамление, включая Забайкалье, вздернулось и обломочный материал стал поступать в избытке, формируя проградационную систему и вытесняя морской бассейн последовательно на северо-запад, где он уже в конце готерива превратился в серию озер. Скорость прогибания бассейна в депоцентрах достигла 50 м/млн лет. В это время проявился особый тектогенез – сформировался Мессояхский порог с палеоамплитудой до 800–1000 м, с размывами верхнеюрских отложений и расчленением прежде единой Ямalo-Тазовской мегасинеклизы на элементы первого порядка: Карско-Гыданскую, Надым-Тазовскую синеклизы, Енисей-Хатангский мегапрогиб и Мессояхский порог.

Апт-альб-сеноманский отрезок времени характеризуется максимальными скоростями прогибания Западно-Сибирской геосинеклизы до 100 м/млн лет с ее дальнейшим расширением и смещением оси прогиба к западу, ближе к Уралу. Осадконакопление было преимущественно озерно-болотным за счет интенсивного привноса материала с Сибирской платформы (в обломках гравийной размерности встречено много траппов) и, вероятно, из Верхоянья. В дальнейшем больше стало накапливаться морских глин – с туронского века и до эоцена, а в кампанский век обозначилось глубокое – до 300 м некомпенсированное море.

В маастрихтский век впервые произошло значимое эвстатическое поднятие уровня моря и Туранский бассейн соединился с Западно-Сибирским, обеспечив последний теплолюбивой фауной и известковым литогенезом, который в палеоцене снова сменился boreальным. За палеогеновую эпоху прогибание бассейна продолжилось по той же центробежной схеме, но скорость прогибания снизилась в несколько раз. Эти движения в неогене сменились общим воздыманием и размывом палеогеновых и, местами, меловых отложений.

С палеотектонической эволюцией бассейна связана нефтегазонность, регулируемая по крайней мере двумя факторами. Во-первых, этаж нефтегазонности оказался максимальным для отделов и систем, когда объемная скорость прогибания была наивысшей [3]. Во-вторых, эпохи тектоно-гидротермальных активизаций и области их локализации, определяемые аномально высоким содержанием урана в цирконах до 74000 г/т – четко контролируют области преимущественной нефтенос-

ности [2]. В этом случае U-Pb аналитика по цирконам из доюрских пород фундамента оказалась решающей.

На фоне центробежного развития Западно-Сибирского бассейна структуры первого порядка, контролирующие основные месторождения нефти и газа, формировались сложным путем. В ранне-среднеюрское время главную фазу роста претерпели своды и мегавалы центральной и южной частей геосинеклизы. Резко омоложенные неокомские структуры сформировались на крайнем севере, а между ними развиты поднятия, в том числе Уренгойское, сформировавшееся в основном в послесеноманско времена. В предальбское, олигоценовое и неогеновое время сформировались почти все разломы с характерными признаками сжатия – надвиги, взбросы, сдвиги.

Литература

1. *Бочкирев В.С.* Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. № 5. М.: «ВНИИОЭНГ», 1999. С. 23-27.
2. *Бочкирев В.С., Брехунцов А.М., Курчиков А.Р.* Новые аспекты нефтебразования и геодинамики в свете изотопно-геохимических исследований цирконов на примере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2010. № 6 (73). С. 30-42.
3. *Брехунцов А.М., Бочкирев В.С., Нестеров И.И.(мл), Огнев Д.А.* Уроки открытия крупнейшей Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2014. № 1(116). С. 6-18.

Тектоническая эволюция Байкало-Патомской дуги

Байкало-Патомская дуга (БПД) занимает северную часть Байкало-Витимской складчатой области, сформировавшейся в результате неоднократной тектоно-магматической активизации фундамента Сибирской платформы. Образовалась дуга в раннем протерозое под воздействием пульсирующего плюма на фундамент платформы. Об этом свидетельствуют ориентировка директивных метаморфических структур и массивов гранитоидов в сохранившихся блоках этого фундамента. В завершающую стадию его формирования в конце раннего протерозоя на юго-западе платформы возникла система вулканоплутонических поясов, контролируемых системой субмеридиональных глубинных разломов [1]. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс, входящий в эту систему, приурочен к западной окраине БПД. Вместе с близкими по возрасту гранитоидами он согласуется со структурным планом БПД. Контролировался пояс глубинным разломом, отделявшим от фундамента платформы, Чуйский блок [2]. В зоне этого разлома реализовалась одна из струй пульсирующего унаследовано проявлявшегося плюма. В периоды её активизации возникал грабен, в пределах которого активно проявлялись вулканоплутонические процессы. Затем следовало угасание активности плюма, сопровождаемое поднятием, складчатостью и метаморфизмом. В реализации каждого периода активизации плюма выделяются пульсации второго порядка с гомодромным изменением состава магматических продуктов от основного до кислого. По-видимому, это обусловлено продвижением магмагенерирующего очага к поверхности.

На границе раннего и позднего протерозоя регион испытал длительное поднятие, в результате чего вскрылись эрозией глубоко метаморфизованные раннедокембрийские образования фундамента платформы. В позднем протерозое под воздействием «ожившего» плюма возник Байкало-Витимский [3] островной бассейн (прогиб). Он занимал территорию всей БПД и прилегающую часть платформы с дугообразным внешним ограничением. Островные выступы (Чуйский, Тонодский, Нечерский, Северо- и Южно-Муйский,) представляли собой блоки пород фундамента платформы и служили источником терригенного материала. Расположены они по дуге, согласно структурному плану БПД. В последующем в результате разломной тектоники и внедрению магматических масс единый бассейн оказался разделённым на ряд фрагментов, которые

¹ Иркутский государственный университет, геологический факультет, Иркутск, Россия

сейчас рассматриваются как самостоятельные прогибы (Олокитский, Мамский, Бодайбинский, Делюн-Уранский, Парамский, Котеро-Уакитский). На окраине платформы его часть выделяется в качестве Байкало-Патомского перикратонного прогиба. Опускание началось на севере БПД, а затем распространилось на юг и запад.

В течение своего существования Байкало-Витимский бассейн под воздействием пульсирующего плюма испытывал ритмичные колебательные движения разного порядка. В периоды активизации плюма происходило опускание и расширения бассейна осадконакопления. При деградации плюма территория периодически вздымалась, осушалась, подвергалась эрозии. Накопившиеся осадки испытывали складчатость и слабые метаморфические изменения. Причём эти процессы затухали в сторону центра платформы. Затем снова происходило опускание, в результате чего возникали несогласия.

В отдельные периоды на ограниченных участках Байкало-Витимского бассейна в результате активизации плюмовых струй проявлялась вулканическая деятельность. Преобладали извержения базальтоидов. Лишь в Олокитском прогибе был вулканизм контрастной риолит-базальтовой серии [4]. Вулканические извержения контролировались разломами, ограничивающими блоки раннедокембрийских пород, потому вулканогены имели линейно вытянутые формы.

На границе среднего и позднего рифея в средней части БПД под влиянием сосредоточенной активизации плюма на фоне водного бассейна возник дугообразный Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс рифтогенного типа. В восточной части Северо- и Южно-Муйским блоками раннедокембрийских образований, представляющими его фундамент, он разделялся на две ветви. Внизу разреза пояса залегают базальтоиды, преимущественно в лавовых, менее туфовых фациях с маломощными прослойями мелководных отложений, выполнившие отрицательную грабеноподобную структуру. По её периферии накапливались мелководные отложения с редкими прослойями базальтов, поступавших, по-видимому, из пределов грабена. Преобладали вулканические постройки линейного типа. Они сопровождались субвулканическими интрузиями и расслоенными массивами кедровского комплекса.

В следующий этап извергались вулканиты пёстрого состава от базальтового до плагиориолитового, слагавшие, хотя бы частично выступавшие из воды аппараты центрального типа. Широкое распространение получили эксплозивные фации. Затем внедрились массивы талланинского габбро-плагиогранитового комплекса.

В результате истощения плюма породы пояса подверглись сжатию, приведшему к неравномерно распределённым рассланцеванию и пре-

имущественно зелёносланцевому метаморфизму вулканитов. К периферии БПД эти процессы постепенно ослабевали. Затем последовал этап гранитообразования. Плюм продуцировал поток некогерентных элементов, главным образом, калия и кремния. Под его воздействием вулканиты подверглись метасоматической проработке с образованием полей гранитоподобных метасоматитов среднинского комплекса. На глубине при достижении соответствующих РТ-условий происходило плавление субстрата и внедрение гранитоидной магмы в верхние горизонты с образованием массивов бамбукайского и лесного комплексов.

По разломам, ограничивающим Северо- и Южно-Муйский блоки, в уже деформированные породы пояса протрудировали массивы (Шаманский, Парамский, Устькелянский и др.) ультраосновных пород [5].

В конце венда плюм полностью деградировал. Возникли протоплатформенные условия. Начал формироваться платформенный чехол, единый с Сибирской платформой. Вначале в изолированных впадинах накапливались терригенные отложения. По мере их разрастания терригенные отложения сменялись карбонатно-глинистыми. Затем повсеместно стали отлагаться карбонаты. В результате за время от конца венда до среднего кембрия накопилась толща карбонатных пород мощностью более 2 км.

В ордовика произошла регенерация плюма. Под его воздействием в центральной части БПД возникло понятие, окруженное мелководным морем [6]. В пределах поднятия возникла система грабенов, которые заполнялись терригенно-глинистыми, часто грубообломочными, олистостромовыми отложениями и вулканитами контрастного базальтового и лейкориолитового составов. Расположение грабенов подчинялось структурному плану БПД. В этих грабенах сохранились от последующей эрозии отложения венд-кембрийского протоплатформенного чехла.

В последующем эндогенная активность сместилась в основном к югу от БПД, где проявлялся другой плюм. В силуре здесь происходило формирование гранитоидного полихронного Ангаро-Витимского батолита. Его северная часть располагается лишь в центральной части БПД. В девоне, по крайней мере, в её западной части существовало поднятие, у подножия которого на платформе располагался Каренго-Пеледуйский прогиб, выполненный континентальными терригенными отложениями. На границе девона и карбона по дугообразной системе разломов в центральной части дуги внедрились массивы ультращелочных пород синьирского комплекса. На границу карбона и перми в пределах Ангаро-Витимского батолита приходится новая волна гранитообразования. Оно проявилось и в центральной части БПД, постепенно затухая к её периферии. В мезозое активная тектономагматическая деятельность проявилась лишь во внедрении по разломам даек пёстрого состава.

Окончательное оформление современного облика БПД произошло в кайнозое в результате образования Байкальской рифтогенной области. В своём расположении в её пределах горные хребты (поднятия) и впадины располагаются, подчиняясь её структурному плану.

Таким образом, БПД образовалась в раннем протерозое в результате воздействия пульсирующего плюма на фундамент Сибирской платформы. Особенно чётко проявилась его пульсирующая активность в позднем протерозое. Следующая активизация плюма приходится на ордовик. В дальнейшем БПД представляла собой относительно жесткую структуру. Проявлявшийся в это время южнее плюм охватывал лишь её центральные части. Значительную роль играла БПД и при проявлении кайнозойского тектогенеза. Трактовка строения региона с различных, часто противоречащих друг другу, позиций плейттектоники, встречающаяся в печати, противоречит фактическим данным [7].

Литература

1. Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Недра, 1984. 448 с.
2. Булдыгиров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса. Иркутск: Иркутский госуниверситет, 2005. 184 с.
3. Булдыгиров В.В. Образование и эволюция Байкало-Патомской дуги // Известия вузов Сибири. Серия наук о Земле. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. Вып 9-10. С. 28-31.
4. Булдыгиров В.В. Формирование Олокитского прогиба с позиции плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 31-33.
5. Добржинецкая Л.Ф. Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
6. Булдыгиров В.В., Крайнов М.А. Посткембрийские стратифицированные образования северной части Байкало-Витимской складчатой области. // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2012. Том 20. № 5. С. 3-15.
7. Булдыгиров В.В. Об отсутствии геологических признаков проявления плейттектоники в северной части Байкальской горной области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 7. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 1. С. 42-43.

Модель формирования субдукционно-коллизионных орогенов на примере Кочетавской зоны северного Казахстана

Северный Казахстан является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающего многочисленные и разновеликие докембрийские блоки континентальной коры, частично метаморфизованной в зонах субдукций до пород сверхвысоких и высоких давлений (UHP-HP). Раннекембрийские UHP-HP породы (коэсит – алмазодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты) в северном Казахстане структурно и генетически связаны с докембрийскими гранито-гнейсами фундамента(включающего тела базитов), и осадочными породами чехла(графитсодержащими терригенно-карбонатными породами шарыкской свиты) Кокчетавского микроконтинента [1-6]. В северном Казахстане выделяются [7-11] фрагменты докембрийского Кокчетавского микроконтинента, мегамеланжевая кембрийская Кокчетавская субдукционно-коллизионная зона (КСКЗ), которая включает UHP-HP породы, и Северо-Кокчетавская ордовикская аккреционно-коллизионная зона, расположенная между КСКЗ и примыкающей с северо-востока и востока ордовикскими вулканогенно-осадочными породами Степнякской островной дугой. Чешуи и блоки UHP-HP пород распространены в двух структурных ситуациях: 1) в кембрийском мегамеланжевом поясе, включающем террейны метаморфических пород палеосубдукционной зоны, сформированные на глубинах от 60 до 200км и 2) раннеордовикской аккреционной призме, где выявлены эклогиты, сформированные на глубинах около 60 км, совмещенные с тектоническими блоками пород микроконтинента и офиолитами, чередующимися с раннеордовикскими турбидитами, содержащими линзы олистостром [7-11]. Ограничения тектонических пластин и чешуй трассируются зонами бластомилонитов, милонитов и слюдистых сланцев с возрастом 500-485 млн лет [8, 9, 11, 12].

Рассматриваемый регион, широко известный в литературе как “Кокчетавский массив”, является субдукционно-коллизионной зоной [7-9, 11, 12]. Субдукция литосферы Палеоазиатского океана совместно с Кокчетавским микроконтинентом под позднедокембрийско-кембрийскую Ишимско-Селетинскую островодужную систему и последующая раннеордовикская коллизия микроконтинента, на фоне продолжающейся суб-

¹ Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

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

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

дукции, под Селетинскую островную дугу в конечном итоге определили формирование субдукционно-коллизионной зоны. В позднем докембрии - кембрии передовая часть Кокчетавского микроконтинента, представленная осадочными породами континентального склона, погрузился в зону субдукции до 150-200 км. Произошло частичное плавление, а также формирование UHP-НР пород с возрастом около 537-530 млн лет. В следующую стадию (530-526 млн лет) сформированные известково-силикатные флюиды и расплавы, включающие UHP-НР породы, поднялись до глубин 90 км. В последующие 5 млн лет UHP-НР породы достигли уровня основания аккреционной призмы (глубины 60-30 км). Затем, до 500 млн лет UHP-НР породы поднимались вдоль разломных структур нижней коры вследствие заклинивания субдукционной зоны Кокчетавским микроконтинентом. В период 500-495 млн лет UHP-НР породы вошли в состав верхней коры. Этот процесс привел к созданию Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (КСКЗ), которая образована террейнами различных уровней глубинности субдукционной канала, разделенными зонами гранат-слюдистых и слюдистых сланцев, бластомилонитов и милонитов. В этот же период произошел перескок зоны субдукции, что привело к формированию ордовикской Степнякской островной дуги. Позднеаренигско-раннекарадокские процессы коллизии микроконтинент-островная дуга (480-460 млн лет) привели к надвиганию КСКЗ на преддуговой прогиб Степнякской островной дуги и формированию мощного аккреционно-коллизионного орогена, который в результате анатектического плавления был интрудирован коллизионными гранитами Зерендинского комплекса с возрастами 460-440 млн лет [2].

UHP-НР породы Кумдыкольского террейна сформированы при $P = 40\text{-}70$ кбар и $T = 1100\text{-}1200^\circ\text{C}$, что соответствует глубинам 150-200 км. Возрастные датировки UHP-НР и вмещающих пород основаны на возрастах цирконов из гнейсов методом [13, 14], эклогитов Sm-Nd методом [15], U-Pb датированием цирконов из вмещающих гнейсо-гранитов [14, 16, 17], слюд из сланцев и гнейсов Ar-Ar методом [8, 9, 11, 12, 18].

Исследование цирконов показало наличие в большинстве из них резкой зональности. При этом центральные части зерен циркона из алмазодержащих гнейсов и коэситовых эклогитов, которые характеризуют прогрессивную стадию метаморфизма, имеют возраст 537 ± 7 млн лет, а кайма, содержащая низкобарические минералы амфиболитовой фации - 507 ± 7 [19]. Близкий возраст высокобарического метаморфизма получен Sm-Nd методом по эклогитам - 535 ± 3 млн лет [18]. Ранее [20], в каймах содержащих включения алмазов цирконов выявлен возраст в 530 ± 7 млн лет, а в ядрах определены разные возраста от 558 до 1981 млн лет. Из

них: 558-586 млн лет (4 зерна), 627-767 млн лет (4 зерна), 906-1003 млн лет (3 зерна) и 1952-1981 млн лет (2 зерна). В каймах цирконов [21], которые несут НР-минеральные включения, определен возраст в 527 ± 5 млн лет, включения гранулитовой фации - 528 ± 8 млн лет и включения амфиболитовой фации - 526 ± 5 млн лет. И только узкие краевые каемки в этих же цирконах показывают возраст 518 ± 8 и 517 ± 9 млн лет. Направленная и закономерная картина зональности во всех зернах цирконов, смена состава минеральных включений, позволили предположить [21], что к 528-523 млн лет УНР-НР породы были эксгумированы до условий амфиболитовой фации ($P = 5-8$ кбар и $T = 600-650$ °C, глубины около 35 км). Период эксгумации с глубин 190-160 км до глубины в 35 км оценивается от 2 до 9 млн лет.

Получены новые новые U-Pb датировки цирконов из песчаников графитсодержащей карбонатно-теригенной шарыкской свиты, отобранных в карьере вблизи п. Алексеевка. Среди цирконов выделяются три популяции в возрастных интервалах 950-1145 млн лет (14 зерен), 1220 ± 1489 млн лет(48 зерен) и 1460-1800 млн лет (30 зерен), а также единичные зерна в 585 и 1910 млн лет [4]. Древние возраста в интервале 906 ± 1981 млн лет обнаружены как в ядрах цирконов, включающих алмазы [20], так и в дегритовых цирконах шарыкской свиты, что является дополнительным доказательством образования УНР-НР пород за счет субдукционных осадочных пород. U-Pb изотопное датирование дегритовых цирконов из мелкообломочной брекции олистостромы выявило несколько возрастных интервалов: 570-640, 720-755 и 830-895 млн лет, а также единичные датировки в 1.4, 1.86 и 2.53 млн лет[4]. Ранее [14] по цирконам из гранитов, формирующими гальку в олистостроме, определен возраст в 1149 ± 26 млн лет. Вероятно, что самые крупные популяции магматических цирконов 570-640 и 720-755 млн лет принадлежат породам Ишимско-Селетинской островной дуги.

Литература

1. Соболев Н.В., Шацкий С.В. Включения минералов углерода в гранатах из метаморфических пород // Геология и геофизика. 1987. № 8. С. 1-18.
2. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулов Ф.И., Заячковский А.А. Венд – раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно – коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 428-445.
3. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.

4. Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И. Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Kokchetavской субдукционно-коллизионной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса (северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2015. №1-2 (в печати).
5. Буслов М.М., Вовна Г.М. Состав и геодинамическая природа протолитов алмазсодержащих пород Kumdykol'skogo месторождения Kokchetavskogo метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геохимия. 2008. № 6. С. 955-964.
6. Ernst W.G., Liou J.G., Coleman R.G. Comparative petrotectonic study of five Eurasian ultrahigh-pressure metamorphic complexes // International Geology Review. 1995. V. 37. P. 191–211.
7. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазсодержащих метаморфических пород Kokchetavского массива (Казахстан) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1645–1666.
8. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Kokchetavский массив: деформированная кембрийско-раннекародокская коллизионносубдукционная зона // Доклады РАН. 2005а. Т. 402. № 2. С. 1-5.
9. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Kokchetavского метаморфического пояса, Северный Казахстан // Геология и Геофизика. 2005б. № 8. С. 806-816.
10. Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Дружака Н.В., Травин А.В. Структурное положение и петрология эклогитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Kokchetavской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геол. и геофиз. 2010. Т. 51. № 2. С. 240-256.
11. Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., Де Граве Й. Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Kokchetavского HP-UHP метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 138–157.
12. Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермии П., МакВиллиамс М.О., Меткалф Дж. Раннеордовикский возраст деформаций в Kokchetavском субдукционно-коллизионном поясе: новые структурные и Ar/Ar данные // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 445-454.
13. Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V. The timing of retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region// Lithos 2009. V.109.P. 274–284.
14. Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. Formation of the Kokchetav subduction–collision zone (northern Kazakhstan): Insights from zircon U–Pb and Lu–Hf isotope systematics // Gondwana Research. 2013.

15. Шацкий В.С., Ягоутц И., Козменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива // Геология и Геофизика. 1993. Т. 34. № 12. С. 47-58.
16. Борисова Е.Ю., Бибикова Е.В., Добржесенецкая Л.Ф., Макаров В.А. Геохронологическое изучение цирконов гранито-гнейсов Кокчетавского алмазоносного района // Доклады РАН. 1995. Т. 343. № 6. С. 801-805.
17. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Доклады Академии наук РАН. 2011. Т. 436. №4. С. 499-503.
18. Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V., Kozmenko O.A., Parkhomenko V.S., Troesch M. Geochemistry and age of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 137. P. 185-205.
19. Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D., Terada K., Sano Y. Pressure-temperature-time Path of the Kokchetav UHP Metamorphism Deduced from Mineral Inclusions and SHRIMP Geochronology of Zircons // The Diamond-Bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan / Ed. Parkinson C.D., Katayama I., Liou J. G., Maruyama S. Tokyo: Universal Academy Press, 2002. P. 381-395.
20. Clauue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S. and Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism // Geology. 1991. V. 19. P. 710-713.
21. Herman J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 141. P. 66-82.
22. Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y., Ernst W.G., Liou J.G. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan // Lithos. 2003. V. 70. P. 61-75.

М.Г. Вахнин¹

Современная тектоника гряды Чернышева, отражение ее в рельефе и на космических снимках

Гряда Чернышева – крупная линейчато-складчатая структура Северного Приуралья, расположенная в пределах Тимано-Печорской провинции, на севере Предуральского краевого прогиба, сформированного в ка-

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

меноугольно-пермское время [1]. Характерной чертой геологического строения гряды Чернышева является широкое распространение надвиговой тектоники и разломов. Формирование ее связано с процессами субдукции на завершающих этапах развития Урало-Монгольского подвижного пояса. Грязь представляет собой структуру «поп-ап», сформированную в результате регионального послойного срыва по верхнеордовикским солям всего комплекса Косью-Роговской впадины [2].

Гряды Чернышева включают в себя следующие структурные элементы второго порядка: Хоседаюский вал, Адзывавомская депрессия, Тальбейский блок, Шарью-Заостренский блок, Яньюсий блок. По данным сейсморазведки, ниже кровли верхнего протерозоя находится мощная толща рифейских пород, не затронутая байкальской складчатостью. В пределах гряды Чернышева широко распространены локальные структуры, образованные в результате надвиговой тектоники, некоторые из них содержат залежи углеводородов. К настоящему времени в пределах структуры открыты Южно-Степковожское и Усинокушшорское месторождения нефти.

На изучаемой территории сейсморазведочные работы выполнены в незначительном объеме и крайне неравномерно. Для многих профилей, частично захватывающих грязь, наблюдается потеря корреляции, либо невозможно однозначно интерпретировать отражающие горизонты. Все это приводит к тому, что существует достаточно много интерпретаций ее происхождения и геологического строения. Поэтому, кроме чисто геолого-геофизических методов изучения, большую роль играют методы дистанционного исследования, которые позволяют получить информацию о современных тектонических процессах и которые можно эффективно использовать совместно с геологическими, геохимическими и геофизическими данными, пространственно привязанными в геоинформационной системе. С использованием данных дистанционного зондирования, возможно дешифрировать отдельные элементы структурно-тектонического строения территории, новейшие разрывные нарушения, современные геодинамические процессы и др. В настоящей работе при изучении гряды Чернышева использовались космические снимки Landsat, топокарты, цифровые модели рельефа.

Гряда в современном плане выражается как слабо приподнятая, узкая возвышенность, с плоской заболоченной поверхностью, от хребта Сабля на юге до поднятия Чернова на севере. Протяженность гряды порядка 400 км при ширине от 10 км в южной части и до 30-40 км на севере. Абсолютные отметки изменяются в основном от 180 до 200 м. и только на отдельных участках доходят до 220-250 м.

Южная часть гряды Чернышева имеет на значительном протяжении хорошо дешифрируемую на космических снимках субмеридиальную ориентировку структур. Осевая часть гряды в своем продолжении имеет линию разделения Центрально-Уральской и Западноуральской тектонических зон. Такая субмеридиальная ориентировка продолжается до р. Шарьи, где грязда меняет направление на субуральское, и оно сохраняется вплоть до примыкания с поднятием Чернова. На первом южном участке грязда имеет узкую, вытянутую, относительно простую антиклинальную структуру, с выходами в центральной части нижнесилурийских отложений [3]. При переходе на субуральскую ориентацию к северу грязда характеризуется развитием чешуйчатых структур. При этом существует множество диагональных разрывных нарушений, которые осложняют строение гряды. Наиболее крупная выделяемая структура в тектоническом плане соответствует Шарьи-Заостренскому блоку с выходящими на поверхность триасовыми отложениями.

В районе гряды Чернышева ориентировка структур совпадает с меридиональным простиранием этой зоны, структуры характеризуются удлиненными формами и высокой интенсивностью. Данный район отличается широким развитием поднадвиговых антиклинальных тектонически ограниченных складок. На грязде Чернышева широко распространены структуры, происхождение которых связано с процессом сдвиговых деформаций. Основное направление сдвигов – субуральское. Главным отличием сдвиговых деформаций от сбросо-взбросовых и надвиговых является обязательное развитие как минимум двух нарушений. В сдвиговых структурах также есть не менее двух нарушений, в отличие от сбросовых и надвиговых структур, где доминирует единичный разрыв [4]. Морфологически наиболее выражены данные типы структур вблизи источника деформаций и становятся менее выраженными при удалении от них. В качестве одной из осей складок разрывных нарушений может быть участок, где грязду пересекает р. Уса. Анализ дешифрированных по космическим снимкам новейших разрывных нарушений показал преобладание субуральской ориентировки для северной части и субмеридиальной – для южной части гряды. При этом прослеживаются участки с повышенной плотностью линеаментов, что может свидетельствовать о наличии зон тектонических нарушений вдоль гряды и активацией разломов в новейшее время. Процессы генерации и миграции углеводородов контролируются не только давлением и температурой, но и механической энергией Земли, которая высвобождается при тектосейсмической деятельности. В районах вблизи разломов наблюдается повышенная трещиноватость горных пород и происходит повышенная миграция углеводородов с одной стороны, а формирование ловушек в ре-

зультате тектонических нарушений создает условия для накопления углеводородов и образования месторождений нефти и газа в данных районах. Поиск месторождений нефти и газа для таких сложных тектонических элементов, как Предуральский краевой прогиб и гряда Чернышева, становится актуальным в связи с большой изученностью платформенных территорий [5]. Поэтому анализ современной тектоники, зон распределения разломов, изучение современных тектонических процессов дистанционными методами позволяет получать дополнительную информацию о строении гряды Чернышева и более эффективно проводить поиски месторождений нефти и газа.

Литература

1. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 52-63.
2. Юдин В.В. Структуры поп-ап Севера Урала, Приуралья и Пай-Хоя // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI геологического съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 74-76.
3. Пучков В.Н., Тимонин Н.И. Некоторые черты тектоники Приполярного Урала и гряды Чернышева, отражающиеся на аэрофотоснимках // Труды Института геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 8. Сыктывкар, 1968. С. 40-50.
4. Борисов Н.С., Ростовщиков В.Б., Тарасов П.П. Сдвиговые нарушения Тимано-Печорской провинции и их диагностика по материалам сейсморазведки // Геология и минеральные ресурсы европейского севера-востока России: материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Том II. Сыктывкар, 2004. С. 9-11.
5. Шутов А.С., Острижный М.Ю., Антонов В.И. и др. Перспективы нефтегазоносности поднадвиговых зон западного склона Урала и Предуральского прогиба // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России. Сыктывкар, 2004. Т. 3. С. 194. (Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми).

Р.В. Веселовский^{1,2}, **А.А. Арзамасцев**³, **С.Томсон**⁴,
В.С. Захаров¹

Результаты трекового датирования апатитов Хибинского массива и их интерпретация

Термохронологические исследования в пределах Фенноскандинавского щита насчитывают не первый десяток лет и к настоящему времени территории скандинавских стран охвачены ими практически полностью и с высокой детальностью [1], что позволяет восстанавливать тектоно-термальную историю центральной и западной частей щита начиная с позднего докембрия. Однако термохронологические данные для восточной части Фенноскандии, относящейся к территории России в пределах Кольского полуострова, единичны и опубликованы в изданиях с ограниченным доступом. При этом надежные термохронологические определения, выполненные как по породам докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы, так и по расположенным в его пределах разновозрастным магматическим объектам, необходимы для корреляции тектоно-термальных событий в пределах всего Фенноскандинавского щита, а также для восстановления тектонической истории восточной части щита в целом и отдельных его структур в частности.

Ранее, по результатам масштабных палеомагнитных исследований интрузивных объектов и вмещающих их пород докембрийского фундамента в пределах Кольского полуострова, нами было высказано предположение о существовании ранее неизвестного этапа раннеюрского перемагничивания, выразившегося в образовании метахронной компоненты намагниченности, встречаемой в большинстве из изученных девонских даек. Природа перемагничивания связывается нами с образованием новых и преобразованием первично-магматических магнитных минералов в ходе их гидротермальной проработки [2]. При этом, видимых нарушений наиболее чувствительных к повторным прогревам изотопных систем в минералах девонских даек ($K-Ar$, плагиоклаз) не обнаруживается, что рассматривается как доказательство отсутствия вторичных прогревов пород девонских даек до температур выше $150-200^{\circ}C$ в постдевонское время. Для надежного обоснования существования столь избирательного и невидимого методами, отличными от палеомагнитно-

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

² Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия

⁴ Университет Аризоны, США

го, регионального перемагничивающего события, очевидно, необходимы дополнительные данные, которые могли бы пролить свет на источник такого перемагничивания, а также позволили бы датировать это событие независимым методом. В данном случае, трековое датирование по апатиту представляется весьма перспективным и высокочувствительным методом, способным определить наличие вторичных прогревов пород, поскольку отжиг треков спонтанного деления урана в апатите происходит при воздействии на них температуры около 100°C.

Среди большого количества исследованных в пределах Кольского полуострова девонских даек, присутствие компоненты намагниченности предположительно мезозойского (раннеюрского) возраста было отмечено нами также и в магнитной записи пород даек на западном и южном контактах Хибинского массива, а также в дайке тингуитов, секущие комплексы ранних фаз внедрения южной части массива. Это позволяет предполагать, что Хибинский массив, так же, как и секущие его дайки, должен был в той или иной мере испытать воздействие гипотетического раннеюрского перемагничивающего события. Для трекового датирования были отобраны монофракции апатита, представляющие 11 образцов керна скважин, пробуренных в северо-западной части Хибинского массива. Абсолютные отметки глубин отбора образцов составляют от 200 до 1700 м от современной дневной поверхности.

Полученные трековые возрасты расположены в узком интервале от 290 до 268 млн лет, средняя ошибка определений составляет ± 30 млн лет. Наблюдаемое распределение трековых возрастов апатитов с разных гипсометрических уровней Хибинского массива свидетельствует, что остывание этих пород до температур ниже 100°C происходило в интервале времени 230-320 млн лет (с учетом ошибок определения трекового возраста). На данном этапе исследований мы рассматриваем три варианта интерпретации полученных результатов.

Вариант 1: породы Хибинского массива, в пределах рассматриваемого интервала глубин, образовались гипсометрически ниже геотермы 100°C и остывали ниже этой температуры в ходе тектонического поднятия. При этом, можно предположить, что ожидаемый тренд омолаживания возраста с глубиной «замыт» большими значениями ошибок определения трекового возраста. Действительно, варьируя значения трековых возрастов в пределах их ошибок, становится возможным получить воображаемый тренд; в этом случае изменение возраста с глубиной составит порядка 60 млн лет на 1500 метров, что соответствует скорости поднятия 25 метров за 1 млн лет. Принимая это значение в качестве средней скорости поднятия массива на протяжении всей его истории, получим, что современный эрозионный срез отвечает глубине около 9

км на момент формирования массива. Эта величина хорошо согласуется с максимальной оценкой, предложенной авторами работы [3] с использованием независимых данных. Любопытно отметить, что близкая по величине скорость поднятия Хибинского массива (22 м/млн лет) получается при допущении, что 275 млн лет назад (средний трековый возраст исследованных образцов) геотерма 100°C находилась на той же глубине, что и сейчас – около 6 км.

Вариант 2: как минимум с момента 290 млн. лет назад исследованные породы Хибинского массива находились выше изотермы 100°C, а в интервале времени 290-260 млн лет назад они были вторично прогреты. Этот вариант, с одной стороны, находит согласие с событием поздне-пермского перемагничивания термальной природы, широко известным не только на территории Восточно-Европейской платформы, но и на других континентах. Однако отсутствие палеомагнитных и изотопно-геохронологических свидетельств проявления этого перемагничивающего события на территории Кольского полуострова ставит под сомнение реалистичность данного варианта интерпретации.

Вариант 3: породы Хибинского массива, охваченные датированием в пределах данного интервала глубин, остывли ниже 100 °С в близкие моменты геологического времени. Это возможно, если после своего образования около 365 млн лет назад массив остывал практически равномерно, с небольшим градиентом температур вдоль вертикального профиля. Рассчитанная нами численная модель тепловой истории Хибинского массива допускает такую возможность.

Исследования выполняются при поддержке грантов РФФИ 12-05-00216, 13-05-12030 и гранта Правительства Российской Федерации № 14.Z50.31.0017.

Литература

1. *B.Hendriks et al. A Fission Track Data Compilation for Fennoscandia // Norwegian Journal of Geology, 2007. V. 87. P. 143-155.*
2. *Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И., Травин А.В., Боцюн С.Б. Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции // Физика Земли. №4. 2013. С. 82-104.*
3. *A.A. Arzamastsev et al. Morphology and internal structure of the Kola Alkaline intrusions, NE Fennoscandian Shield: 3D density modelling and geological implications // Journal of Asian Earth Sciences. 2000. V. 18. P. 213-228.*

Низкотемпературная термохронология в изучении мезозой-ского и кайнозойского горообразования на Горном Алтае

Горно-Алтайский ороген расположен в крайней северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Он был сформирован на венд-палеозойском геторогенном фундаменте, представленным вулканогенно-осадочными, метаморфическими и магматическими породами, подразделенными на Горно-Алтайский и Алтае-Монгольский террейны, разделенными субширотной ранне-среднепалеозойской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной, и нарушенных совместно позднепалеозойскими сдвигами северо-западного простирания (Иртышским, Курайским, Шапшальским и др.) [1, 2]. Во время раннего мезозоя Горный Алтай и прилегающие территории Западных Саян были реактивированы во внутренконтинентальном режиме. Считается, что закрытие Монголо-Охотского океана между Сибирью и Амурьей (Северным Китаем) и последующее позднеюрское – раннемеловое Монголо-Охотское горообразование вызвало деформацию в Алтае-Саянском регионе. Юрско-меловая денудация в Алтае-Саянской складчатой области хорошо подтверждается заполнением мощной молассовой толщей межгорных бассейнов, таких как Джунгарский форлендовый, Западно-Сибирский и Кузнецкий бассейны [3]. Во время позднего мела-раннего палеогена тектоническая активность прекратилась и Горный Алтай испытал широко распространенную пенепленизацию. Этот период пенепленизации воздействовал на весь Центрально-Азиатский орогенный пояс, хотя и несколько раньше наступил в Гоби-Алтае, Тянь-Шане и на юге Алтая. Докайнозойские разломы были реактивированы в преимущественно сдвиговом стрессовом режиме, что привело к развитию зарождающихся Курайско-Чуйского и Уймонского бассейнов. Джулукульский бассейн (вблизи Шапшальского разлома) и Зайсанский бассейн (вблизи Иртышского разлома) являются другими важными примерами межгорных бассейнов, которые формировались в схожем тектоническом режиме реактивации разломных зон.

С помощью метода трекового анализа апатита может быть выявлена история охлаждения пород фундамента от 120 °C. С учетом геотермаль-

¹ Институт Геологии и Минералогии (ИГиМ) им. В.С. Соболева СО РАН. Новосибирск. Россия

² Новосибирский Государственный Университет (НГУ). Новосибирск. Россия

ногого градиента, который в среднем составляет 25-30 °С на 1 км, трековое датирование в данном случае позволяет определить динамику тектонических процессов для 3-5 км верхней коры. Возрасты трекового датирования апатита связаны с движениями в верхней коре и соответствуют эксгумации и денудации отобранных интрузий. Датирование апатита по гелию часто используется в комбинации с методом трекового анализа апатита для уточнения низкотемпературных моделей термальных историй температурного интервала 45-75 °С. Этот интервал температуры соответствует верхним 2-3 км коры. Таким образом, гелиевый метод датирования апатита чувствителен к мелким уровням денудации и датирует самые последние события тектонических перемещений.

При исследовании орогенных областей методом трекового датирования апатита, тектоническое поднятие является главным фактором охлаждения пород фундамента, но поднятие само по себе не вызывает охлаждение, т.к. термальная структура пород остается неизменной. На самом деле, денудация массы поднятых пород нарушает положение изотерм и вызывает охлаждение [4]. Важные изменения в денудационной хронологии и геодинамической обстановке Горного Алтая позволяют выявить несколько различных этапов в трендах мезозойско-кайнозойского охлаждения.

1. Позднеюрско-раннемеловой этап. Скорости денудации уменьшались от ранней юры и далее до медленного охлаждения в течение большей части юры и раннего мела. Самые древние трековые возрасты апатита были датированы как 145-100 млн лет и сохранились только на вершинах холмов в западной части Горного Алтая и Чулышманском плато в юго-восточной части. Эти возрасты соответствуют позднеюрско-раннемеловой главной фазе Монголо-Охотского горообразования и, следовательно, могут быть интерпретированы как увеличение в денудации, которое широкомасштабно повлияло на Горный Алтай. Аналогичные возрасты были также получены в Гоби-Алтае[5], на окраинах Байкальского рифта [6] и хребтах Восточного Саяна [7].

2. Позднемеловой-раннепалеогеновый этап. Этот этап в термальной истории характеризуется чистыми и хорошо распознаваемыми быстрыми скоростями охлаждения, которые связаны с быстрой денудацией в ответ на реактивацию разломов на краях блоков фундамента. Такие же трековые возрасты апатита (100-55 млн лет) были получены на склонах Телецкого грабена, вдоль Иртышского разлома [8], на южной окраине озера Байкал (Баргузинский хребет). Все эти области расположены вдоль важных разломных зон Сибирского сегмента Центральной Азии и, следовательно, свидетельствуют о широко распространенном событии позднемеловой-раннепалеогеновой разломной реактивации.

3. Палеоген-ранненеогеновый этап. Во время большей части палеогена тектоническая активность отсутствовала, и Горный Алтай находился в условиях тектонической стабильности с развитием поверхностей выравнивания. Тренды охлаждения показывают незначительные наклоны во время этого периода. Следовательно, опробованные породы фундамента остались в положении и на глубине, которую они достигли в конце мезозоя. Палеогеновая пенепленизация подтверждается появлением остатков латеритовой поверхности выравнивания с красноцветными слоями в нескольких местах Горного Алтая (например, карачумская свита в Курайско-Чуйской впадине).

4. Поздненеогеновый этап. По сравнению с палеогеновым этапом тектонического покоя неоген, и особенно плио-плейстоцен, характеризуются обновленной деформацией в Горном Алтае и смежных областях, таких как Рудный Алтай, Западный и Восточный Саяны. Модели термальных историй, полученные из низкотемпературных данных, показывают очевидное плио-плейстоценовое увеличение скорости охлаждения, подобные тем, которые наблюдались в других районах Центрально-Азиатского орогенного пояса. Полученные плио-плейстоценовые возрасты (1,6 млн лет) по гелиевому датированию апатита могут быть представлены в качестве дополнительного доказательства в пользу плио-плейстоценовой активизации Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 71-82.
2. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (1). С. 52-57.
3. Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: insights into Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295. P. 307–322.
4. Summerfield M.A., Brown R.W. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data // Advances in fission-track geochronology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. P. 269-284.
5. Vassallo R., Jolivet M., Ritz J.-F., Braucher R., Larroque C., Sue C., Todbileg M., Javkhlanbold D. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis // Earth and Planet. Sci. Lett. 2007. V. 259 (3–4). P. 333–346.

6. Jolivet M., De Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov V.A., Ringenbach J.-C., Byzov L., Miroshnichenko A.I., Kovalenko S.N., Anisimova S.V. How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology. // Tectonics. 2009. V. 28. P. 21.

7. Jolivet M., Arzhannikov S., Arzhannikova A., Chauvet A., Vassallo R., Braucher R. Geomorphic Mesozoic and Cenozoic evolution in the Oka-Jombolok region (East Sayan ranges, Siberia) // Journal of Asian Earth Sci. 2013. V. 62. Special Issue SI. P. 117-133.

8. Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Vanhaecke F., Elburg M.A., Van den haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): new constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and palaeostress analysis // Journal of Asian Earth Sci. 2012. V. 45. P. 138–149.

А.В. Викулин, А.Г. Иванчин¹

Вращательные движения геосреды – альтернатива тектонике плит

Блоковое строение геосреды. Концепция блокового строения геосреды [12, 15] в современных тектонофизических и геодинамических моделях используется, по сути, формально, «на словах»: при построении тектонофизических моделей опираются, как правило, на представления не о блоках и их объемах, а о разломах и их протяженностях. И, как следствие, в таких моделях обсуждаются и исследуются не волны, распространяющиеся в блоковой среде, т.е. в объеме геосреды, а волны, распространяющиеся вдоль границ блоков – разломов.

Выход о том, что напряжения сосредоточены именно в объеме геосреды с очевидностью вытекает из данных детального сейсмического мониторинга, осуществляемого в последние годы на шахтах и рудниках России. Действительно, согласно данным, приведенным в [10], «комбайн в шахте движется – изменяется карта выделения сейсмической энергии, комбайн останавливается – сразу, в реальном времени, «застывают» и изолинии выделения упругой энергии на соответствующей карте» [2].

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, vik@kscnet.ru

О вращательных движениях блоков. В последние годы получили значительное развитие методы инструментальных наблюдений, позволяющих регистрировать вращательные движения и геосреды, и отдельно взятых блоков. Показано, что размеры вращающихся и блоков и геологических структур составляют сотни и могут достигать 1000 км и более. Предложены новые, альтернативные тектонике плит, вулканические (Колосков А.В. и Аносов Г.И., Мелекесцев И.В), тектонические (Мирлин Е.Г. и Xie X.S.), геодинамические (Милановский Е.Е.) и геомеханические (Опарин В.Н.) модели движения геосреды, использующие представления, в том числе, и о вращательных ротационных и пульсационных ее движениях. Такие движения в рамках концепции тектоники плит трудно, по-видимому, физически и математически корректно невозмож но, учесть при механическом моделировании геодинамического процесса. В настоящее время вращательные движения блоков уже не гипотеза, а экспериментально установленный факт, который подтверждается большим объемом данных, полученных разными методами разными группами исследователей в разных регионах Земли [14].

Волновая геодинамика. Значительные и по объему и по количеству участников исследования последних десятилетий были направлены на обоснование волновой природы движений геосреды [1]. Моделирование таких движений осуществляется, как правило, исключительно в рамках тектоники литосферных плит [11] с привлечением механизма «эстафетной» передачи возмущений от блока к блоку за счет их зацепления друг за друга и трения по границам [11]. Такой «популярный» в настоящее время способ описания предполагает использование представлений моментной теории упругости и, как следствие, математических моделей геосреды в виде континуумов Коссера и ему подобных [11]. Использование таких математических моделей среды физически не обосновано [8, 16], поскольку за более чем 300-летний период экспериментального измерения упругих модулей так и не были количественно определены для твердого тела моментные модули и соответствующие им характеристические скорости.

Нелинейные свойства геосреды. В последние десятилетия выполнен большой объем геофизических работ, убедительно показавших, что геосреда обладает не просто сильно нелинейными свойствами – «гигантскими» по величине нелинейными свойствами, исследование и описание которых в рамках существующих моделей согласно [6] затруднено, по сути – невозможно.

Обсуждение концепций нелинейных геологии [7], тектоники и геодинамики [13] проводится формально, с использованием сформировавшихся у авторов–геологов при прочтении физической литературы неких

умозрительных образов о нелинейности самого общего плана. Такие «умозрительные» нелинейности без достаточного на то основания переносятся на геологические процессы [2]. При этом авторы—геологи совершенно не обсуждают описанные в научной литературе самими же геологами такие свойства геосреды, имеющие самое непосредственное отношение к нелинейности, как реидность, энергонасыщенность и способность двигаться вихревым способом, создавая геологические структуры больших размеров [9; 17].

Об интерпретации геодинамических данных. В тектонике плит принято «упрощающее» правило, согласно которому в соответствии с математической теоремой Эйлера–Даламбера любому перемещению вдоль поверхности сферы соответствует поворот на определенный угол. Такой подход не выдерживает критики. Во-первых, «относительности вращения не существует», поэтому в трехмерном пространстве результат движения, характеризующегося суммой двух конечных углов поворота, будет определяться последовательностью их выполнения. Во-вторых, необходимым и достаточным условием применимости теоремы Эйлера–Даламбера является наличие на сфере неподвижной точки. Такой точки на Земле не существует, так как Земля помимо вращения вокруг своей оси («неподвижной» точки в Новой глобальной тектонике), вращается и вокруг Солнца и в составе Солнечной системы – вокруг центра Галактики.

Как видим, для физически обоснованной интерпретации геодинамических поворотных движений необходимо разработать принципиально новые подходы, отличные от тех, которые применяются в тектонике плит. Известные и волновые уравнения геодинамики и их решения, приведенные в основополагающих работах [11] получены без учета выше обозначенных правил и подлежат переосмыслению.

Ротационная модель блоковой геосреды. Все обозначенные выше направления современной геодинамики оказывается возможным «под одной обложкой» совместить в рамках ротационной блоковой модели геосреды [5]. В рамках такой модели представления о блоковом строении геосреды самым естественным образом увязываются с вращением Земли и нелинейными свойствами вещества планеты, и преодолевается основная трудность континуума Коссера: упругие напряжения с моментом силы в ротационной модели оказывается возможным описать симметричным тензором [1, 4]. В рамках ротационной модели, опирающейся на вытекающие из закона сохранения момента представления о «собственном» моменте блока, физически прозрачно объясняются и волновые вращательные движения геосреды [17], включая и колебание Чандлера и ее нелинейные свойства [4]: энергонасыщенность, реидность и способность двигаться вихревым способом с образованием вихревых геологи-

ческих структур [9, 17]. В рамках ротационных представлений оказывается возможным объяснить и взаимосвязь между волновыми геодинамическими процессами и гравитационными (космической природой в том числе) явлениями и отсутствие дисперсии объемных сейсмических волн во всем диапазоне эпицентральных расстояний [3].

Заключение. В ротационной модели геодинамические движения являются следствием взаимодействия блоков геосреды между собой. Границы блоков в виде вскрывшихся разломов в такой модели проявляются лишь в частном случае «бллизкодействующего моментного» взаимодействия блоков – очагов готовящихся сильных землетрясений. В рамках ротационной модели становится очевидным, что блоковое строение геосреды и вращательные движения слагающих ее блоков трудно совместимы с представлениями Новой глобальной тектоники или тектоники литосферных плит.

Литература

1. Викулин А.В. Новый тип упругих ротационных волн в геосреде и вихревая геодинамика // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 2. С. 119–141.
2. Викулин А.В. Нелинейность–фрактальность или реидность–энергонасыщенность: какие категории ближе геологии? (Отзыв на статью Н.В. Короновского, А.А. Наймарка «Методы динамической геологии на критическом рубеже применимости» // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 163–168.
3. Викулин А.В. Акустика Земли // Система «Планета Земля». XX лет семинару «Система «Планета Земля». 1994–2014. М.: ЛЕНАРД, 2014. С. 202–242.
4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно–иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 3. С. 67–84.
5. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Геодинамика как динамика блоковой вращающейся среды // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2014. С. 48–51.
6. Гурбатов С.Н., Руденко О.В., Саичев А.И. Волны и структуры в нелинейных средах без дисперсии. Приложения к нелинейной акустике. М.: ФИЗМАТЛИТ, 2008. 496 с.
7. Короновский Н.В., Наймарк А.А. Методы динамической геологии на критическом рубеже ее применимости // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Вып. 21. С. 152–162.
8. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теория упругости. Теоретическая физика. Т. VII. М.: Наука, 1987. 264 с.

9. Мирлин Е.Г. Вихревая тектоника // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 5. С. 649–652.
10. Мулев С.Н., Бондарев А.В., Панин С.Ф. Опыт внедрения систем сейсмического мониторинга на шахтах и рудниках России // Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. Труды XX Всероссийской научной конференции. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2013. С. 416–421.
11. Николаевский В.Н. Собрание трудов. Геомеханика. Т. 2. Земная кора. Нелинейная сейсмика. Вихри и ураганы. М.; Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотичная динамика», 2010. 560 с.
12. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1961. № 3. С. 36–54.
13. Пущаровский Ю.М. Избранные труды: Тектоника Земли. Этюды: в 2 кн. Т. 1. Тектоника и геодинамика. М.: Наука, 2005. 350 с.
14. Ротационные процессы в геологии и физике / Ред. Е.Е. Милановский. М.: КомКнига, 2007. 528 с.
15. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. М.: Наука, 2004. 440 с.
16. Хирт Дж., Лоте И. Теория дислокаций. М.: Атомиздат. 1972. 600 с.
17. Vikuin A.V., Tveritinova T.Yu., Ivanchin A.G. Wave Moment Geodynamics // Acta Geophysica. 2013. V. 61. № 2. P. 245–263. DOI:10.2478/s11600-012-0079-8.

**Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Косарев А.М.⁴, Салихов Д.Н.⁴,
Гаськов И.В.¹, Крук Н.Н.¹, Дьячков Б.А.^{5,6}, Хромых С.В.^{1,3},
Осипова Т.А.⁷, Мехоношин А.С.⁸, Анникова И.Ю.^{1,2},
Травин А.В.^{1,2}, Гертнер И.Ф.², Котлер П.Д.^{1,3},
Кузьмина О.Н.⁵, Рахимов И.Р.⁴**

**Корреляция магматических событий и рудных месторождений
Южного Урала и Алтая как отражение плейт- и плюмтектоники
(средний – поздний палеозой)**

В средне-позднепалеозойской геодинамической эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных, трансформных (калифорнийского типа) и коллизионных обстановок. С субдукционными и трансформными обстановками связан главный объем вулканических и вулканоплутонических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале, в Рудном Алтае и Зайсанской сутурной зоне, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфики состава и эндогенному оруденению. Особое вниманиеделено трансформным обстановкам, которые, вероятнее всего, отвечают сдвигово-раздвиговым трансляциям с внедрением астеносферных диапиров под континентальную окраину и(или) островную дугу в результате разрыва субдуцированной океанической литосфера. Астеносферные окна («slab-windows») обеспечивали становление разноинформационных магматических комплексов и сопряженного в пространстве и времени эндогенного оруденения (Fe, Cu-Pb-Zn, Ti-Mgt, Cu-Ni, Au, РЭ и РЗЭ). Намечены принципиальные отличия астеносферных окон («slab-windows») и крупных изверженных провинций (LIPs), что является основанием для ревизии металлогенического районирования и прогнозирования Урало-Монголо-Тяньшанского внутриконтинентального складчатого пояса в среднем – позднем палеозое.

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

² Томский государственный университет, Томск

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск

⁴ Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

⁵ Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева, Усть-Каменогорск

⁶ Алтайский геолого-экологический институт, Усть-Каменогорск

⁷ Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

⁸ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск

Сибирский кратон в раннем протерозое – от террейнов до суперконтинента

В работе представлены новые палеомагнитные определения, полученные по раннепротерозойским образованиям Акитканского пояса и Алдано-Становой провинции Сибирского кратона, которые могут быть использованы для изучения становления Сибирского кратона в раннем протерозое – от отдельных террейнов до суперконтинента.

Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс (Акитканский пояс)

Пояс образовался в конце раннего протерозоя в результате постколлизионного растяжения на основании Акитканского орогенного коллизионного пояса – особой структуре фундамента Сибирского кратона – узкого шва, сшивающего террейны северо-запада и юго-востока [9]. Ранее нами были получены надежные палеомагнитные определения по породам этого пояса – чайской свите и базитовым дайкам чайского (могольского) комплекса реки Чая. В долине реки Миня, прорезающей хребет Акиткан, были отобраны и изучены коллекции образцов вулканитов и осадочных пород чайской свиты. Выделены две высокотемпературных компоненты, которые образуют статистически различающиеся кластеры (табл.). Первая компонента (ht1) практически совпадает с направлениями в чайской свите реки Чая (возраст ее определен как 1863 ± 9 млн лет [4]), удаленной от Мини примерно на 160 км. Тест складки для компоненты ht1 положительный. По породам, содержащим эту компоненту, была получена датировка изотопного возраста U/Pb изохронным методом по цирконам – 1874 ± 22 млн лет, что хорошо согласуется с возрастом чайской свиты реки Чая. Вторая компонента (ht2) гораздо чаще встречается в образцах вулканитов и имеет биполярное распределение, тест обращения положительный, тест складки неопределенный. Тела с преимущественным содержанием компоненты ht2 тяготеют к ареалу Миньского палеовулкана, по [1]. Проба на изотопный возраст, отобранная в одном из таких тел, к сожалению, результата не дала. Полюс, рассчитанный по компоненте ht2, ложится на раннепротерозайскую ТКПМ

¹ Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
(vodo7474@yandex.ru)

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

Сибири к востоку от самых древних полюсов, т.е. в сторону их омоложения. Он попадает также в область раннепалеозойских полюсов Сибири, что может свидетельствовать о вероятном раннепалеозойском перемагничивании в результате тектонических процессов, действительно характерных для юга Сибири. Но, на наш взгляд, подобную картину можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени накопления чайской свиты, т.е. примерно 1863–1873 млн лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканитов Миньского палеовулкана и отвечает времени примерно 1823 млн лет. Оба определения можно использовать для уточнения раннепротерозойской ТКМП Сибири.

Олекминский блок Алданской провинции

В качестве основных объектов были выбраны массивы гранитов кодарского комплекса, по которым получены изотопные датировки U/Pb методом по цирконам – 1873 ± 3 и 1877 ± 4 млн лет. [6] и габброиды Чинейского расслоенного plutона с возрастом 1867 ± 3 млн лет [8].

Из четырех изученных массивов гранитов кодарского комплекса в трех нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения. Первичность выделенных высокотемпературных компонент подтверждается положительными тестами обращения и совпадением направлений в удаленных массивах. Для Ат-Бастахского, Ханинского и Кеменского массивов получены средние направления ЕОН, вычислен средний палеомагнитный полюс и произведена корректировка за счет раскрытия Вилуйского рифта, согласно гипотезе [12] (табл.).

Образцы габброидов Чинейского массива были отобраны в центральной части из пород 3 фазы (габбро-норитовой). Почти все они характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведением ЕОН в процессе чистки. Выделенные высокотемпературные характеристические компоненты на стереограмме образуют кластер (табл.) в северо-восточном румбе, есть также несколько образцов с антиподальными высокотемпературными компонентами. Примечательно, что средняя компонента практически совпадает с компонентой ЕОН, выделенной К.М. Константиновым [5] в Главной Удоканской дайке (также габброиды чинейского комплекса), удаленной от Чинейского массива примерно на 15–20 км.

Практически одновременные полюсы по чинейским габброидам и кодарским гранитоидам различаются, хотя и перекрываются овалами доверия. Это может указывать на небольшие локальные развороты отдельных массивов Забайкалья. Кроме того, оба определения смешаются в сторону более молодых определений; помимо более молодого возраста намагниченности по сравнению с возрастом пород, это может свиде-

тельствовать о незначительном повороте Олекминского блока (или всей Алданской провинции) относительно Акитканского пояса (или всей Ангаро-Анабарской провинции) в раннем протерозое, т.е. более позднем времени становления фундамента Сибирского кратона. В статье [3] это было показано на примере раннепротерозойских образований Улканского прогиба. Впрочем, если не производить корректировку за счет раскрытия Вилюйского рифта, оба определения ложатся в самое начало палеопротерозойской кривой, что позволяет несколько усомниться в гипотезе [12] о развороте, по крайней мере, этого блока фундамента Сибирского кратона в результате раскрытия Вилюйского рифта. Полученные определения можно использовать для уточнения имеющейся модели (например, [2]) раннепротерозойской ТКМП Сибири, имеющей петлеобразный характер. Подобный облик имеет и ТКМП Лаврентии, построенная по выборке [13] с добавлением полюсов [10-11], что позволяет сделать вывод о совместном передвижении Сибири и Лаврентии в составе единой жесткой плиты, вероятно как ядра суперконтинента Колумбия. Совмещаться при этом они могли только южной окраиной Сибири и северным краем Лаврентии.

Таблица: Высокотемпературные компоненты ЕОН раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

| | Формация | Возраст, млн лет | Тесты | Среднее направление | | | | Палеомагнитный полюс | | | |
|--|-----------------------------------|------------------|-------|---------------------|-------|-------|------|----------------------|----------------|----------|----------------|
| | | | | D° | I° | k | α95 | Φ, ° | Λ, ° | dp/dm | φ, ° A95, ° |
| Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс (хребет Акиткан, река Миня) | | | | | | | | | | | |
| 1 | Чайская свита (компоненты ht1) | 1874±22 | F | 193.1 | 16.3 | 69.3 | 5.5 | -24.3 | 94.3 | 2.5/5.7 | 8 |
| 2 | Чайская свита (компоненты ht2) | 1823±7 | R | 153.9 | 14.2 | 24.5 | 18.9 | -22.8 | 136.8 | 9.9/19.3 | 7 |
| Олекминский блок Алданской провинции (хребет Удокан) | | | | | | | | | | | |
| 3 | Кодарский комплекс | 1873±3 1877±4 | R | 17.7 | -6.4 | 693.5 | 4.7 | -27.2 -27.9* | 99.6 127.8* | 5.9 | 3 |
| 4 | Чинейский комплекс | 1867±3 | | 29.8 | -18.6 | 19.8 | 9.6 | -19.5 -22.8* | 87.3 113.8* | 5.2/10.0 | 10 |

Обозначения: D и I – палеомагнитное склонение и наклонение; k – кучность; α95 и A95 – радиус круга доверия вокруг среднего с 95% вероятностью; Φ и Λ - широта и долгота палеомагнитного полюса; d_p/d_m – полуоси овала доверия вокруг полюса; φ_m – палеоширота; F – тест складки; R – тест обращения.

* Полюс повернут вокруг полюса вращения 62° сш, 117° вд на угол +25°, согласно [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 13-05-01138 и 15-05-05555).

Литература

1. Булдыгиров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ. 2005. 184 с.
2. Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия. Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
3. Диценко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А. и др. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 31-53.
4. Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикова Е.В. и др. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. 2007. Т.48. № 9. С. 916-920.
5. Константинов К.М., Крайнов М.А., Константинов И.К. Результаты палеомагнитных исследований структурно-вещественных комплексов месторождения Удокан (Северное Забайкалье) / Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН. 2013. С. 121-123.
6. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267-279.
7. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 182-186.
8. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517-521.
9. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Научн. ред. С.И. Митюхин. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
10. Hamilton M.A., Buchan K.L. U-Pb geochronology of the Western Channel Diabase, northwestern Laurentia: Implications for a large 1.59 Ga magmatic province, Laurentia's APWP and paleocontinental reconstructions of Laurentia, Baltica and Gawler craton of southern Australia // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 463-473.
11. Irving E., Baker J., Hamilton M., Wynne P.J. Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy // Precambrian Research. 2004. Vol. 129. P. 251-270.

12. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229-242.
13. Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 289-324.

И.П. Войнова¹

**Типизация вулканитов аккреционных комплексов
мезозойской конвергентной границы Азиатского континента и Палеопацифики (юг Дальнего Востока России):
петрогоеохимия, геодинамические ретроспекции**

Мезозойская конвергентная граница Азиатского континента и Палеопацифики трассируется мезозойскими аккреционными системами, сформированными в ходе субдукционных процессов. Присубдукционные аккреционные системы являются собой тектонический коллаж разнообразных океанических, окраинно-оceanических и присубдукционных образований, изучение которых дает возможность реконструировать геодинамические и фациальные обстановки в пределах древних океанических плит, а также характер процессов, протекавших непосредственно в зонах взаимодействия океанических и континентальных литосферных плит. В составе изученной нами части мезозойской аккреционной системы юга Дальнего Востока выделяют несколько террейнов разновозрастных аккреционных призм: Хабаровский и Самаркинский террейны юрско-раннемеловой и Киселевско-Маноминский террейн аптско-альбской аккреционных призм. Литолого-стратиграфическая последовательность отложений и кремнисто-терригенные составляющие аккреционных комплексов этих террейнов подробно изучены и описаны в многочисленных публикациях и обобщены в [3], причем более исчерпывающе, чем вулканические, которым посвящено меньше работ [1, 2, 4],

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина (ИТИГ) ДВО РАН

5]. В то же время, обнаружение вулканитов-индикаторов может расширить наши знания о существовавших палеогеодинамических обстановках. Нами исследованы разновозрастные вулканиты указанных террейнов. В Хабаровском террейне вулканиты встречены в ассоциации с пермскими и триасовыми образованиями. Терригенно-вулканогенно-кремнистые образования Самаркинского террейна формировались в широком временном интервале от позднего карбона-перми до юры. В Киселевско-Маноминском террейне из вмещающих вулканиты кремнистых отложений определены ископаемые радиолярии позднеюрского-раннемелового возраста. В основе исследования лежит совокупность всех имеющихся данных (собственных и опубликованных) о химическом составе вулканитов различного возраста и разных террейнов.

Петрогоеохимия вулканитов

Вулканиты представлены лавами, часто с шаровой и подушечной отдельностью, массивными и миндалекаменными, реже гиалокластитами, лавобрекчиями, ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими отложениями. Они соответствуют пикробазальтам, базальтам, трахибазальтам, гавайитам, относятся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям. В Хабаровском террейне в меланже встречены разновидности дацитового состава. Вулканиты характеризуются преобладанием в составе щелочей натрия над калием, лишь в юрских щелочных базальтах Самаркинского террейна наряду с натровой серией (мощные покровы преимущественно в ассоциации с кремнями) имеет место и калиевая («островные» базальты). Характерна проявленная в разной степени ферро-титановая специализация.

Применение петрогоеохимических диаграмм (дискриминационных – ДД и спайдер-диаграмм – СД) позволило выделить следующие группы (типы) вулканитов.

1) Океанические базальты типа OIB и E-MORB. Эти базальты наиболее широко распространены, имеют место во всех террейнах и среди образований всех возрастов. Они четко идентифицируются на ДД ($Zr/4-2Nb-Y$, $Zr-Ti /100-3Y$ и др.). Фигуративные точки размещаются в полях внутриплитных толеитовых и щелочных базальтов океанических островов, меньшая часть – в полях E-MORB и образуют единую совокупность. На СД хондрит-нормированных составов REE и RE графики показывают промежуточный характер вулканитов между E-MORB и OIB и обогащение легкими REE в среднем в 100 раз, лишь в К-базальтах Самаркинского террейна – более значительное. Соотношения Nb-Zr-Y-Ta свидетельствуют о формировании базальтов из плюмовых источников на океанических плато и океанических островах. Геохимические типы источников обогащенные, соответствуют тренду эволюции океаниче-

ских мантийных магм. Базальты этой группы формировались на внутри-плитных океанических островах и подводных возвышенностях на различном удалении от зоны спрединга.

2) Базальты типа Т-MORB. В эту группу входят базальты Снарского блока Вяземского сегмента Киселевско-Маноминского террейна в ассоциации с позднеюрскими известняками и один из видов базальтов, ассоциирующих с пермскими известняками, из меланжа Хабаровского террейна. Это толеитовые базальты, характеризуются низкими содержаниями щелочей, особенно К, на ДД их фигуративные точки образуют обособленное поле, приуроченное к границе N- и E-MORB, на СД их кривые наиболее близки графику E-MORB. По соотношениям Nb/Zr-Y/Ta они соответствуют базальтам океанических плато, источники которых имеют плюмовые характеристики и наиболее близки составу РМ. На диаграмме соотношения Th/Yb-Ta/Yb поле фигуративных точек этих базальтов позиционируется близ эталонного состава E-MORB и свинuto в сторону более деплетированных разновидностей. Формирование этих базальтов, вероятно, происходило в обстановке плюма в спрединговой зоне.

3) Базальты со смешанными (надсубдукционными+ деплетированными составами) характеристиками. Эти базальты встречены в Самаркинском террейне в ассоциации с кремнистыми образованиями Р возраста. На СД графики хондрит-нормированных содержаний REE имеют субгоризонтальный вид с обогащением порядка 10 раз, а RE - ярко выраженный Ta-Nb-минимум. На ДД их фигуративные точки занимают особое положение: на ДД Th-Hf-Nb/16, Th-Zr/117- Nb/16, Th-Hf/3-Ta – в поле островодужных пород известково-щелочного типа, Mn10-TiO₂-P₂O₅10 – в поле островодужных толеитов, MgO-FeO*-Al₂O₃ – в поле океанических рифтов, La/10-Y/15-Nb/8 – в области тройной точки сочленения полей островодужных толеитов, N-MORB и базальтов задуговых бассейнов. На диаграммах, характеризующих источники магм, их положение тоже особенное: на ДД Nb/Zr-Y/Ta они близки наиболее деплетированным составам, а Th/Yb-Ta/Yb – их фигуративные точки размещаются вне тренда эволюции океанических мантийных магм в поле базальтов океанических островных дуг. При этом базальты характеризуются низкой титанистостью. По совокупности петрохимических характеристик можно предположить их формирование в условиях задугового спрединга.

4) Вулканиты дацитового состава. Это лавобрекчи в меланже Хабаровского террейна, предположительно, пермского возраста. Их фигуративные точки на ДД Th-Hf-Nb/16, Th-Zr/117-Nb/16, Th-Hf/3-Ta размещаются в поле островодужных пород известково-щелочного типа. На СД они характеризуются минимумами Ta-Nb (причем значительными), Ti, Eu (неглубокими) и максимумами Rb, Th, K. Фигуративные точки на

диаграмме Nb/Y-Zr/Y смещены в приграничную область островодужных производных неплумовых источников, а судя по диаграмме Th/Yb-Ta/Yb, источник лавобрекчий имеет надсубдукционный характер.

Геодинамические ретроспекции и выводы

Таким образом, для пермского времени в пределах Палеопацифики реконструируются проявления вулканизма в различных геодинамических условиях: в спрединговой зоне над плутоном, во внутриплитной обстановке океанических островов, в условиях задугового спрединга и в надсубдукционной обстановке. Обнаружение вулканитов, формирование которых, вероятно, происходило в условиях, связанных с островными дугами и задуговым спредингом, свидетельствует о возможном наличии в пермское время на западе Палеопацифики конвергентной границы, подобной современной, с островными дугами и задуговыми морями. В триасово-юрское время был проявлен внутриплитный вулканлизм на различном удалении, в том числе и на значительном, от зоны спрединга. Для позднеюрско-раннемелового времени также реконструируется внутриплитный вулканлизм на различном удалении от зоны спрединга, но, по-видимому, на меньшем, чем триасово-юрский, судя по меньшей степени обогащения. В то же время, юрско-меловые обогащенные, но менее, чем триасово-юрские, базальты ассоциируют с гемипелагическими отложениями, что свидетельствует о приближенности центров вулканизма к зоне субдукции, а также и о приближении спредингового хребта к конвергентной границе. Кроме того предполагается проявление вулканизма в условиях задугового спрединга (базальты Снарского блока).

Различия в петрохимических составах базальтов возможно являются следствием различной мощности литосферы при их формировании, что следует из корреляционного соотношения $\langle [SM/Yb]_{CN} \rangle$ – мощность литосферы, по [6]. Для базальтов аккреционной призмы J₃-K₁ возраста (Хабаровский и Самаркинский террейны) определяются различные палеомощности литосферы: минимальная – для пермских базальтов, формировавшихся в условиях океанического и задугового спрединга, реконструируемая мощность литосферы при формировании внутриплитных базальтов (Р-Л) имеет широкий диапазон значений – 10-90 км (и более для К-базальтов Самаркинского террейна). Для базальтов аптско-альбской аккреционной призмы, различных сегментов Киселевско-Маноминского террейна, реконструируется увеличение палеомощности литосферы по простиранию террейна с севера на юг: для базальтов Киселевского сегмента (самого северного) – преимущественно 5-25 км, Маноминского (центрального) – 30-40 км, Придорожного блока Вяземского сегмента (самого южного) – 25-40 и 65-75 км, что возможно объясняется косым

направлением движения океанической плиты относительно конвергентной границы. Из этой закономерности выпадает находящийся на юге, рядом с Придорождым блоком, отделенный от него разломной зоной Снарский блок Вяземского сегмента, базальты которого формировались при минимальной мощности литосферы в условиях задугового спрединга. Такая ситуация могла возникнуть при совмещении блоков трансформными и постаккреционными перемещениями, либо Снарский блок не является частью Киселевско-Маноминского террейна.

Литература

1. *Войнова И.П.* Вулканические породы аккреционных комплексов Сихотэ-Алиня – индикаторы океанического вулканизма Палеопацифики // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тез. докл. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т. 1. С. 127-128.
2. *Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С.* Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 6. С. 83-96.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнавидение, 2006. В 2 т. 981 с.
4. *Симаненко В.П., Филиппов Ф.Н., Чащин А.А.* Базальты океана Пантадасса в Самаркинском террейне (Центральный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 23-37.
5. *Филиппов А.Н., Говоров Г.И., Чащин А.А., Пунина Т.А.* Вещественный состав и обстановки формирования кремнисто-вулканогенных образований Нижнеуссурийского сегмента Киселевско-Маноминского террейна (Западный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 19-33.
6. *Humphreys E.R., Niu Y.* On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // Lithos. 2009. V. 112. P. 118–136.

Тектоника и геодинамика восточного сегмента Уральского палеозойского орогена в условиях аккреционно-коллизионного скучивания

Тектоническое районирование Уральского палеозойского орогена на основе геодинамических реконструкций позволило выделить в его сложении серию сегментов, отличающихся по набору аллохтонных структур, составу их геодинамического наполнения и структурного соотношения. К числу наиболее изученных объектов, относится Восточный сегмент, данные по тектоническому строению и геодинамике которого могут быть отчасти распространены на другие сегменты орогена, имеющие сходное положение.

В обнаженной части орогена Восточный сегмент протягивается от широты Алапаевского габбро-ультрабазитового массива и Гаевского террейна на севере до широты Муслюмовского пояса ультраосновных массивов в южном направлении. С запада он ограничен периферией сложного Адуйско-Мурзинского террейна и системой шовных структур. На востоке сегмент перекрыт осадочными отложениями кайнозоя и его граница неясна, однако он прослеживается, по-видимому, до Красногвардейского террейна. Во внутренней части сегмент по составу слагающих комплексов и строению включает две резко отличающиеся между собой зоны субмеридионального простирания, которые можно обозначить как Алапаевско-Режевская и Сухоложско-Теченская (рис. А).

Алапаевско-Режевская зона располагается вдоль Адуйско-Мурзинского и Гаевского террейнов. В ее сложении значительная роль принадлежит габбро-ультрабазитовым массивам блокового строения, кремнистым сланцам и океаническим базальтам с включениями параллельных долеритовых даек, что отвечает офиолитовым ассоциациям океанической коры. Офиолитовые ассоциации перекрывают пакеты тектонических пластин и многопокровные структурные ансамбли, сложенные островодужными комплексами среднего девона [2]. Более полное строение зоны наблюдается на профиле, пересекающем Сафьяновское медноколчеданное месторождение (рис. Б).

Другой состав и строение слагающих толщ характеризуют расположенную восточнее Сухоложско-Теченскую зону. В северной ее части

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

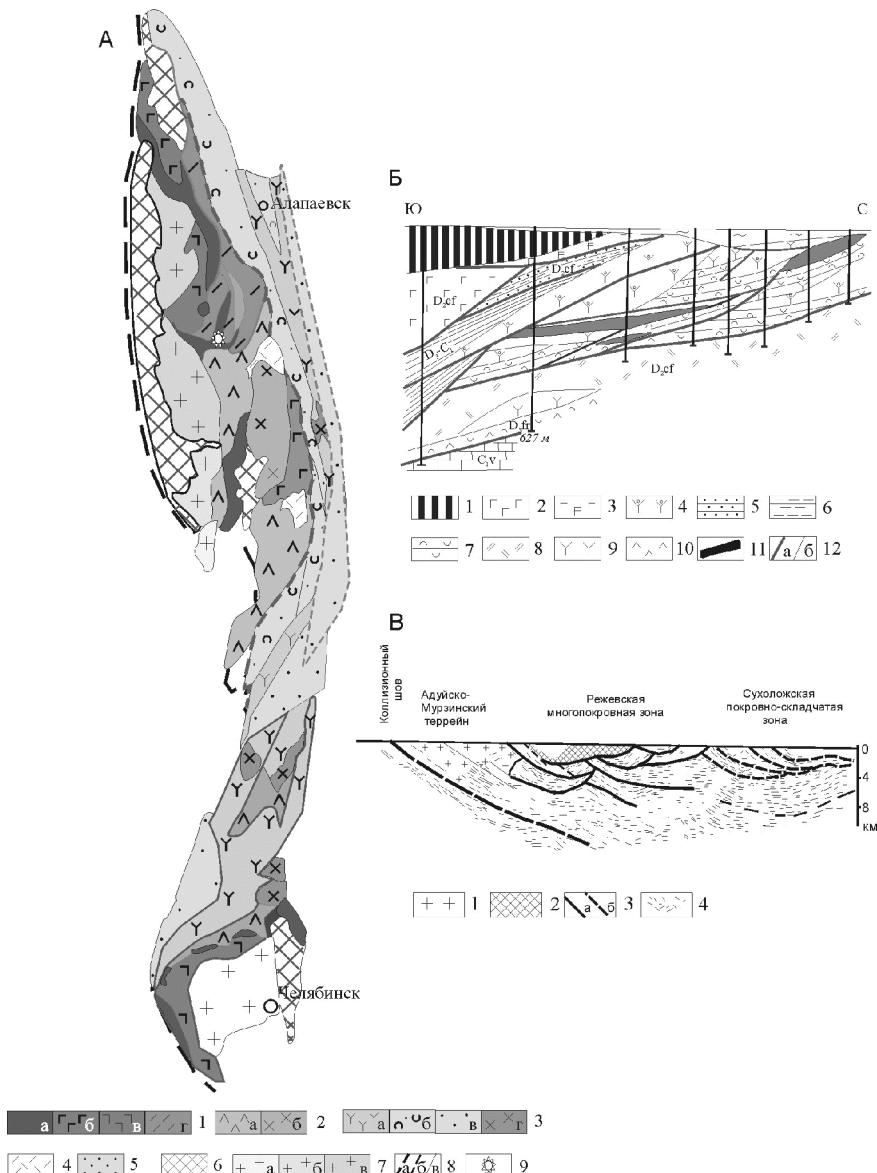


Рис. Схема строения Восточного сегмента (А), разреза через Сафьяновское месторождение (Б) и сейсмоструктурного профиля (В)

А. 1, 2 – Алапаевско-Режевская зона: 1 – оphiолитовые ассоциации океанической коры (а – ультрабазиты, б – габбро, в – базальты, г – кремнистые сланцы), 2 – островодужные комплексы (а – вулканогенные, б – диориты, плагиограниты);

Сухоложско-Теченская зона: 3 – комплексы вулкано-интрузивного пояса (а – вулканогенные, б – вулканогенно-осадочные, в – осадочные, г – интрузии диоритов и гранодиоритов); 4 – риолиты, 5 – отложения чехла террейнов и композитивных окраин; 6 – древнее основание террейнов; 7 - внутритеррейновые гранитоиды 1-го (а), 2-го (б) и 3 – го (в) этапов внедрения; 8 – фронтальные (а) и межзональные коллизионные (б) и внутризональные аккреционные (в) швы; 9 – местоположение Сафьяновского месторождения.

Б. Пакеты покровов. I – верхний: 1 – ультрабазиты, 2 – спилиты, 3 – кератоспилиты; II – средний: 4 – плагиолипариты, 5 – туфы плагиолипаритов, 6 – туфы андезитов, 7 – туфы дацитов; III – нижний: 8 – дациты, 9 – кластолавы и туфы плагиолипаритов, 10 – андезибазальтовые туфы, 11 – сплошные медноколчеданные руды; 12 – границы тектонических пакетов (а) и толщ (б) (из работы [2] с изменениями и дополнениями).

В. Сейсмоструктурный профиль на широте г. Алапаевска: 1 – граниты, гнейсы; 2 – ультрабазиты; 3 – границы покровов (а) и покровно-складчатых структур (б); 4 – сейсмические площадки (по материалам Баженовской геофизической экспедиции) преобладают вулканогенно-терригенные и карбонатные отложения верхнедевонского и раннекаменноугольного возраста [1], которые южнее сменяются вулканогенными накоплениями андезитового, андезидацитового и дацитового составов в ассоциации с интрузиями диоритов и гранодиоритов, образуя вулкано-интрузивные ассоциации краевых поясов

К числу крупных структурных образований сегмента относится Адуйско-Мурзинский блок, несущий признаки экзотического континентального террейна. Для метапород его основания приводятся радиологические возрасты 1,6-1,8 млрд лет, в то время как внутриблоковые гранитоиды характеризуются возрастами трех этапов 405, 330 и 265 млн лет (данные А.А.Краснобаева, Г.Б. Ферштатера, Н.С. Бородиной и др.). Это можно связать с этапами аккреционно-коллизионных процессов.

Приведенные материалы позволяют предположить основные особенности геодинамики Восточного сегмента Уральского орогена. В частности, имеющиеся данные позволяют считать, что Адуйско-Мурзинский и Гаевский террейны играли роль стопперов, вдоль которых происходило скучивание и структурная трансформация образований Алапаевско-Режевской зоны в многопокровную структуру с обратной, “ретрошарь-яжной” зональностью. Разный характер внутреннего строения и признаки надвигания на эту структуру образований Сухоложско-Теченской зоны, что можно видеть на сейсмоструктурном профиле (рис. В), вместе с различиями в их геологическом возрасте, свидетельствуют о разрыве во времени и в пространстве их становления. Наличие между зонами коллизионного шва и синшовных интрузий указывает на коллизионное столкновение между этими зонами.

Соответственно геодинамическую модель формирования сегмента можно представить в следующем виде. К востоку от Адуйско-

Мурзинского террейна обособился фрагмент океанического бассейна с корой океанического типа. В среднем девоне на ней сформировалась зона с островодужной обстановкой, а в верхнем девоне к востоку на композитивной континентальной окраине - зона с обстановкой краевого пояса. Дальнейшее развитие бассейна связано с горизонтальными перемещениями, в ходе которых происходит сложная глыбово-покровно-надвиговая акреция ассоциаций океанической коры и островодужных обстановок по периферии террейна и последующее причленение по коллизионному шву поясово-складчатых структур краевого пояса и сопровождающих его депрессий.

Литература

1. Волчек Е.Н., Нечеухин В.М. Петрографохимические особенности вулканогенных пород Сухоложской зоны (восточный сегмент Среднего Урала) и их значение для геодинамических реконструкций // Литосфера. 2012. № 3. С. 146-150.
2. Язева Р.Г., Молошаг В.П., Бочкарев В.В. Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 72 с.

А.А. Гаврилов¹

Некоторые общие особенности строения и унифицированные элементы организации орогенных систем

Горные сооружения континентальной суши, зон перехода к океанам и океанического дна служат важнейшими индикаторами эндогенной активности, делимости и проницаемости литосферы, отражая специфику различных глобальных и региональных геодинамических процессов, механизмы конструктивного тектогенеза. Сравнительный анализ этих мобильных элементов литосферы представляет важную в теоретическом и практическом отношении задачу, которая, в первом приближении, может быть решена на основе использования унифицированных и форма-

¹ ФГБУН Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН. Владивосток, Россия gavrilov@poi.dvo.ru

лизуемых структурно-геоморфологических и геометрических характеристик. Для этой цели предлагается использовать данные об инфраструктуре горных сооружений, полученные в ходе морфоструктурного и структурно-геологического анализов, опирающихся на комплекс геоморфологических, геологических методов и результаты дистанционного зондирования. В частности, на начальном этапе может производиться совмещение слоев с данными о морфологии и размещении контуров основных типов форм рельефа и пространственно сопряженных с ними пликативных, дизьюнктивных и инъективных дислокаций. Например, информативен вынос проекций магматических тел на различные морфометрические карты. В последующем, предметом изучения становятся конформные связи горных поднятий и структурно-вещественных комплексов, особенности глубинного строения, ведущие факторы, механизмы горообразования и т. д. Очевидно, что давно назрела необходимость повышение роли морфоструктурного изучения орогенных сооружений, а также проведения комплексных геолого-геоморфологических и геофизических исследований с обязательным синтезом результатов работ разных специалистов. Применение данных о принципиальных чертах строения рельефа конкретных горных поясов и областей позволит критически оценить существующие модели орогенеза и выбрать среди них построения, наиболее корректно отражающие и объясняющие морфологию земной поверхности и специфику формирования элементов соответствующих морфоструктурных планов [1].

Проведенные предварительные исследования показали, что несмотря на различные представления о природе орогенных систем (коллизионные, складчато-глыбовые, тектономагматогенные, магматогенные и др.) и специфику их тектонической позиции (внутри-, окраинно-, межконтинентальные, срединно-океанические и др.), имеется достаточно много общих черт их строения и развития.

1. В основе возникновения и эволюции горных поясов так же, как и других мобильных зон литосферы, лежат процессы образования или активизации существовавших ранее трансрегиональных и региональных систем глубинных разломов. Именно этими каркасными и сквозными структурами определяется линейность, протяженность, геодинамика, сейсмичность, аномальный тепловой поток орогенов, а также широкое развитие в их пределах явлений магматизма, метаморфизма, рудогенеза и других специфических геологических процессов.

2. Некоторые окраинно-континентальные горные хребты продолжаются в пределах островных дуг (Курильская, Алеутская и др.) и океанического дна (системы Калифорнийского, Аденского заливов), подтверждая наличие сквозных (океан-континент) глубинных разломов. Во мно-

гих случаях рифтовые и орогенные структуры развиваются сопряженно, в пределах одной системы поднятий суши (Калифорнийская, Восточно-Африканская и др.) и океанического дна (срединно-океанические хребты).

3. Глубинные разломы и инъективные дислокации, магматические центры образуют единые энергогенерирующие системы (цепи вулканов, плутонов, магматических сводов и др.), которые создают общий силовой каркас геологической и геоморфологической сред орогенов. Именно реализация двух принципиально возможных способов передачи энергии в пространстве – поливекторного объемного и моновекторного каналь-ного – лежит в основе типичной для горных поясов линейно-узловой, четковидной пространственной организации отдельных сводовых и тектономагматических поднятий центрального типа, расположение которых подчиняется трансляционной симметрии.

4. При формировании изометрических областей поднятий регионального и планетарного ранга (своды и мегасводы) на первый план выступают глубинные энергогенерирующие центры (плюмы, мантийные диапиры) и расположенные в верхних частях литосферы связанные с ними гранитоидные очаговые системы. Конформная им радиально-концентрическая сеть разломов участвует в образовании межгорных впадин и осаточных горстов, входящих в число основных морфоструктурных элементов длительно живущих сводов.

5. Для всех горных сооружений характерна относительно более мощная земная кора (так называемые «корни гор»), достигающая на континентах 70 км, а под вулканическими хребтами дна океанов 20 км. Связь с ними региональных отрицательных гравитационных аномалий указывает на изостатическую некомпенсированность поднятий и позволяет предполагать существование в основании орогенов областей разуплотнения земной коры и верхней мантии, имеющих физико-химическую или термальную природу, как это моделируется для сводовых морфоструктур суши и океанического дна (труды Е.В. Артюшкова, П. М. Сычева и др.).

6. Океанические хребты целиком сложены вулканогенными образованиями основного состава при некотором участии ультрабазитов и пород среднего состава. В зоне перехода (островные дуги) для горных поднятий характерны вулканиты андезитовой линии, но уже в комплексе с осадочными и вулканогенно-осадочными дислоцированными породами, роль которых достигает относительного максимума в орогенных сооружениях континентов. С осевыми частями хребтов континентальной суши связаны также аномально высокие концентрации ареалов метаморфических и магматических средних и кислых по составу пород, в частности гипабиссальных и абиссальных фаций гранитоидов.

7. Различный по составу магматизм и сопряженные с ним процессы структурирования геологического пространства и очаговой геодинамики выступают как универсальные факторы развития орогенных областей и поясов, а структуры центрального типа разного ранга и глубинные разломы представляют собой унифицированные элементы их организации.

8. Все области и зоны горообразования представляют собой крупнейшие энергетические аномалии планеты, поскольку в их пределах осуществляется работа против гравитационного поля Земли. Энергия недр затрачивается на образование различных глубинных и поверхностных структур, процессы метаморфизма, магматизма, подъем масс горных пород и др. Главные источники энергии планетарного тектогенеза обусловлены явлениями тепло-массопереноса (конвективные, газо-флюидные потоки, струи) в недрах при возможном влиянии флюктуаций гравитационного и ротационного режимов Земли.

10. Необходимый для горообразования антигравитационный потенциал возникает за счет температурного и газофлюидного разуплотнения верхних частей литосферы, которое сопровождается масштабными процессами гранитизации, протекающими экзотермически. Именно фактор «глубинности» определяет длительный, унаследованный характер развития многих горных поясов и областей, а также их устойчивость к процессам наложенной рифтогенной деструкции и базификации. Коллизионные и коллизионно-аккреционные сооружения, не имея глубинного основания и энергетической подпитки недр, при смене тектонического режима в рамках геологической шкалы времени эфемерны, так как относительно быстро подвергаются эндогенной и экзогенной деструкции.

11. Происхождение систем горных хребтов, имеющих один главный или радиально концентрический ряд второстепенных водораздельных узлов, как правило, связано с процессами тектонического и эрозионно-денудационного расчленения сводовых и тектономагматических поднятий. В основе близости высотных характеристик таких хребтов лежит примерное равенство энергетических и изостатических потенциалов сателлитных рельефообразующих центров эндогенной активности, сопряженных с общими уровнями магмогенерации.

12. Формирование орогенных сооружений суши происходит как в условиях сжатия (складчатые, коллизионные дизъюнктивные дислокации и др.), так и растяжения (вулканические грабены, вулкано-плутонические очаговые структуры и др.). Присутствие во многих из них как коллизионных, так и инъективных дислокаций, а также проявлений эффузивного магматизма андезитового и базитового составов, указывает на то, что чередование геодинамических режимов служит неотъемлемым фактором формирования горных областей.

При всем разнообразии возможных механизмов образования орогенных систем внешний облик большинства горных хребтов представлен линейными системами конвергентных конусообразных или пирамидальных максимально гравитационно устойчивых форм, центры тяжести которых приближены к основанию. В ходе реализации процессов эрозионно-денудационного расчленения орогенных поднятий в их пределах обособляются аномальные по структурным и вещественным характеристикам участки литосферы, обладающие максимальной потенциальной энергией и устойчивостью к разрушению. Именно они образуют основу водораздельных узлов, сеть которых влияет на заложение и пространственные соотношения водосборов, а также рисунок долин водотоков и хребтов. Морфологические преобразования водораздельных узлов, как центров аномального геодинамического потенциала, определяются равной вероятностью направлений перемещения экзогенных литодинамических потоков. В этих условиях доминирующим становится радиальный рисунок долин водотоков, деятельность которых по перемещению дезинтегрированных масс горных пород на уровнях их последующей аккумуляции способствует формированию универсальных конусообразных или купольных форм с симметрией центрального типа.

Полученные данные подтверждают известные представления о том, что методически целесообразно отказаться от узкого генетического толкования термина «орогенез» (работы Э. Ога и Г. Штиле, Л. Кобера) как горообразования, связанного с эпохами складчатости, и возвратиться к начальному определению этого понятия как горообразования вообще (труды Г.К. Гилберта). По мнению автора, орогенез – особый тип тектонических процессов, реализация которых определяется суперпозицией энергетических, структурных, геодинамических и реологических условий для проникновения в литосферу глубинных газовых, газово-флюидных потоков тепломассопереноса.

Литература

1. Гаврилов А.А. О критериях геоморфологической верификации концепций и моделей горообразования (юг Дальнего Востока) // Современные проблемы регионального развития. Материалы V Межд. науч.-практич. конф. Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН – ФГБОУ ВПО «ПГУ им. Шолом-Алейхема», 2014. 254. С. 163-164.

А.В. Гайдук¹, Н.Б. Кузнецов^{2,3}, Е.А. Белоусова⁴,
Е.А. Сизиков³, С.Г. Серов³, А.И. Бондарев³, Т.В. Романюк^{5,3},
С.В. Рудько²

**U/Pb-изотопное датирование (La ISP-MS) детритных
цирконов из ванаварской свиты венда
(скважина Кулиндинская-1, внутренние районы
юго-западной части Сибирской платформы)**

В строении чехла внутренних частей Сибирской платформы выделяются два структурных этажа: нижний – рифейский и верхний – вендско-фанерозойский. Вендская часть разреза вендско-фанерозойского структурного этажа юго-западной части Сибирской платформы (Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы, и разделяющие их Катангская седловина и южная часть Курейкой синеклизы) с размывом и угловым несогласием залегают на образованиях рифейского возраста и подразделяются на два «отдела»: нижний и верхний. Нижнему соответствует непский горизонт. Верхний отдел разделяется на эдиакарский и немакит-далдынский ярусы. Эдиакарский ярус соответствует тирскому горизонту, а немакит-далдынский – даниловскому горизонту. В традиционных схемах непский горизонт представлен терригенными породами (ванаварская свита), а тирский и даниловский горизонт – карбонатными, глинисто-карбонатными и, в ряде районов, соленосно-карбонатными породами, сменяющими друг друга в вертикальной последовательности, осбинской, катангской, собинской и тэтэрской свит [6, 10 и др.].

Для ванаварской свиты характерны переменная мощность (от 0 до ~200 м в районе Верхнетохомской скважины [6]) и значительная фациальная изменчивость. Имеющиеся данные о ранневендинском возрасте и нижневендинской стратиграфической принадлежности ванаварской свиты крайне противоречивы [2, 6, 15 и др.]. Согласно Общей стратиграфической шкалы [14] возрастной рубеж нижней границы венда (который сопоставляется сейчас с верхней частью эдиакария Международной стратиграфической шкалы [18]), оценивается в 600 млн лет. При этом возраст подошвы непского горизонта оценивается в 585 млн лет [7].

¹ РН-Эксплорейшн, Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Российский Университет Нефти и Газа им. И.М. Губкина, Москва, Россия

⁴ Центр GEMOC, Университет Маквари, Сидней, Австралия

⁵ Институт физики земли им О.Ю.Шмидта (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

В последнее время появились данные (находки ихнофоссилий, магнитостратиграфия [5, 16]), указывающие на то, что возрастные и стратиграфические характеристики аналогов ванаварской свиты, распространенных на северо-востоке Енисейского кряжа, могут быть пересмотрены в сторону их существенного омоложения, вплоть до сопоставления их с котлинским горизонтом Восточно-Европейской платформы (ВЕП), современные оценки временных рамок которого находятся в пределах 550–545 млн лет [2]. Эти выводы хорошо согласуются с новыми данными, полученными по керну скважины Кулиндинская-1. В частности, в нашей пробе с глубины 2188.2 м из разреза ванаварской свиты, вскрытого этой скважиной, В.Н.Сергеевым и Н.Г.Воробьевой (ГИН РАН) были выделены микрофоссилии (наши неопубликованные данные), характерные для котлинского горизонта ВЕП.

В связи с проблемой уточнения возраста осадочных толщ самых верхов верхнего докембрия внутренних районов Сибирской платформы и определения источников сноса, за счет накопления продуктов разрушения которых были сформированы обломочные породы этих толщ, нами были изучены и датированы (U/Pb , LA ICP-MS) дегритные цирконы (dZr) из песчаников ванаварской свиты, вскрытой скв. Кулиндинская-1, в интервале глубин 2173.0-2207.11 м. Разрез свиты представлен чередованием аргиллитов, алевро-аргиллитов и алевролитов с прослойями обломочных пород, представленных алевро-песчаниками и песчаниками. Для извлечения dZr с глубины 2179.76 м из прослоя плохо сортированного песчаника был отобран фрагмент керна весом ~1.5 кг (образец Е-42). Размер зерен от 0.05 до 1 мм, преобладает фракция 0.25-0.5. Окатанность зерен хорошая и очень хорошая. Внутренняя слоистость в песчанике отсутствует. Цемент преимущественно кварцевый и полевошпатовый, регенерационный, местами в порах развит ангидрит, местами – доломит и барит. Присутствуют структуры инкорпорации. Содержание кварца около 65-70 %, отдельные зерна подверглись грануляции и бластезу. Кварц, не подвергшийся грануляции, содержит большое количество включений. Граница между зернами кварца и регенерационным цементом почти всегда подчеркнута железистой(?) или битумной(?) рубашкой. Содержание полевых шпатов около 30-35 %, среди них присутствуют как неизмененные зерна, так и сильно серицитизированные и пеплитизированные, иногда по спайности развивается ожелезнение. Измененные зерна полевых шпатов, как правило, лишены регенерационной каемки. Вокруг этих зерен развиты пленки оксидов железа и битуминозными пленками.

Проба была раздроблена вручную (в чугунной ступе) и промыта в проточной воде до «серого шлиха», из которого с применением бромо-

форма в ГИН РАН был получен обогащенный цирконом концентрат тяжелых минералов. Предварительное изучение гравиконцентрата под бинокуляром показало, что в нем содержится умеренное количество преимущественно мелких зерен *dZr*. Зерна в разной степени окатаны и характеризуются заметно различающимися морфологическими типами, цветом и степенью прозрачности. Это может быть указанием на то, что в строении питающей провинции(й) участвовали весьма разнородные образования. Кроме зерен цирконов в гравиконцентрате в значительном количестве присутствуют зерна доломита, барита, отмечается апатит. При этом рудные оксиды и сульфиды фактически отсутствуют. Дальнейшее извлечение индивидуальных зерен циркона, их имплантация в эпоксидную шашку, изучение ее под микроскопом и получение различных изображений (в обратно рассеянных электронах и в катодных лучах, для того чтобы выбрать для датирования цирконы с ненарушенной структурой, без включений и без митомиктации), а также их аналитические исследования были проведены в лаборатории GEMOC университета Маквори (г. Сидней, Австралия). Цирконы (202 зерна) преимущественно прозрачные, но встречаются и палевые с оранжевым оттенком. Примерно 10% зерен – сильно трещиноватые, некоторые зерна содержат инородные включения.

Всего было выполнено 60 анализов U/Th/Pb-изотопной системы по 58 индивидуальным зернам. Описание технических деталей, методических приемов и констант, используемых для проведения вычислений приведены в [17]. Для 2 крупных зерен (№28 и №100) датированы центральные и краевые части. Для них получены возрасты, одинаковые в пределах ошибки: №28 – ядро (анализ E42-28C) 2550 ± 46 млн лет и №28 – кайма (анализ E42-28R) 2572 ± 38 млн лет, №100 – ядро (анализ E42-1008C) 1994 ± 40 млн лет и №100 – кайма (анализ E42-100R) 2025 ± 40 млн лет. Таким образом, никаких более старых инхеритных включений в цирконах не выявлено. Один анализ показал большую аналитическую погрешность, а сильно дискордантными $|D| \geq 10\%$ оказались 13 анализов, – все они были исключены из дальнейшего рассмотрения. Оставшиеся 46 возрастов *dZr* охватывают диапазон от 633 ± 14 до 2978 ± 58 млн лет и использованы для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (рис.). Распределение возрастов по основным подразделениям докембрия: неопротерозой – 7 зерен, мезопротерозой – 4 зерен, палеопротерозой – 18 зерен, архей – 17 зерен. На кривой плотности вероятности получен только один «яркий» пик со значением 2566.9 млн лет. Возраст самого молодого циркона 633 ± 7 млн лет ($D = 9\%$) ограничивает снизу сedimentационный возраст изучаемой толщи, т.к. седиментационный возраст породы не может быть старше возраста самого молодого

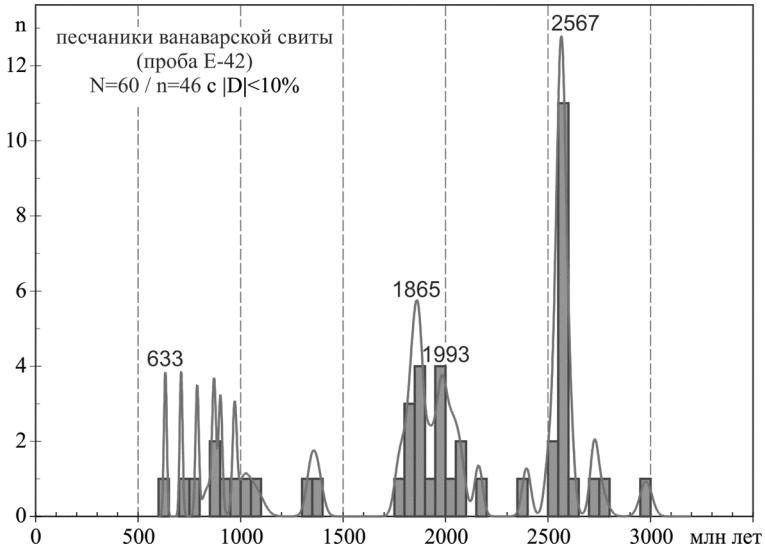


Рис. Гистограмма и кривая плотности вероятности (красная линия) возрастов цирконов из песчаников ванаварской свиты, вскрытой скв. Кулиндинская-1 (пр. Е-42, глубина 2179.76 м)

циркона в ней. Это означает, что возраст ванаварской свиты не может быть древнее 633 ± 7 млн лет, что соответствует концу позднего рифея в понимании Общей стратиграфической шкалы [14]. То есть, полученные данные по возрастам dZr из песчаников ванаварской свиты не позволяют уточнить ее возраст.

В целом, для песчаников ванаварской свиты получен значительный интервал возрастов dZr , что, как правило, свойственно для пород осадочных бассейнов, аккумулировавших продукты эрозии обширных платформенных областей. В датировках dZr в таких случаях отражены все крупные тектоно-магматические события, проявленные в питающей(их) провинции(ях). Фундамент Сибирской платформы сложен в основном архейскими и нижнепротерозойскими комплексами с возрастами 3.57–1.7 млрд лет. При этом наиболее часты возраста 1850–2000 млн лет, 2500–2600 млн лет и 2900 – 3100 млн лет, а породы с возрастами в интервале 2.2–2.4 млрд лет здесь весьма редки [1, 11, 12, 13, 19].

Древняя (древнее 1.7 млрд лет) часть спектра возрастов dZr из песчаников ванаварской свиты обладает именно такими характеристиками. Это указывает на то, что палеопротерозойские и архейские цирконы наиболее вероятно могли попасть в песчаники вместе с продуктами раз-

мыва древних кристаллических комплексов Сибирской платформы либо напрямую, либо за счет вторичного перемыва более древних, чем ванаварская свита осадочных толщ (толщ рифейского возраста), которые аккумулировали первичные продукты разрушения этих кристаллических пород. Однако мезо- и неопротерозойские кристаллические породы (до-кембрийские кристаллические породы с возрастами моложе 1.6 млрд лет) не типичны для Сибирской платформы. Известны лишь довольно редкие плутоны щелочных пород поздненеопротерозойского возраста – Белозиминский (642 млн лет), Жидойский (632 млн лет), Инглийский (674 млн лет) и др. А кроме того, в Центральном Таймыре известны гранитоиды с ранненеопротерозойскими возрастами [8]. Последние, по-видимому, были поставщиками *dZr* в толщи венского возраста Прианабарской части платформы, в частности, в старореченскую [8] и маастахскую [4] свиты, близкоодновозрастные ванаварской свите.

Таким образом источником *dZr* с возрастом моложе 1.6 млрд лет для венского осадочного бассейна внутренних районов Сибири могли быть щелочные плутонические комплексы, прорывающие фундамент Сибирской платформы, и/или кристаллические комплексы складчато-надвиговых поясов северного обрамления платформы (ранненеопротерозойский аккреционный пояс Центрального Таймыра).

Литература

1. Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-geoхимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12-26.
2. Гражданкин Д.В. Хроностратиграфия верхнего венда (на примере разрезов Северо-восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Западного склона Среднего Урала). Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск.: ИНГГ СО РАН, 2011. 32 с.
3. Кочнев Б.Б. Обстановки осадконакопления ванаварской свиты венда Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 22-33.
4. Кочнев Б.Б., Прошечкин А.И. Детритовые цирконы из рифейских и венских отложений центральных и северо-восточных районов Сибирской платформы. Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. 2. С. 79-83.
5. Кузнецов Н.Б., Шацпол А.В., Павлов В.Э., Прияткина Н.С., Данилко Н.К., Козионов А.Е. Первые находки ихнотипов и арумбериоморфных отпечатков в породах чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (Северо-восток Енисейского кряжа). Геодинамическая эволюция лито-

сферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 143-147.

6. Мельников Н.В., Якин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2005. 428 с.

7. Мельников Н.В. Венд-кембрийский соленосный бассейн Сибирской платформы (Стратиграфия, история развития). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 148 с.

8. Прияткина Н.С., Коллинз В.Дж., Худолей А.К., Шацилло А.В., Купцова А.В. Новые данные в пользу палеогеографической совмещенности северной окраины Сибири и Тиманской окраины Балтики на рубеже докембрия и палеозоя. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 12. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2014. С. 230-232.

9. Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23-40.

10. Решения Четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 1989. 64 с.

11. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3-21.

12. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование и алмазоносность. М.: Научный Мир, 2006. 212 с.

13. Смелов А.Р., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф. Алдано-Становой щит. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфёнов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерperiодика”, 2001. С. 81-104.

14. Стратиграфический кодекс России. Издание третье. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2006. 96 с. (Межведомственный стратиграфический комитет России, ВСЕГЕИ).

15. Файзуллин М.Ш. Значение третьего комплекса микрофоссилий для биостратиграфий венду-кембрийских отложений Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 33-40.

16. Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э. Первые палеомагнитные данные по стратотипическому разрезу лопатинской свиты Тейско-Чапского прогиба (Енисейский Кряж): к вопросу о возрасте терминальных уровней докембрия региона. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-

Азиатского подвижного пояса: от океана к континенту. Иркутск: ИЗК, 2014. С. 331-332.

17. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

18. International stratigraphic Chart. International Commission on stratigraphy. 2014. <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2014-02.jpg>

19. Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic Basement: An Overview // Gondwana Res. 2007. № 11. P. 279-288.

Т.С. Гендлер¹

Вариабельность магнитных характеристик основных Fe-содержащих минералов красноцветов (гетита и гематита) в зависимости от условий синтеза

Проанализированы магнитные гистерезисные характеристики тонкодисперсных частиц ферригидрита, гетита и гематита, полученных в результате лабораторного синтеза при меняющихся условиях. Синтез проводился как неорганический, так и с присутствием органики различного типа, варьированием ее концентрации в растворе и при различных температурах. Детально исследованы магнитные характеристики полученных преципитатов в зависимости от изменений условий синтеза, такие как величины намагниченности, коэрцитивность, форма петель гистерезиса в исходном состоянии и после охлаждения в магнитном поле от температур Кюри, способность закрепления остаточной намагниченности и ее свойства. Изучены особенности образования метастабильных соединений в процессе трансформации синтезированного гетита в гематит и вариабельность гистерезисных характеристик последнего в зависимости от свойств прекурсора. Полученные магнитные характеристики гетита и гематита сравниваются с реальными необычными магнитными свойствами, часто наблюдаемыми в красноцветных отложениях и корах выветривания.

¹ Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

**Этапы альпийского складкообразования
Большого Кавказа и их связь с геодинамикой
Африкано-Аравийского континента**

Расположенная на северном краю Анатолийско-Иранско-Кавказского сегмента (АИК) Средиземноморского мобильного пояса (СМП), складчатая система Большого Кавказа (БК), в течение альпийского цикла текtonогенеза была ограничена жесткими и по-разному мобильными геоструктурами. На севере находилась Скифская эпигерцинская платформа (СП), развитая на периферии Евразийского континента (ЕАК), а на юге она соприкасалась с Черноморско-Закавказскими микроконтинентом (ЧЗМ). Сложенная мощными (более 15 км) мезозойско-кайнозойскими вулканогенно-осадочными толщами, складчатая система БК структурно представляет собой асимметричный мегантиклиниорий северо-западного простириания. В пределах БК распространена преимущественно линейная, крутонаклонная в основном на юг разнопорядковая складчатость различной напряженности, которая на южном крыле мегантиклиниория осложнена надвигами и постскладчатыми покровами. Несмотря на хорошую изученность геологического строения региона, в тектонике БК все еще существует ряд важных не полностью решенных проблем. Главнейшая среди них, остающаяся до сих пор спорной и дискуссионной, касается механизма образования складчатой структуры. Не решены полностью проблемы, связанные с особенностями кинематики и геодинамики альпийского текtonогенеза.

Геодинамика ЕАК, а также АИК сегмента СМП и складкообразования на БК всегда были предметом отдельного самостоятельного изучения. В работах многих исследователей эти процессы, как правило, рассматриваются независимо друг от друга. Автором сделана попытка совместного рассмотрения этих, на первый взгляд, несвязанных явлений, с позиций тектоники литосферных плит для установления их генезиса.

Решение этих вопросов требовало проведения региональных и детальных исследований современной складчатой структуры БК. В результате многолетнего геолого-структурного изучения и анализа полученных качественно новых данных выяснилось, что складчатость БК характеризуется значительно большей сложностью и неоднородностью, чем это считали раньше. В пределах БК установлено развитие складчатых структур различной морфологии, ориентировки, возраста и генези-

¹ Тбилисский государственный университет, Институт геологии, Тбилиси, Грузия

са. Особенно многогранна складчатость южного склона БК, где отмечается большое структурное, генетическое и плановое разнообразие присутствующих здесь пликативных образований.

С использованием нового фактического материала были установлены характерные особенности складчатого строения региона, полученные при изучении составленных детальных профилей и анализа сложного структурного рисунка альпийской складчатости БК. Это дало возможность выяснить ведущие механизмы складкообразования и реконструировать происходящие в регионе геодинамические и кинематические процессы.

В результате проведенных исследований было установлено, что неоднородная современная складчатая структура БК фиксирует два качественно различных этапа разнопланового складкообразования, проходившие в определенной геодинамической обстановке и различных кинематических условиях.

Первый этап складкообразования включает доинверсионный период и раннеорогенную стадию (юра-средний миоцен). В это время последовательно были проявлены предкелловейская (батская), пиринейская и штирийская фазы складчатости. В процессе этого этапа была сформирована основная линейная складчатая северо-западная структура БК, образование которой было обусловлено придвижением и прижатием ЧЗМ к БК вкрест его простирания в северо-восточном направлении. Во время действия такой микроплитовой тектоники выполнявшие морской бассейн БК литифицированные толщи в обстановке мягкой коллизии испытывали горизонтальное продольное сжатие, вызывающее в них образование зональной складчатости. Зональность, которая была обусловлена спадом к северу складкообразующих усилий, выражена в смене сильно сжатой складчатости умеренной, а затем слабосжатой, переходящей в пологую моноклиналь.

Второй, более короткий (поздний миоцен–антропоген), позднеорогенный этап складкообразования проходил в условиях субмеридионального горизонтального давления в процессе аттической, роданской, валахской и четвертичных фаз тектогенеза. Новейший этап, который протекал на фоне общего воздымания БК, существенно отличается от предыдущей стадии по характеру складкообразующих процессов. В это время в АИК сегменте произошло изменение главного направления горизонтального сжатия с северо-восточного на субмеридиональное. В отличие от первого этапа эта была стадия столкновения с уже консолидированным БК. Поэтому она проходила в обстановке жесткой континентальной коллизии, определившей формирование своеобразных пликативных и дизъинктивных структур. Вначале данной стадии ЧЗМ и БК

субмеридиональными разломами были рассечены на отдельные сегменты, а ЧЗМ – на соответствующие им наноплиты. Последние были расчленены на поперечные клавишеподобные мелкие блоки – шоли. Поэтому на коллизионном этапе развития на БК воздействовали не целостный ЧЗМ, как на предыдущей стадии, а разновеликие поперечные мелкие плиты и блоки. Они в процессе складкообразования перемещались в северном долготном направлении и вдвигались складчатую систему БК. Это вызывало косое наложение долготного сжатия и деформацию блоков, прилегающих к участкам ранней складчатой структуры северо-западного простирания. Проявление такой шолевой тектоники привело к переориентировке, преобразованию и разрушению первичной складчатости в южном тектонически активном крае БК. Условия складкообразования, зависящие от кинематики шолей и наноплит, были разными – придвиговыми и поддвиговыми. При действии первого механизма образовывались интерференционная складчатость, субширотные складки и горизонтальные флексуры, второго – возникали тектонические покровы.

В альпийском геодинамическом развитии региона определяющую роль играл глобальный процесс движения Африкано-Аравийского континента (ААК) и его сложное сближение с ЕАК, точнее со СП. На раннем геодинамическом этапе (юра-средний миоцен), после раскрытия Северной Атлантики он перемещался в северо-восточном направлении, сближаясь с ЕАК, и как индентор воздействовал на АИК регион. Вызванное этим процессом, которому способствовала тектоническая расслоенность литосферы, трансрегиональное горизонтальное усилие на большое расстояние передавалось в межкратонную область, в том числе на ЧЗМ. Последний начал ортогонально придвигаться к БК, вызывая в его пределах процесс регионального складкообразования. Вначале позднего этапа проявления глобальной геодинамики Аравийская плита, отделившись от Африканского континента в позднем миоцене, стала долготно двигаться на север и, сближаясь с ЕАК, постепенно вдвигалась в СМП. Это обусловило смену предыдущих геодинамических условий в АИК и соответственно ориентировки вектора тангенциального давления, которая стала субмеридиональной. Направленный на север стресс воздействия на южные регионы АИК, достиг ЧЗМ. В данной изменившейся обстановке происходило столкновение наноплит и шолей ЧЗМ с БК в различных кинематических условиях, что вызывало в нем коллизионное локальное структурообразование, которое продолжается и в современную эпоху.

В регионе наблюдается полная согласованность по времени проявления, направлений тангенциального давления и по смене геодинамического режима движений ААК с процессами дислокаций на БК в течение

альпийской эпохи тектогенеза. Этапы проявления складкообразования на БК, вызванные разноориентированным южным горизонтальным давлением, полностью коррелируются с направлением перемещения ААК. Таким образом, на БК отчетливо выражена прямая связь процессов складчатости подвижной системы с геодинамикой рассматриваемого региона и синхронность этих событий. Этапы возникновения складкообразующих процессов на БК, связанные с южнонаправленным тангенциальным сжатием региона различной ориентировки, совпадают с северо-восточным движением ААК на раннем этапе дислокации БК и субмеридиональной геодинамикой Аравийской плиты на поздней стадии складчатости. Следовательно, наблюдается одновременная смена геодинамических режимов в ААК, АИК сегменте СМП и соответствующие им процессы складкообразования на БК.

Этот глобальный тектонический процесс явился основным источником возникновения направленного с юга на север тангенциального давления, которое, в свою очередь, обусловило мегарегиональную разноранговую геодинамику АИК, что определило региональные и локальные геодинамические события в ЧЗМ, являющиеся непосредственной причиной складкообразования на БК.

Подтверждением их генетической связи является отражение смены альпийской глобальной геодинамики на складкогенезе в АИК, в том числе на БК. Эта связь отчетливо проявлена в различных механизмах складчатости БК, выраженная в особенностях ее морфологии на соответствующих этапах геодинамики и пликативных дислокаций.

Важным фактором в формировании современной складчатости альпийского БК была структурная позиция БК – его размещение между ЧЗМ и СП, а также геодинамика последних. Тектонической активностью на этапах складчатости характеризовался ЧЗМ, а СП оставалась относительно пассивной и выполняла роль жесткого упора.

С этих позиций складчатость БК представляется пассивно деформирующейся структурой, образованной активным воздействием на нее прилегающего к региону с юга ЧЗМ. В этих условиях региональная и локальная геодинамика ЧЗМ и складчатость БК представляют собой взаимообусловленные механические процессы. Придвижное воздействие ЧЗМ на БК, вызывающее сокращение пространства и складкообразование в его пределах является главным способом перемещения ЧЗМ, которого не было бы без процесса складчатости.

Все разномасштабные геодинамические процессы, основным которых является глобальная тектоника литосферных плит и возникающие при этом общие и частные механизмы складкообразования совместно определяют характер морфологии современной альпийской складчатости БК.

Таким образом, альпийская сложная своеобразная складчатая структура БК является следствием взаимосвязанных разнорядковых геодинамических глобальных, мегарегиональных, региональных и локальных событий, протекающих в регионе в обстановке главного тектонического процесса сближения ААК с Евразией.

О.М. Гнилко¹, Л.В. Генералова², С.Р. Гнилко¹

Геодинамическая эволюция Внутренних Украинских Карпат

Украинские Внутренние Карпаты находятся в области сочленения двух композиционных террейнов - на юго-восточном окончании Алкапы, погруженном под неогеновый чехол Мукачевской депрессии Закарпатского прогиба, и на северо-западном окончании Тиссии-Дакии, выходящем на поверхность в виде Мармарошского массива и Мармарошской утесовой зоны (Вежанского покрова). Между террейнами Тиссия-Дакия и Алкапа вклиниваются Пенинская зона и продолжение внешнекарпатского Магурского покрова - Монастырецкий покров (название по С.С. Круглову [3], соответствует Драговской зоне по С.Л. Бызовай и М.А. Безру). Террейн Тиссия-Дакия на северо-востоке и востоке граничит с Внешними (Флишевыми) Карпатами, внутренние покровы которых вмещают юрские базальты и, реже ультрабазиты, маркирующие Предмармарошскую сутуру.

Результаты геологосъемочных и геодинамических исследований последних лет и анализ литературных данных дал авторами возможность реконструировать геодинамические обстановки фрагментов литосфера изученного региона.

Фрагмент раннемеловой аккреционной призмы (Мармарошские утесы). Мармарошская утесовая зона (либо Вежанский покров – название по С.С. Круглову [3]) находится на северо-восточном продолжении Мармарошского массива и тектонически выклинивается к северо-западу в бассейне р. Боржава. Она, вероятно, является сорваным со своего седиментационного основания фрагментом осадочного чехла Мармарош-

¹ Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина

² Львовський національний університет імені Івана Франка, Львов, Україна

ского массива, надвинутым (как и массив) на Внешние Карпаты. Эта зона сложена мел-палеогеновыми отложениями, в нижней части стратиграфического разреза которых развита мощная (до 1000 м) нижнемеловая (баррем?-апт-альбская) олистостромовая и олистостромо-конгломератовая толща соймульской свиты, образующая собственно Мармарошские утесы. Наши наблюдения, в частности над переходами от глыб к вмещающему их осадочному матриксу и – от осадочного матрикса к меланжу, склоняют нас к точке зрения С.С. Круглова [3] о первично олистостромовой природе Мармарошских утесов (по крайней мере, большинства изолированных тел, помещенных в осадочный и тектонический матрикс).

Олистолиты, размером до десятков и первых сотен метров, часто выраженные в рельефе “утесами”, как и обломки в конгломератах, представлены двумя типами пород. Первый из них сложен образованиями, сходными с комплексами кристаллического фундамента и осадочного чехла Мармарошского массива, в том числе метаморфическими сланцами и гнейсами, гранитами, существенно кварцевыми гравелитами и конгломератами перми-триаса, доломитами и известняками триаса и юры. Он более развит в конгломератах. Второй - представлен разобщенными фрагментами офиолитовой ассоциации, наиболее полно распространенными в бассейнах рек Большая и Малая Угольки. В Мармарошской утесовой зоне также описаны глыбы нижнемеловых рифогенных известняков ургонской фации и обломки красных яшм, возможно связанных с офиолитами. Мы предполагаем, что олистолиты второго типа сползали с надвиговых поднятий, образованных офиолитовыми покровами. Возраст указанных поднятий, и, соответственно время надвигания офиолитов, отвечают возрасту накопления олистостромово-конгломератовой толщи (ранний мел, баррем?-апт-альб). Несколько далее от этого надвигового фронта образовалось структурное поднятие части Мармарошского массива (“fore-bulge”), известное как “Мармарошская кордильера”, поставлявшее в олистостромово-конгломератовый соймульский бассейн (как и во Внешнекарпатский бассейн) обломочный материал второго типа (“континентального происхождения”) – гнейсы, сланцы, граниты, мелководные осадочные породы и др. В современной структуре Вежанского покрова эти два источники сноса не выходят на поверхность, они перекрыты более поздними надвигами и/или размыты.

Тектонические покровы, сложенные триас-юрскими офиолитами, известны в Румынии, где имеют название Трансильванских. Они в раннем мелу были надвинуты на покровы основания Центральных Восточных Карпат (Мармарошского кристаллического массива) с запада из корне-

вой Мурешской сутурной зоны, развитой между Тиссией и Дакией [2]. Трансильванские покровы являются фрагментом обдуцированной аккреционной призмы, надвинутой в раннем мелу на континентальную окраину Дакии с востока [1] в связи с коллизией Тиссии и Дакии. Таким образом, Мармарошские утесы увязываются с ростом в раннем мелу аккреционной призмы и, вероятно, маркируют часть сутуры между Дакией и Тиссией.

Верхнемеловые-палеогеовые отложения пассивной окраины Тиссии-Дакии (Вежанский покров). К этому комплексу мы относим послеолистостромовые (т.е. посттектонические – сформированные после коллизии и образования Тиссии-Дакии) отложения зоны Мармарошских утесов. Вверх по разрезу олистостромово-конгломератовая толща соймульской свиты сменяется сеноманской (?) толщей песчаников и алевролитов (100-300 м). Выше лежат турон-маастрихтские (геми)пелагические красные мергели пуховской свиты (100-200 м); маастрихтский тонкослоистый, с неясно выраженным турбидитными текстурами флиши ярмутской свиты (до 30 м); палеоцен-эоценовые флишоидные, без видимых турбидитных текстур Боума, песчано-мергелистые образования и пестроцветные (красные и зеленые) (геми)пелагические мергели метовской свиты (до 150-200 м); олигоценовые (геми)пелагические черные аргиллиты и мергели дусинской свиты (до 100 м).

Гемипелагический характер верхнемеловых-палеогеновых надолистостромовых отложений Вежанского покрова, батиальные глубины их седиментации (о чем свидетельствует родовой состав и морфологические особенности найденной планктонной и бентосной микрофауны), как и отсутствие в позднем мелу – палеогене тектонических движений покровного характера в западной части Центральных Восточных Карпат свидетельствуют о формировании этих отложений в зоне континентального склона пассивной окраины микроконтинента Тиссия-Дакия. Этот палеосклон, исходя из современного положения Вежанского покрова как паравтохтона Монастырецкого покрова, был наклонен к юго-западу в сторону Монастырецкого флишевого суббассейна.

Комплекс позднемеловой-палеогеновой активной окраины Алкапы (Пенинская зона и Монастырецкий покров). Облик Пенинской (Утесовой) зоны определяется наличием крупных утесов (клиппов, столитов) юрско-неокомских известняков, иногда с вулканогенным и терригенным материалом, размером до сотен метров. Утесы помещены в относительно пластичные интенсивно дислоцированные апт-маастрихтские (геми)пелагические мергели. Мощность мергелей не превышает первых сотен метров, в верхней части их стратиграфического разреза (маастрихт) наблюдаются линзы обломочных пород (распространенных

за пределами Украины и ниже по разрезу). По-существу, Пенинская зона является крупным тектоническим меланжем. Меланж со структурным несогласием перекрыт эоценовыми конгломератами и флишем вульховчикской свиты (300-400 м), которая, в свою очередь, несогласно перекрыта неогеновыми молассами Закарпатского прогиба. Меланжевый комплекс Пенинской зоны параллелизуется с мел-палеоценовой аккреционной призмой, образованной на активной окраине микроконтинентального террейна Алкапа вследствие субдукции основания Пенинского бассейна под данный террейн.

Более внешнее и структурно нижнее положение, по отношению к Пенинской зоне, во Внутренних Украинских Карпатах занимает Монастырецкий покров, стратиграфический разрез которого сложен палеоцен-эоценовым флишем сушманецкой и драговской свит. Отложения Монастырецкого покрова, вмещающие глубоководные агглютинирующие фораминиферы, исходя из их состава и геологического положения, отвечают образованиям желоба, развитого перед фронтом Пенинской аккреционной призмы. К концу эоцена они, вследствие продолжающейся субдукции, были сорваны с основания, образовали ряд тектонических чешуй и присоединились к структуре аккреционной призмы. Таким образом, комплексы Пенинской зоны и Монастырецкого покрова сопоставляются с аккреционными образованиями активного края Алкапы.

Надвигание композиционной мел-палеогеновой Пениско-Монастырецкой призмы (активная окраина террейна Алкапа) на олигоценовые и более древние отложения Вежанской единицы (пассивная окраина террейна Тиссия-Дакия) отображает процесс коллизии этих двух микроконтинентальных террейнов. Коллизия, вероятно сопровождалась частичным подвигом Тиссии-Дакии в субдукционную зону под Алкапу и срыву с основания части осадочной оболочки Мармарошского массива, сформировавшей Вежанский покров. В неогене эти два сопряженные террейна сближались и впоследствии коллидировали с Евразией, что обусловило окончательное формирование орогена Карпат.

Выполненные работы приводят к **выводам**:

1. Нижнемеловая олистостромовая и олистостромо-конгломератовая толща (собственно Мармарошские утесы) формировалась в бассейне перед фронтом надвигающихся на Мармарошский кристаллический массив (часть микроконтинентального террейна Дакия) офиолитовых покровов, с которых сползали олистолиты базальтов и ультрабазитов. Несколько далее от этого надвигового фронта образовалось структурное поднятие (“fore-bulge”), поставлявшее в этот олистостромово-конгломератовый бассейн обломочный материал “континентального происхождения” – гнейсы, сланцы, граниты, мелководные осадочные породы и

др. Обдукция офиолитов увязывается с коллизией Тиссии и Дакии и образованием в раннем мелу композиционного террейна Тиссии-Дакии.

2. Верхняя часть стратиграфического разреза зоны Мармарошских утесов – верхнемеловые-палеогеновые надолистостромовые преимущественно мергелистые отложения Вежанского покрова, накапливались в области континентального склона пассивной окраины микроконтинента Тиссия-Дакия.

3. Комплексы Пенинской зоны (меланж) и Монастырецкого покрова (чешуи флиша) сопоставляются с мел-палеогеновой аккреционной призмой, образованной на активной окраине микроконтинетального террейна Алкапа.

4. Надвигание композиционной мел-палеогеновой Пенинско-Монастырецкой призмы (активная окраина террейна Алкапа) на олигоценовые и более древние отложения Вежанской единицы (пассивная окраина террейна Тиссия-Дакия) отображает процесс коллизии этих двух микроконтинентальных террейнов. В неогене эти два сопряженные террейна сближались и впоследствии столкнулись с Евразией, что обусловило окончательное формирование орогена Карпат.

5. Таким образом, олистострома Мармарошской зоны утесов образовалась за счет коллизии микроконтинентов Тиссии и Дакии, а Пенинская (Утесовая) зона, Монастырецкий и Вежанский покровы – вследствие сближения и последующей коллизии композиционных микроконтинентальных террейнов Алькапы и Тиссии-Дакии.

Литература

1. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier, 2004. № 210. P. 1–56.
2. The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography / Eds: F. Horvath, A. Galacz. Budapest: Hantken Press, 2006. 625 p.
3. Круглов С.С. Покровы зоны Мармарошских утесов // Тектоника Украинских Карпат (объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000). Киев: Наукова думка, 1986. С. 110–114.

Модель палеотектонического развития оренбургской части Предуральского прогиба

Предуральский прогиб (ПП) относится к передовому (форландовому) бассейну, образовавшемуся на краю платформы перед фронтом Уральского складчатого сооружения в стадию позднепалеозойской коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов. Ложе прогиба слагают каменноугольные карбонатные породы окраины Русской платформы. До позднего карбона территория ПП развивалась в режиме пассивной окраины платформы с преобладанием шельфовой седиментации. Заложение прогиба произошло в позднем карбоне и связано с формированием Уральской складчатой системы [1; 2, 3 и др.]. Южная часть Предуральского прогиба, расположенная в пределах Оренбургской области, имеет ряд особенностей строения, определяющих размещение месторождений углеводородов (УВ) [4, 5]. Главной особенностью его строения является развитие соляно-купольных структур. Практически все месторождения углеводородов южной части прогиба находятся в подсолевых отложениях. Анализ геолого-геофизических данных и материалов бурения [5, 6] в южной части прогиба позволяет обобщить имеющуюся информацию и предложить модель ее развития от раннего девона до неогена (рис. 1).

В раннем девоне территория южной части Предуральского прогиба принадлежала восточной окраине Восточно-Европейской платформы. К началу эмского века основная часть юго-востока платформы находилась выше уровня моря в зоне размыва. Только в краевой ее части накапливались сероцветные алевро-глинистые отложения лохков-пражского века (хлебодаровская свита). В эмское время территория была зоной накопления преимущественно красноцветных и сероцветных алевропесчаных прибрежно-морских осадков такатинской свиты (скв. 630 Белозерская). К концу эмса терригенная седиментация сменилась карбонатной, которая заняла весь юго-восток территории. Осадки вязовского горизонта северо-западной части прогиба (скв. 106 Октябрьская, 2Маякская, 110, 106 Предуральские) преимущественно терригенно-карбонатные (алевролиты, песчаники с прослойями темноцветных остракодовых известняков). В разрезах южной части (скв. 501 Вершиновская, 85 Бердянская) к вязовскому горизонту ранее была отнесена мощная толща реликтово-органогенных доломитов и доломитизированных известняков без

¹ Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), Уфа, Россия

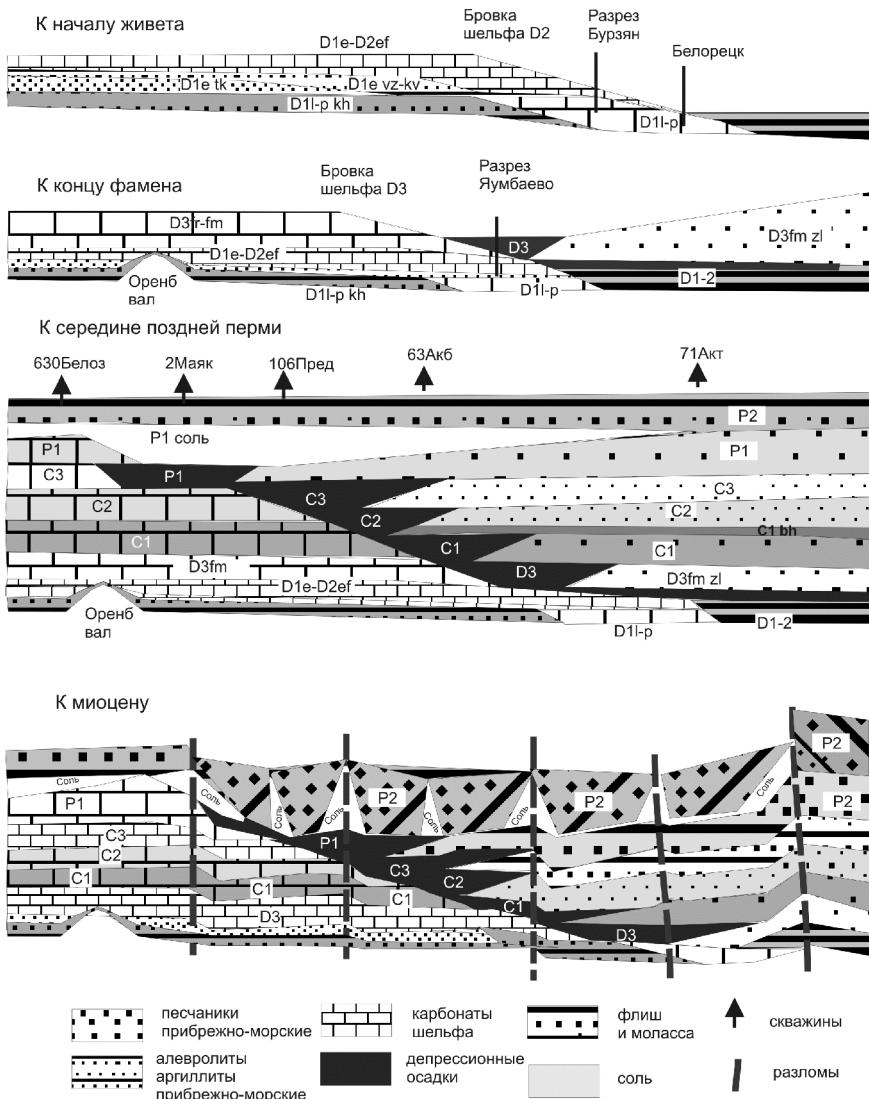


Рис. 1. Палеотектонические реконструкции развития Оренбургской части Предуральского прогиба (масштаб не выдержан). Буквенные обозначения: P1, P2 - ранняя и поздняя пермь, C1, C2, C3 - ранний, средний поздний карбон; D1, D2, D3 - ранний, средний, поздний девон

достаточного палеонтологического обоснования [5 Волож]. Учитывая, что данные скважины пробурены в зоне тектонических нарушений,

мощности вскрытого разреза не соответствуют первичным осадочным. Возможно, эти карбонатные отложения по возрасту относятся к более позднему койвенско-бийскому уровню, для которого характерно широкое развитие биогермных кораллово-строматопоровых фаций как на окраине платформы, так и на Южном Урале. В афонинское время в области карбонатных биогермных отложений в результате возникновения застойных условий формировались битуминозные кремнисто-глинисто-карбонатные тентакулитовые отложения (скв. 501 Вершиновская, 1 Нагумановская, 2Маякская, 10 Староказлаировская, 106 Предуральская). Таким образом, к концу среднего девона (живетский век) рассматривая территория была перекрыта карбонатными и терригенно-карбонатными осадками. Распределение их контролировалось углублением морского бассейна в восточном направлении.

Поздний девон. В конце живота (пашийское время) в процессе очередной регрессии моря территория прогиба находилась в зоне мелководной (прибрежно-морской) терригенной седиментации. Последующий подъем уровня моря фиксируется накоплением глинистых (тиманский горизонт), карбонатных (саргаевский горизонт) и застойных битуминозных кремнисто-глинисто-карбонатных отложений доманикового горизонта. Во фране (мендымское время) произошла тектоническая перестройка территории – подъем одних участков и опускание соседних с формированием системы прогибов (Камско-Кинельского типа) и разделяющих их поднятий. Зона Оренбургского вала была вовлечена в зону поднятий с размывом нижележащих осадков (от силура до франа). Терригенные алевро-песчаные осадки (колганская толща) заполняли прогиб, образовавшийся к северу от Оренбургского вала (на юго-восточном продолжении Муханово-Ероховского прогиба). На территории Предуральского прогиба прослеживается восточная часть Оренбургского поднятия – в разрезах центральной части прогиба отсутствуют отложения всего среднего девона и франского яруса верхнего девона, породы эмсского яруса перекрыты фаменскими карбонатами (скв. 630Белозерская, 640Слудногорская, 110Предуральская, 120Буртинская), что означает предфаменский размыв приподнятых участков. При этом на южном склоне Оренбургского поднятия формировались толщи органогенных сферово-сгустковых известняков (скв. 1Нагумановская). К концу фамена в зоне прогиба накопилась толща мелководных водорослевых известняков заволжского горизонта, указывающая на выравнивание рельефа. Восточнее прогиба, в зоне Южного Урала к этому времени был заложен глубоководный прогиб с кремнисто-глинистой и флишевой седиментацией (зилаирская свита). В некоторых разрезах Башкирского антиклинонрия кремнисто-глинистые известняки и аргиллиты основания зилаир-

ской серии (яумбаевской свиты) залегают непосредственно на верхнефранских шельфовых известняках без видимого перерыва. Имеются также разрезы (Бурзян и др.), в которых известняки нижнего-среднего девона перекрыты зилаирским флишем. Это указывает на заложение краевой зоны предфлишевого прогиба на шельфовой окраине платформы [2, 3].

В карбоне территория прогиба была покрыта обширным мелководным шельфовым морем с карбонатной седиментацией. Зона накопления флишевых осадков занимала юго-восточную часть территории. Маркером положения границы флишевых и карбонатных комплексов может быть разрез скв. 63 Акбердинская, вскрывший мощную толщу деформированных шельфовых известняков девона, которые мы относим к франско-фаменскому интервалу, и перекрытую депрессионными и флишевыми осадками иткуловской свиты нижнего карбона. В разрезе отсутствуют отложения турнейского яруса нижнего карбона (по тектоническим причинам), а также осадки зилаирской свиты (не накапливались). Это означает, что данный разрез не соответствует разрезу в Мурадымовском ущелье, с которым обычно его сравнивают [7]. В разрезе девона в Мурадымовском ущелье шельфовые известняки девона перекрыты флишевыми осадками фаменской зилаирской свиты; в разрезе скв. 63 Акбердинская зилаирский флиш отсутствует, что может указывать, на более западное расположение разреза – уже в зоне верхнедевонского шельфа платформы.

Особенности осадконакопления во флишевом троге в стадию Уральской коллизии заключаются в импульсном продвижении фронта флишенакопления на запад в сторону платформы [2, 3]. Между карбонатным шельфом и флишевой зоной формировалась область депрессионных осадков, которая также циклично продвигалась на запад - депрессионные фации последовательно перекрывали шельфовые карбонаты нижнего и среднего карбона, смещаясь к западу. Скважины Тавакановской, Кузебековской, Каскиновкой площадей, а также 10 Староказлаировская, 106, 108 Предуральские под флишевыми осадками вскрыли депрессионные осадки среднего-верхнего карбона, залегающие на шельфовых известняках среднего карбона [5], маркируя, таким образом, западную краевую часть флишевого трога среднего карбона. В южной части прогиба в зоне шельфа отсутствуют карбонатные отложения московского яруса среднего карбона и верхнего карбона. Башкирская карбонатная платформа в этой зоне перекрыта депрессионными осадками нижней перми (скважины Теректинской, Староключевской, Акобинской, Кзылобинской, Нагумановской площадей). Следовательно, уже

начиная со среднего карбона эта область была зоной интенсивного погружения и карбонатные осадки здесь не накапливались.

Башкирская карбонатная платформа достоверно прослежена по данным бурения от Тавакановской площади на северо-востоке территории до Корниловской площади на юго-западе. Соответственно, зона линейной складчатости уральского орогена расположена косо к краю карбонатной платформы и в южных разрезах не достигала края карбонатной платформы. По данным сейсмопрофилирования (региональный профиль МОГТ №26) под флишевыми толщами нижней перми можно проследить флишевые толщи верхнего и среднего карбона, которые выклиниваются несколько восточнее, чем нижнепермский флиш. В районе Южно-Днепровского соляного купола, т.е. восточнее Орловского сброса, башкирская карбонатная платформа, скорее всего, не прослеживается, а переходит сначала в депрессионные, а восточнее – во флишевые осадки.

В нижнепермское время Предуральский прогиб оформился в виде депрессионной зоны, наложенной на карбонатный шельф, обрамленной с запада рифами и заполненной флишевыми толщами в восточной части. В кунгурское время прогиб из-за потери связи с открытым океаном (по тектоническим причинам) и аридного климата становится зоной эвапоритонакопления. В поздней перми и триасе (завершающая стадия уральской коллизии) формировались красноцветные молассовые осадки пролювиального и прибрежно-морского происхождения, которые нивелировали неровности рельефа в зоне прогиба. В мезозое в результате позднеюрской трансгрессии территория Урала и Приуралья и Прикаспия покрывалась мелководным морским бассейном [3]. Во время альпийского тектогенеза структура прогиба подверглась активизации, сформировавшей современный структурный план и повлиявший на формирование ловушек УВ [6].

Литература

1. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 224 с.
2. *Чувашов Б.И.* Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. №3. С. 22-37.
3. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
4. Геологическое строение и нефтегазоносность Оренбургской области / Ред. А.С. Пантелеев, Н.Ф. Козлов. Оренбург: Оренбургское кн. изд-во, 1997. 272 с.
5. Оренбургский тектонический узел / Ред. Ю.Л. Волож и др. М., 2013. 264 с.

6. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Днестрянский В.И., Побережский С.М., Ефимов А.Г. Роль разломно-блоковой тектоники в формировании залежей углеводородов в подсолевых отложениях палеозоя на юге Соль-Илецкого свода // Геология нефти и газа. 2013. № 2. С. 22-33.

7. Щекотова И.А. Особенности строения Призилаирской полосы передовых складок Южного Урала и перспективы ее нефтегазоносности // Геология нефти и газа. М., 1987. № 2. С. 40-46.

В.Я. Горьковец

История геотектонических процессов позднеархейского этапа центральной части Карельского кратона

Со времени изучения геологического строения Карельского региона, вопросам геотектоники уделялось большое внимание [1, 2, 3, 4]. В последующем широкое развитие геологических исследований и геофизических работ глубоких уровней земной коры, проводимых научными и производственными геологическими организациями в докембрии, позволили разработать схему стратиграфии, характер геологических структур и определить развитие земной коры Карелии.

Работы по глубинному геологическому строению, основанные на сейсмической томографии подтвердили развитие процессов диапиризма и их связь геодинамическими процессами [5, 6].

В работе рассмотрен детальный общегеологический анализ последовательных позднеархейских лопийских геологических этапов, процессов и событий Карельского кратона с учетом ряда тектонофизических факторов его развития [5].

Над центральной частью «вторичного» термохимического плюма произошло формирование сводово-глыбового поднятия с характерными вещественно-структурными комплексами.

Как неотъемлемое следствие мантийного диапиризма в периферических частях свода произошло прогибание краевых участков, образование мульдоподобных структур и развитие в их нижних подошвенных частях разрывных тектонических зон, являющихся путями подъема магматитов. В верхних частях более пологих мульдообразных структур как и в верхних более пологих сводово-глыбового поднятия характерно появление субгоризонтальных тектонических зон отслаивания, по которым в дальнейшем в позднем архее внедрялись силлы.

В результате подъема вторичного плюма произошло формирование взаимосвязанной тектонической геолого-структурной системы – Вокнаволокский блок – Костомукшская вулканогенно-осадочная структура. Вокнаволокский блок, представленный раннеархейскими гранулитовыми комплексами сформировался под воздействием подъема вертикальных движений «канала-излияния» термохимического плюма в позднем архее. Высота подъема участка раннеархейского фундамента до 20 км [7]. В результате процесса диапиризма, в пределах этой геолого-структурной системы была сформирована сеть до 15 км шириной глубокофокусных долгоживущих овальных и диагональных крутых тектонических (сколовых) зон, служащих путями восхождения докембрийских магматитов, плутонитов, а также зон активизации с богатой полигенной металлогенической специализацией.

Овальная система глубокофокусных тектонических зон вокруг Вокнаволокского блока послужила путями излияния больших количеств базальтовых и коматитовых вулканитов, участками достигающих до 10 км мощностью.

Причем, размер восстающего блока земной коры составил $80 \times 60 \times 20$ км или около 100 000 км³. Действие гравитационной силы тяжести излившихся продуктов вулканизма с удельным весом 2.85 г/см привело к опусканию прилегающих к восстающему блоку земной коры и формированию депрессий (впадин).

Дальнейшее углубление таких впадин произошло к востоку и юго-востоку от восходящего блока в пределах тех же пониженных участках земной коры при разрушении и медленно, в течение десятков миллионов лет восстающего и разрушающегося процессами архейского площадного выветривания раннеархейского блока земной коры. В результате этих процессов и переотложения химических железисто-кремнистых и песчано-глинистых терригенных отложений с удельным весом 3.6 г/см³ в бассейне седimentации в позднем архее произошло формирование крупнейшего на Фенноскандинавском щите Костомукшского железорудного месторождения.

Литература

1. Харитонов Л.Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Труды 3-й сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.; Л., 1955. С. 51-57.
2. Харитонов Л.Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита // Уч. зап. ЛГУ. Сер. геол. 1957. № 225, вып. 9. С. 34-70.

3. Кратц К.О. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита // Сб. ст. по геол. докембрия Балт. Щита, Памира, и Тувы и общие вопросы геол. и петрол. М.; Л., 1955 (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 5).
4. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
5. Добрецов Н.Л., Курдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // Доклады Академии наук. 2006. Т. 406, № 1. С. 99-103.
6. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли связь во времени и пространстве // Тр. Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (новая серия); Вып. 3. М.: Наука, 2010. 606 с.
7. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск, 2001. 193 с.

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев¹

Геологическая история Новосибирских островов в ордовике

Домезозойская геологическая история территории Новосибирских островов, ее тектоническое положение в системе террейнов современной Арктики являются вопросами, не имеющими на данный момент однозначного ответа. Некоторые исследователи относят архипелаг к отдельному тектоническому блоку или даже ряду блоков [3, 7], другие присоединяют его к более крупному террейну [напр., 9], третья - к Сибирской платформе [6]. В докладе просуммированы результаты исследований ордовикских отложений архипелага, позволяющие делать выводы о палеогеографии региона для этого интервала времени.

Породы ордовика, в отличие от отложений других систем палеозоя, распространены в разных частях архипелага Новосибирские о-ва: на о. Котельном и на о. Беннетта. В первом случае они представлены мелководными известняками и доломитами с разнообразной бентосной фауной, интерпретированными как осадки карбонатной платформы [9]. Общая мощность ордовикских отложений на о. Котельном оценивается в 1200-1600 м; их возраст определяется в интервале арениг-ашгилл (соответствуют фло-хирнанту в современной стратиграфической шкале)

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

[4]. Более древние породы на острове не обнажены. Выше согласно залегают граптолитовые сланцы и известняки лландовери.

На о. Беннетта разрез ордовика совершенно иной. В нем снизу вверх выделяются три толщи: черные сланцы (150 м), карбонатные турбидиты (185 м) и силицикластические турбидиты (не менее 675 м). Общая мощность ордовикских отложений на острове составляет как минимум 1010 м. Их возраст по граптолитам и конодонтам (определения Н.В. Сенникова и Т.Ю. Толмачевой) лежит в интервале: тремадок - начало дарривила. На подстилающих верхнекембрийских породах сланцы нижнего ордовика залегают согласно и связаны с ними постепенным переходом [1].

Различие в характере ордовикских разрезов островов Беннетта и Котельный послужили причиной для их противопоставления в тектоническом смысле [напр., 3]. Однако наши исследования показывают обратное; более того, по-видимому обе эти территории в рассматриваемый интервал времени принадлежали Сибирскому континенту. Ордовикские отложения о. Котельный по литологии и составу макро- и микрофаунтических комплексов близки одновозрастным породам востока Южно-Таймырской зоны и севера Сибирской платформы [2]. Разрезы о. Беннетта отчасти похожи на таковые северо-востока Центрального Таймыра: в обоих регионах верхний кембрий - нижний ордовик (тремадок) представлены преимущественно темными глинистыми сланцами. Однако более молодые отложения этих территорий различаются. Если на о. Беннетта они представлены мощной толщей турбидитов, то на Таймыре - темноцветными горизонтальнослойистыми алевролитами и углеродистыми сланцами [5], которые на некоторых интервалах переслаиваются. Мощность этих отложений не более 130 м. Граптолиты, в большом количестве содержащиеся в разрезах обоих регионов, не могут быть использованы в качестве критерия для корреляции из-за высокой степени космополитизма. Тем не менее, мы считаем, что глубоководные осадки о. Беннетта накапливались в пределах того же морского бассейна, что занимал в ордовике большую часть Сибирской платформы и Таймыра. Об этом свидетельствует следующее. (1) В кембрии, как показали недавние исследования, территория о. Беннетта принадлежала Сибирскому континенту [1]. (2) Отложения ордовика на этом острове составляют единую непрерывную последовательность с породами кембрия. (3) Распределение возрастов детритовых цирконов, выделенных из песчаников кембрия и ордовика о. Беннетта, почти идентично, что говорит о постоянстве источников сноса. Ориентировка директивных седиментационных текстур в ордовикских турбидитах указывает на то, что обломочный материал поступал с севера - северо-востока. Осадконакопление в то время осуществлялось в прогибе, к северо-востоку от которо-

го (в современных координатах) располагалась некая суша, а к югу - юго-западу - мелководная карбонатная платформа, отложения которой задокументированы на о. Котельном, севере Сибирской платформы и востоке Таймыра. Возрастные популяции обломочных цирконов из раннепалеозойских осадков о. Беннетта (выраженный пик 650-550 млн лет и почти непрерывно заполненный интервал от 2,0 до 0,9 млрд лет) сходны с таковыми из кембрийских отложений Северной Земли [8] и с большой долей вероятности принадлежат Балтийским источникам. Таким образом можно предполагать, что в кембрии-среднем ордовике северо-восточная окраина Сибири соединялась с Балтикой. Подобная идея не нова: она высказывалась ранее С. Шенгёром для венд-кембрийского времени [10], а также Х. Лоренцем для палеозоя [8].

Литература

1. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские о-ва) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 4. С. 3-28.
2. Данукалова М.К., Толмачева Т.Ю., Мянник П., Суяркова А.А., Кульков Н.П., Кузьмичев А.Б., Мельникова Л.М. Новые данные о стратиграфии ордовикско-силурийских отложений центральной части острова Котельный (Новосибирские о-ва) и корреляция с одновозрастными разрезами Восточной Арктики // Стратиграфия. Геологическая корреляция (в печати).
3. Косько М.К. Террейны Восточно-Арктического шельфа России // ДАН. 2007. Т. 413, №1. С. 71-74.
4. Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Листы Т-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяснительная записка. Ред. В.И. Устрицкий. М.: Министерство геологии, 1985. 162 с.
5. Соболевская Р.Ф. Атлас палеозойской фауны Таймыра. Часть II. Граптолиты ордовика и силура. Труды НИИГА - ВНИИОкеангеология. Т. 221. СПб.: Изд-во ФГУП "ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга", 2011. 282 с.+2 вкладки.
6. Cocks L.R.M., Torsvik T.H. The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins // Earth-Sci. Rev. 2011. V. 106. P. 1-51.
7. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // Arctic Petroleum Geology. Eds. Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., et al. Geol. Soc. London. Mem. 2011. V. 35. P. 369-394.
8. Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Norwegian Journal of Geology. 2008. V. 88. P. 235-258.

9. *Sengör A.M.C., Natal'in B.A.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // The tectonic evolution of Asia. Eds. Yin A., Harrison M. New York: Cambridge Univ. Press, 1996. P. 486-640.

10. *Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaiid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299-307.

Ю.В. Денисова¹

Условия формирования гранитов Яротского массива (Приполярный Урал)

Яротский гранитоидный массив представляет собой узкое пластинообразное крутопадающее тело, которое протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 6 км при ширине от 200 до 50 м пересекает долину Малой Яроты.

По минеральному составу яротские граниты представляют собой типичные лейкократовые породы, сложенные щелочным натрово-калиевым полевым шпатом (43–50 %) и кварцем (32–37 %), с незначительным содержанием кислого плагиоклаза (до 8 %) и альбита (до 20 %). Так же всегда присутствуют биотит (1–2 %), серицит и мусковит (2–3 %). В качестве акцессорных минералов характерны циркон, апатит, сфен, флюорит. Среди рудных минералов преобладают сульфиды: пирит, халькопирит, молибденит, сфалеритом.

Цирконы Яротского гранитного массива отличаются по окраске, облику кристаллов и удлинению. По этим признакам выделяются три морфологических типа этого минерала [2, 3].

Первый морфологический тип включает в себя бесцветные прозрачные субдиоморфные цирконы дипирамидально-призматического габитуса. Характерны следующие формы: (110), (331) и (111). Размер кристаллов – 0,10–0,25 мм. Коэффициент удлинения – 1,0–2,0. Поверхность граней гладкая, блестящая. В отдельных зернах акцессорного циркона наблюдаются включения кварца, апатита. Содержание цирконов первого типа оставляет 70–80 % от общего объема этого минерала в породе.

¹ Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

Второй морфологический тип цирконов Яротского гранитного массива представлен темно-коричневыми короткопризматическими прозрачными субдиоморфными индивидами. Размер таких кристаллов – 0,05–0,20 мм. Коэффициент удлинения – 1,0–2,0. Облик кристалла обусловлен развитием граней (110), (111). Под бинокуляром видна гладкая, блестящая поверхность. Иногда встречаются зерна, содержащие включения кварца. Редко отмечаются включения апатита. Содержание цирконов второго типа в среднем 15–20 % от общего объема минерала в породе.

Третий морфологический тип составляют прозрачные длиннопризматические светло-окрашенные (от бесцветного до светло-желтого) идиоморфные цирконы. Развиты грани: (110), (331) и (111). Размер цирконов – 0,5–0,8 мм и коэффициентом удлинения – 1,7–3,8. Наиболее обычны и хорошо развиты: (110), (331). Поверхность гладкая, блестящая. Отмечаются включения кварца, апатита. Содержание циркона данного типа – 5–10 % от общего содержания минерала в породе.

Для определения температурного режима кристаллизации минерала и характера минералообразующей среды использовалась методика эволюционного кристалломорфологического анализа цирконов Ж.П. Пюпина и Г. Тюрко [5]. Согласно данной классификации, цирконы морфотипа D с формой, обусловленной развитием призмы (110) и дипирамиды (111), кристаллизуются при высокой температуре (I. T = 900 °C) и повышенной щелочности минералообразующей среды (I. A = 700). Цирконы, выделяемые в морфотипы P₃, P₄, P₅, характеризующиеся гранями (100), (110), (111), образуются при высокой температуре 750, 800, 850 °C, соответственно, и повышенной щелочности минералообразующей среды. Облик кристаллов, относящихся к типу F, обусловлен развитием граней (100) и (331), что, по мнению выше названных авторов, так же свидетельствует о высокой температуре кристаллизации (I. T = 900 °C) и повышенной щелочности минералообразующей среды (I. A = 800). Цирконы каждого выделенного морфотипа Яротского массива по своей морфологии соответствуют трем типам (D, P₃, P₄, P₅, F), поэтому можно сделать вывод, что они образовались при высокой температуре кристаллизации (750–900°C) и повышенной щелочности минералообразующей среды.

В то же время установлено, что удлиненные кристаллы циркона образуются в кислой среде в условиях быстрого охлаждения, а дипирамидально-призматические – в условиях повышенной щелочности [2]. Следовательно, III морфотип (удлиненные кристаллы циркона) образовался при пониженной щелочности среды в условиях быстрого охлаждения и тектонически спокойной обстановке. Первый и третий типы – при повышенной щелочности минералообразующей среды.

Таблица.

Химический состав цирконов из гранитов Яротского массива, мас. %
(по данным микрозондового анализа)

| Оксидел | Морфотип | | |
|------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| | I | II | III |
| SiO ₂ | <u>31.52 - 33.56</u> 32.41 | <u>31.57 - 33.69</u> 32.63 | <u>31.55 - 33.69</u> 32.58 |
| Y ₂ O ₃ | <u>0.12 - 1.53</u> 0.57 | <u>0.02 - 1.07</u> 0.49 | <u>0.01 - 0.81</u> 0.17 |
| ZrO ₂ | <u>63.25 - 64.88</u> 64.31 | <u>63.89 - 66.25</u> 64.93 | <u>64.72 - 66.32</u> 65.21 |
| ThO ₂ | <u>0.03 - 0.23</u> 0.14 | <u>0.17 - 0.32</u> 0.23 | <u>0.05 - 0.41</u> 0.21 |
| TR ₂ O ₃ | <u>1.02 - 1.45</u> 1.21 | <u>0.89 - 1.93</u> 1.41 | <u>1.22 - 2.02</u> 1.52 |
| HfO ₂ | <u>1.46 - 1.89</u> 1.59 | <u>1.08 - 1.33</u> 1.18 | <u>1.11 - 1.39</u> 1.27 |
| UO ₂ | <u>0.06 - 0.28</u> 0.16 | <u>0.08 - 0.29</u> 0.14 | <u>0.03 - 0.48</u> 0.25 |
| Al ₂ O ₃ | <u>0.02 - 0.42</u> 0.19 | <u>0.02 - 0.17</u> 0.09 | <u>0.01 - 0.18</u> 0.06 |
| Fe ₂ O ₃ | <u>0.07 - 0.29</u> 0.16 | <u>0.00 - 0.55</u> 0.13 | <u>0.01 - 0.23</u> 0.07 |
| ZrO ₂ /HfO ₂ | <u>34.24 - 44.88</u> 43.90 | <u>49.81 - 60.67</u> 53,91 | <u>47.85 - 58.59</u> 46.54 |
| Кол-во анализов | 20 | 20 | 20 |

Примечание. Числитель – (минимальное–максимальное значение), Знаменатель – среднее. Место отбора пробы. Левобережье р. Малая Ярота в 350 м от ручья примерно в 2 км выше устья (серо-зеленый гранит). Микрозондовый анализ выполнен в Институте геологии КНЦ УрО РАН (Vega3 Tescan, аналитик Шевчук С.С.)

Состав элементов – примесей минерала разнообразен, при этом значительная часть суммарного весового содержания примесей приходится на долю гафния, что позволяет использовать Hf⁴⁺ в качестве одного из основных индикаторных элементов. Отличительной особенностью поведения гафния является его постепенное накопление относительно Zr⁴⁺ в процессе формирования породы. Вследствие чего, можно наблюдать уменьшение ZrO₂/ HfO₂ отношения от ранних фаз гранитоидных комплексов к более поздним. Кроме того, величина данного соотношения зависит и от особенностей петрографического состава материнской породы. Так, для цирконов из коровых гранитов ZrO₂/ HfO₂ составляет 35–40, из габбро – 118–135 и т.д. [1, 4]. На основании средних величин ZrO₂/ HfO₂ можно сказать, что к самой ранней генерации циркона относится II морфотип, к поздней – I морфотип: II (43,90) → III (46,54) → I тип (53,91) (Таблица).



Рис. 1. Схема геологического строения северной части Приполярного Урала ([8] с дополнениями).

1 – няртинский гнейсовый комплекс (PR_1): биотитовые и двуслюдянные гнейсы с простоями амфиболитов; 2 – щокурынская свита (RF_1): известковистые кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболовые сланцы; 3 – пуйвинская свита (RF_2): слюдяно-кварцевые сланцы, зеленые ортосланцы, метапорфиты, кварциты; 4 – хобейинская (RF_3), моронская (RF_3) и саблегорская (RF_3 - V) свиты нерасщлененные: слюдяно-кварцевые сланцы, порфириты, прослои мраморов и кварцитов; 5 – нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения; 6 – гранитогнейсы Николайшорского массива (PR_1), нерасщлененные; 7 – граниты Кожимского (RF_2) и сальнероманьхамбавского комплексов ($V - \epsilon_1$), нерасщлененные; 8 – гранодиориты сальнероманьхамбавского комплекса ($V - \epsilon_1$); 9 – массивы габбро (RF_3 - V); 10 – геологические границы: а – стратиграфические и магматические, б – тектонические; 11 – элементы залегания плоскостных структур. Массивы (цифры в кружочках): 1 – Николайшорский; 2 – Кожимский; 3 – Кузьпуяющий; 4 – Хаталамба-Лапчинский; 5 – Народинский; 6 – Лапчавожский; 7 – Малдынырский; 8 – Яротский; 9 – Бадьяюский

На основании установленных типохимических и типоминералогических особенностей можно сделать предположение о полигенной природе массива, что находит отражение в нескольких выявленных генерациях циркона, характеризующих отдельные стадии его формирования. Становление Яротского гранитного массива началось с плавление сиалического основания коры и внедрении расплава ($ZrO_2/HfO_2 = 57-95$ для циркона гранитоидного генезиса) [4], что привело к кристаллизации раннемагматической генерации циркона (II тип). За счет поступления дополнительных объемов гранитной магмы повышалась температура расплава и, соответственно, уменьшалась его вязкость. Эти изменения дали начало выделению среднемагматической генерации (длиннопризматических разновидностей): зарождение III типа акцессорного циркона. По мере продвижения расплава температура минералообразующей среды снижалась за счет переплавления прорываемых пород, что позволило образоваться последней (позднемагматической) генерации циркона, кристаллизация которой продолжалась вплоть до полного остывания массива, на что указывает количественное преобладание I типа акцессорного циркона Яротского массива.

Литература

1. Багдасаров Э.А. Индикаторное значение цирконий-гафниевого отношения цирконов // Типоморфизм, синтез и использование циркона. Киев, 1989. С. 59-64.
2. Денисова Ю.В. Особенности акцессорных минералов гранитных массивов Приполярного Урала // Геология европейского севера России (Труды Института геологии Коми научного центра УрО РАН. вып. 125). Сыктывкар, 2009. Сб. 7. С. 62-72.
3. Денисова Ю.В. Типоморфические и типохимические особенности акцессорных цирконов гранитоидов Приполярного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2014. № 5. С. 9-16.
4. Ляхович В.В. «Цирконовый метод»: достоинства и недостатки. Статья II // Вестник Воронежского университета. Серия геология. 2000. Вып. 9. С. 124-127.
5. Pupin J.-P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207-220.

Позднемеловой рифтогенез как показатель деструктивных процессов в южном обрамлении восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса

Северная граница Амурской плиты (микроконтинента по [1]) является на данный момент весьма дискуссионным вопросом. Преобладают представления, что она проходит по «телу» Монголо-Охотского орогенного пояса, или севернее этой структуры [сводка по 2]. Но есть мнение [3], что северная граница плиты совпадает с южной границей восточного звена пояса. Вдоль южной границы восточного звена Монголо-Охотского пояса развиты позднемеловые – кайнозойские впадины: Уруша-Ольдайская и Урканская (рис. 1), образующие почти субширотную линейную зону. На тектонической карте [5] эта зона выделена как Урканская мезо-кайнозойская внутриплитная (литосферная) рифтогенная структура. Осадки здесь накапливались с конца юры до кайнозоя включительно и перекрывали границу восточного звена пояса с окаймляющими его с юга структурами.

Уруша-Ольдайская и Урканская впадины выполнены рыхлыми позднемеловыми-кайнозойскими отложениями, где в эрозионных окнах выходит на поверхность серия разрозненных обнажений, представленных позднеюрскими – раннемеловыми осадками и позднемеловым (94 млн лет – коньяк) вулканическим комплексом [6]. В составе позднемелового комплекса присутствуют трахиандезиты, абсарокиты, их туфы и туфогенно-осадочные породы. Вулканиты – это высококалиевые породы известково-щелочной (трахиандезиты) – шошонитовой (абсарокиты) серии с умеренным содержанием MgO , TiO_2 , при $Al_2O_3 = 15.24\text{--}17.45$ мас. %. Трахиандезиты характеризуются как калиево-натриевые породы, а абсарокиты – как калиевые.

Графики концентраций редких элементов, нормированные к составу хондрита, показали, что все вулканиты характеризуются дифференцированным спектром REE (рис. 2а), при соотношении $(La/Yb)_n = 13.95\text{--}20.67$. Европеевая аномалия практически отсутствует или выявляет слабую положительную аномалию – $(Eu/Eu^*)_n = 0.79\text{--}1.03$, графики всех вулканитов близки спектру базальтов океанических островов (ОИВ). Для трахиандезитов (рис. 2б), установлены умеренные содержания Nb (12.2 ppm), Ta (0.90 ppm), Zr (274 ppm), Hf (6.4 ppm), Y (21.10 ppm), Yb (1.76 ppm), тогда как в абсарокитах содержания этих элементов более высоки

¹ Институт геологии и природопользования (ИГиП) ДВО РАН, Благовещенск, Россия

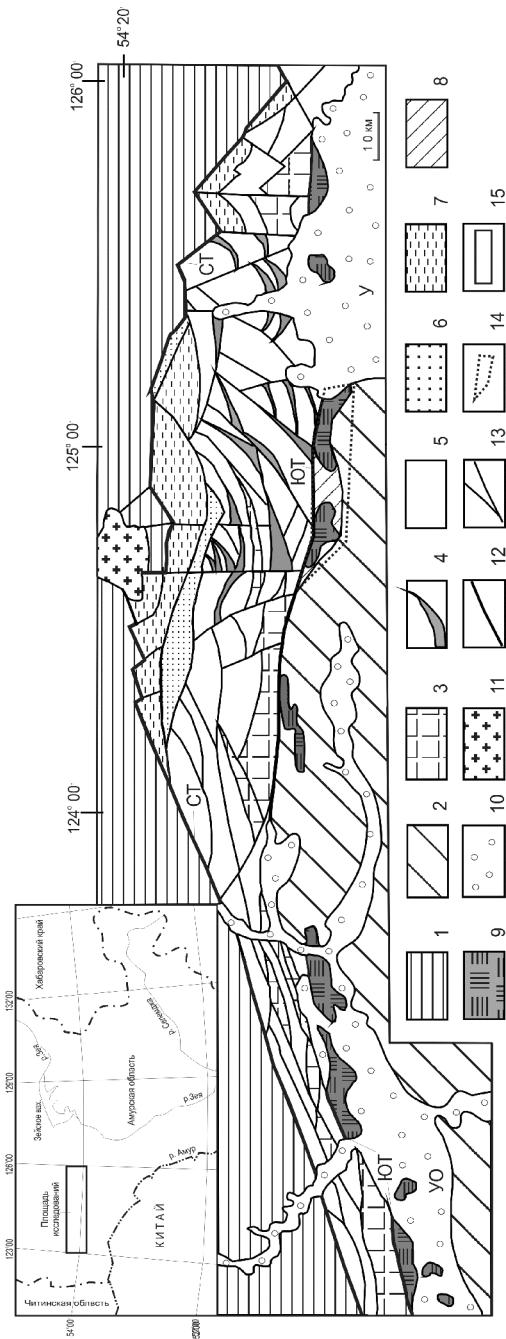


Рис. 1. Схема геологического строения юго-западной части Верхнего Приамурья (по данным автора с использованием материалов ФГУ ТФИ по Амурской области, [4]). Докембрийские – мезозойские образования МООП: северного - 1 и южного - 2 обрамлений; палеозойские образования: габбро, пироксениты, периодиты 3, зоны серпентинизации и серпентинитового меланжа - 4; интенсивно дислоцированные метасандаки и метавулканиты - 5. Позднемезозойские образования: средняя юра - 6; поздняя юра – ранний мел - 7; ранний мел - 8; вулканический комплекс, поздний мел - 9; рыхлые отложения современных впадин - 10 (УО – Уруша-Ольдайской, У – Урканская); 11 – гранитоиды раннего мела. Тектонические граници МООП - 12; СТ – Северо-Гукурингская, ЮТ – Южно-Тукурингская и прочие - 13. Участок работ – 14. На врезке: площадь исследования - 15

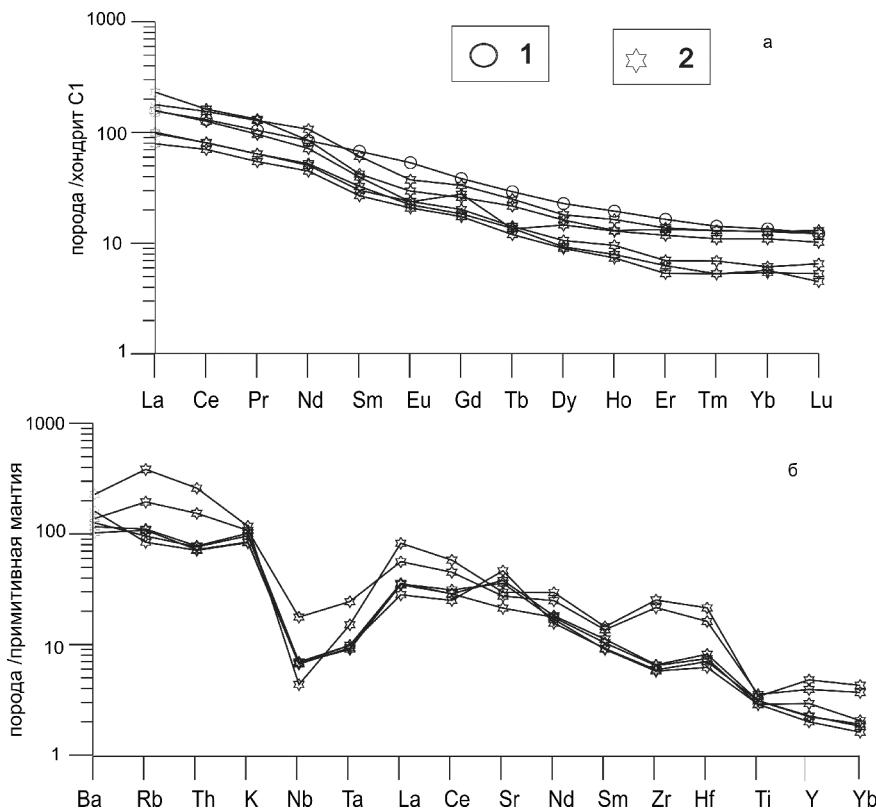


Рис. 2. Особенности распределения редких элементов, нормированных к составу хондрита (а) и примитивной мантии (б), в вулканитах моховского комплекса. В пересчетах использованы данные [6].

1 – базальты океанических островов (OIB); 2 – вулканиты моховского комплекса

– 22.0 ppm, 1.68 ppm, 330 ppm, 10.4 ppm, 22.4 ppm, 2.04 ppm соответственно.

Считается [8], что главной чертой для всех пород шошонит - латитовой серии является их обогащение крупнокатионными щелочными, щелочноземельными элементами с максимумом, приходящимся на барий, и легкими лантаноидами. Повышенное содержание этих элементов отмечается в рассматриваемых вулканитах (рис. 2а, б). В них также отмечается значительное снижение содержания элементов с меньшими размерами ионных радиусов и широкие вариации содержаний высокоза-рядных элементов: Nb, Ta, Zr, Hf, что также характерно для пород данной серии.

Геодинамическая реконструкция. В конце раннего мела (119–97 млн лет назад) исследуемая часть территории была охвачена коллизионными процессами, вызванными сближением Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов и, соответственно, закрытием восточного фланга Монголо-Охотского бассейна [9]. Этот процесс сопровождался формированием пород бимодальных серий, которые имеют линейное распространение вдоль южной и северной границы Монголо-Охотского пояса. Вдоль южной границы пояса формировался бимодальный комплекс, в состав которого ранее включались рассматриваемые вулканиты. Показано, что образование пород бимодальной серии происходило в условиях коллизии при возможном влиянии плюмового источника [9]. В пределах Уруша-Ольдойской и Урканской впадин, где в начале раннего мела накапливались тонкообломочные осадки озерно-болотной формации, локально проявился бимодальный вулканизм. Следующим этапом развития приразломной системы можно считать момент, когда мощность вулканогенно-терригенной составляющей увеличилась настолько, что это способствовало максимальному утонению земной коры и возникновению зоны растяжения. Первоначально здесь формировались позднемеловые конгломераты и туфоконгломераты комплекса [6]. Туфоконгломераты тяготеют к центральной части структуры, а конгломераты осаждались вдоль бортов рифтовых впадин). Накопление конгломератовой составляющей прерывалось становлением вулканических построек. О чем свидетельствует проявление вулканизма, в значительной мере сходного с рифтовым: внедряются абсарокиты, обогащенные высокозарядными элементами (Nb, Zr, Hf, Ta, Y, Ti, LREE). Вулканиты с подобными характеристиками являются геохимическим свидетельством начала рифтогенеза [10]. По содержанию редких элементов устанавливается близость между породами шошонит – латитовых серий рифтовых впадин Забайкалья и породами рассматриваемого комплекса [6]. Образование первых, по представлению [8, 11], происходило в условиях растяжения при формировании рифтовых впадин. Субщелочной (шошонит – латитовый) магматизм интенсивно проявляется при смене условий сжатия – условиями растяжения [8]. Таким образом, можно предположить, что в пределах границы Янканского (Монголо-Охотский пояс) террейна и Аргунского (Амурская плита) супертеррейна внедрение позднемезозойских вулканитов субщелочного комплекса определяет начало заложения континентального рифта. Эти образования прослеживаются вдоль Южно-Тукуингрского разлома в области развития мезокайнозойских впадин на протяжении около 300 км (рис. 1). По данным [12, 13], вдоль границы Янканского и Аргунского террейнов в настоящее время существует область растяжения юго-восточного направления.

Заключение. Породы рассматриваемого вулканического комплекса формировались в условиях рифтогенеза. Геодинамическая и тектоническая позиции этих образований позволяют сделать предположение, что их становление соответствует началу деструктивного процесса в зоне сочленения Монголо-Охотского пояса (восточное звено) и северного окончания Амурской плиты. Можно предположить, что тектонические процессы, зафиксированные в современных временных координатах, возникли гораздо раньше – в позднем мелу – и отразились в деструкционных процессах северной окраины Амурской плиты (если принять точку зрения [3]). Но это требует дальнейшего исследования.

Литература

1. Зоненишай Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
2. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф., Романовский Н.П., Каплун В.Б., Горнов П.Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 3-17.
3. Chen Debing, Fan Yujie, Zhao Hongwu. Analysis of the genesis of Mesozoic volcanic formations in the northeast China and adjacent area // Geology and Resources. 2001. V. 10. № 2. P. 65-70.
4. Карсаков Л.П., Чжасо Чуньцин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. IV Косыгинские чтения. Хабаровск. 2003. С.7-16.
5. Козак Б.П. Государственная геологическая карта РФ м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Становая. Лист N-51-XVI. С-Пб.: ВСЕГЕИ. 2000. 195 с.
6. Дербеко И.М., Маркевич В.С. Позднемеловой субщелочной вулканализм южного обрамления восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса // Естественные и технические науки. 2013. № 2 (64). С. 135-143.
7. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. Is. 3-4. P. 223-253.
8. Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 222 с.
9. Derbeko I.M. Bimodal volcano-plutonic complexes in the frames of Eastern member of Mongol-Okhotsk orogenic belt, as a proof of the time of final closure of Mongol-Okhotsk basin. In: Updates in volcanology - A Comprehensive Approach to Volcanological Problems. Rijeka, Croatia: In Tech 2012. P. 99-124.
10. Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonic. New York, 1981. 390 p.
11. Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Х. Жао. Палеомагнетизм нижнемеловых вулканитов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвигов

говых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1404-1417.

12. Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Имаев В.С., Савостин Л.А. Тектоническая природа Олекмо-Становой сейсмической зоны // Геотектоника. 1987. №6. С. 94-108.

13. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Фуджита К. Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии // Геотектоника. 1994. № 6. С. 59-71.

**А.Н. Диценко^{1,2}, А.С. Ефимов³, М.В. Горюшко¹,
Б.Ф. Шевченко¹, В.А. Гурьянов¹, В.С. Старосельцев³,
А.С. Сальников³**

Тектоника и структуры фундамента юго-востока Сибирской платформы: профиль З-ДВ Томмот-Хандыга

В рамках федеральной целевой программы МПР РФ по созданию глубинных опорных профилей на территории России по линии п. Томмот - п. Хандыга проведены комплексные геолого-геофизические исследования: сейсмические (ГСЗ, МОВ-ОГТ), геоэлектрические (МТЗ), петрофизические, газогеохимические. На основании цифровых моделей потенциальных гравитационных и магнитных полей построены плотностные и магнитные модели. С привлечением геологических карт нового поколения, космических снимков (радарная съемка) и петрофизических данных составлена серия структурно-геофизических моделей земной коры, проведена их комплексная геолого-геофизическая интерпретация и построена новая тектоническая схема фундамента юго-восточной части Сибирской платформы (рис. 1).

Выделены раннеархейские (3.2-3.5 млрд лет) Якутский гранулит-базитовый и Нимнырский гранулито-гнейсовый блоки, позднеархейские

¹ ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия

² ФГБУН Геологический институт РАН, Москва

³ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья МПР РФ, Новосибирск, Россия

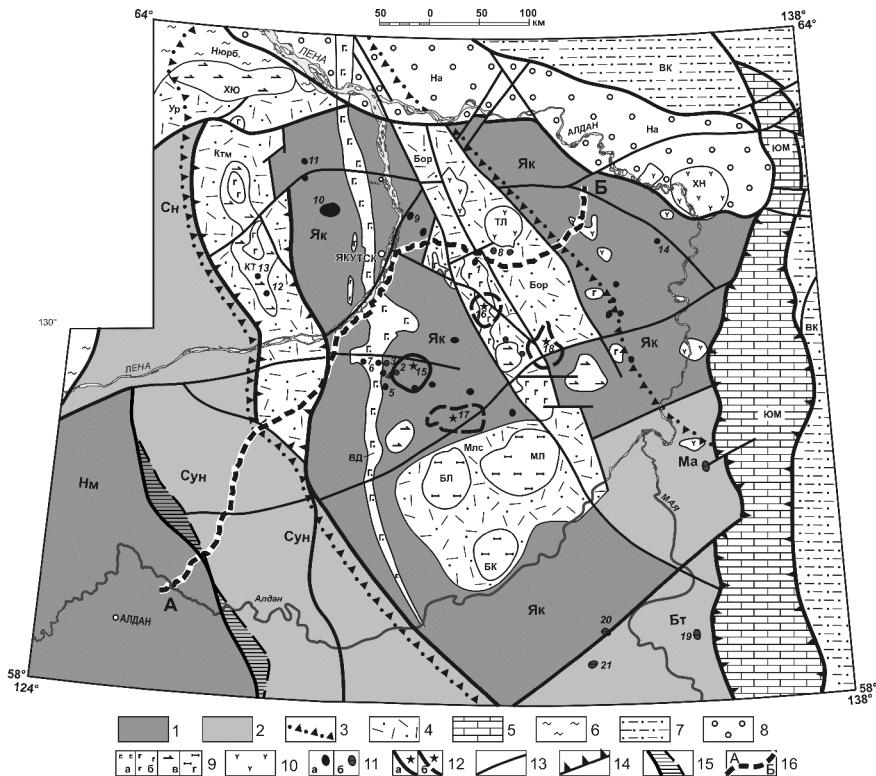


Рис. 1. Тектоническая схема фундамента юго-востока Сибирской платформы.

1 - раннеархейские блоки: Нм - Нимнърский, Як - Якутский; 2 - позднеархейские блоки: Сунн - Суннагинский, Сн - Синский, Ма - Майский, Бт - Батомгский; 3 - границы Лена-Алданской протерозойской рифтовой зоны базальтоиднойprotoактивизации; 4 - палеопротерозойские эпикратонные вулканогенно-осадочные структуры: Бор - Борогонский прогиб, Ктм - Кетеминский грабен, Ур - Уордахская впадина, Млс - Мильская мульда; 5 - Юдомо-Майская зона (ЮМ); 6 - Нюрбинская зона среднепалеозойской тектонической и базальтоидной активизации (Нюрб); 7 - Верхояно-Колымская зона позднеюрско-раннемеловой тектонической активизации (ВК); 8 - Нижнеалданская зона позднемезозойско-кайнозойской тектонической активизации (На); 9 - интрузивы, выделенные по геофизическим данным: а - долериты, б - габбро, в - анортозиты, г - расслоенные базит-гиперпербазитовые абиссолиты: ХЮ - Хатынг-Юряхский, ВД - Великая дайка Якутии, КТ - Кетеминский, БЛ - Биелеминский, МЛ - Мильский, БК - Белькачинский; 10 - расслоенные нефелин-сиенитовые массивы (ТЛ - Толонский, ХН - Хандыгский); 11 - щелочно-ультраосновные комплексы: а - нерасчлененные (1 - Молойский, 4 - Северо-Дынгыльский, 5 - Тенгютейский, 6 - Западно-Дынгыльский, 7 - Кедигейский, 8 - Северо-Моролойский, 9 - Соттинский, 10 - Чакыйский, 11 - Аччыгыйский, 12 - Кетеминский, 13 - Дуг-

динский, 14 - Тангхайский, 20 - Нижнеаимский, 21 - Среднеомнинский), б - с нефелинсиенитовой оторочкой (2 - Мендский, 3 - Южно-Дынгыльский, 19 - Инглийский); 12 - кимберлитовые поля: а - установленное (15 - Хомпу-Майское с трубкой Манчаары), б - прогнозируемые (16 - Барылайское, 17 - Борулахское, 18 - Амгинское); 13 - разломы; 14 - участки разломных систем с надвиговой составляющей; 15 - проекция на поверхность плоскости сместителя блоков земной коры; 16 - линия профиля 3-ДВ

(2.5-2.7 млрд лет) Суннагинский и Синский гранулито-гнейсовые блоки, раннепалеопротерозойские (2.0-2.3 млрд лет) Батомгский и Майский гранит-зеленокаменные блоки; Лено-Алданская рифтовая зона базальтоиднойprotoактивизации и несколько вулканогенно-осадочных впадин и прогибов палеопротерозойского возраста, а также фанерозойские зоны тектонической активизации фундамента (Юдомо-Майская, Нюрбинская, Верхояно-Колымская и Нижнеалданская). Заложение последних происходило, по всей вероятности, в течение палеопротерозоя. О раннедокембрийском времени заложения этих зон говорит то, что на современном эрозионном срезе они совместно с перекрывающими (сшивающими) геодинамическими комплексами пород ряда геологических структур (рифтов, прогибов, впадин) маркируют положение тектонических границ (зон коллизии) разновозрастных блоков фундамента, сформировавшихся в условиях разной геодинамики.

В состав Лено-Алданской рифтогенной зоны входят палеопротерозойские вулканогенно-осадочные структуры (рис. 1): Борогонский прогиб, Кетеминский грабен, Уордахская впадина и Мильская мульда. В этой зоне, в отличие от сопредельных территорий фундамента, выделены расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты: «Великая Дайка Якутии», Хатынга-Юряхский, Кетеминский, Биелеминский, Мильский и Белькачинский, нефелин-сиенитовые массивы с карбонатитами (Толонский, Хандыгский), щелочно-ультраосновные интрузивы (Мороловский, Северо-Мороловский, Мендский, Чакыйский и другие) и кимберлитовые трубки (Манчаары). Лено-Алданская зона обнаруживает структурно-формационное сходство с рудоносным поясом Южной Африки, который протягивается в субмеридиональном направлении на 3000 км и включает расслоенные базит-гипербазитовые абиссолиты Бушвельд, Великая Дайка Родезии и сопряженную с Бушвельдским plutоном палеопротерозойскую мульду Ранда, а также кимберлитовые поля Претории и Венеции.

В Лено-Алданской зоне известны золото-платиновые, хромитовые россыпные проявления, не имеющие до сих пор установленных коренных источников. В срединной части Якутского погребенного поднятия, в пределах Лено-Алданской рифтовой зоны, локализовано Хомпу-Май-

ское кимберлитовое поле с трубкой Манчаары. По минеральному составу кимберлиты трубки относятся к лампрофировому ряду кимберлитовой формации. По результатам интерпретации аномалий гравитационного и магнитного полей с привлечением материалов гидрогоеохимического и шлихо-минералогического опробования якутскими геологами [1, 2, 3] на этой территории выделены бушвельдский, садбери и хибинский типы рудоносных структур, а также эпикратонные металлоносные мульды. По аналогии с эталонами, для их местных гомологов предполагается специализация на хромиты с сопутствующими платиноидами, сульфидные медь и никель с платиноидами, редкие земли и редкие металлы, что позволяет рассматривать эту ветвь Лено-Алданской рифтовой зоны как гигантскую рудоконтролирующую структуру.

Высокая степень комплексной геолого-геофизической изученности по полосе опорного профиля 3-ДВ позволяет принять полученные результаты и выводы как определяющую рабочую гипотезу для последующих средне и крупно масштабных геолого-прогнозных работ.

Работа выполнена в рамках программы фундаментальных исследований ДВО РАН "Дальний Восток".

Литература

1. Истомин И.Н., Мишинин В.М. К проблеме поисков платинометальных месторождений в Якутии / Платина России. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. Сб. научн. трудов. Т. V. М.: ООО «Геоинформарк», 2004. С. 409-421.
2. Мишинин В.М., Истомин И.Н., Гриненко В.С. Новая рудоносная провинция на востоке Сибирской платформы / Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2002. № 1. С. 6-14.
3. Мишинин В.М., Истомин И.Н. Новые промышленные типы высококонцентрированного оруденения в глубинных структурах Якутии (методика геолого-геофизического изучения и прогнозной оценки) / Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого комплекса Республики Саха (Якутия) в современных условиях: материалы республиканской научно-производственной конференции Госкомгеологии РС (Я), 2002. С. 89-92.

**Н.В. Дмитриева^{1,2}, Е.Ф. Летникова^{1,2}, В.П. Ковач³,
А.И. Прошенкин¹**

Возраст и источники сноса терригенных пород парамской серии Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса

Анамакит-Муйская зона занимает центральную часть Байкало-Муйского пояса (БМП) и состоит из нескольких подзон [1-3]. В данной работе обсуждаются вопросы, касающиеся возраста пород Муйской подзоны. В основании разреза Муйской подзоны находятся метаморфические толщи джалтуцкой серии и киндинканской толщи, в составе которых преобладают биотитовые, биотит-амфиболовые и известково-силикатные кристаллические сланцы с прослойями амфиболитов. Выше по разрезу на джалтуцкой серии с несогласием залегают метаморфизованные в зеленосланцевой фации вулканогенно-осадочные породы парамской серии, включающие бимодальные метавулканиты с линзами туфо-конгломератов, кварц-биотитовые сланцы, метаморфизованные песчаники и алевролиты, карбонатные породы. Одни исследователи относят ее к нижней подсерии муйской серии палеопротерозоя [4], другие выделяют ее в неопротерозойскую парамскую серию синхронную келянской толще [5]. По последним данным [1-3] метавулканиты усть-келянской серии имеют возраст 824-814 млн лет. С вулканитами ассоциируют породы габбро-диорит-плагиогранитного «муйского» комплекса (возраст 812 ± 19 млн лет). Прорывающие парамскую серию аортозит-габбровые интрузии кедровского комплекса, определяющие верхнюю возрастную границу парамской серии, имеют возраст 735 ± 26 млн лет [3]. Нижняя возрастная граница накопления парамской серии остается точно не установленной. Синметаморфические гнейсограниты илеирского комплекса Муйской подзоны имеют возраст 784 ± 6 и 786 ± 9 млн лет [3].

В данной работе приведены первые результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования обломочных цирконов и Sm-Nd изотопные данные для метаосадочных отложений парамской серии Муйской подзоны Анамакит-Муйской зоны.

Для U-Pb изотопного датирования были выделены акцессорные цирконы из пробы Д-23-10 (бассейн р. Парама: $56^{\circ}30'47,6''$ с.ш., $114^{\circ}59'42,4''$

¹ Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия
dmnv@igm.nsc.ru

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

³ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия, v.p.kovach@gmail.com

в.д.), представленной кварц-полевошпатовым сланцем (метапесчаником). Обломочные цирконы представлены в различной степени окатанными прозрачными слабо окрашенными светло-коричневыми зернами, часть из которых сохранила в той или иной мере удлиненно-призматические очертания. В общей сложности проанализировали 28 кристаллов циркона в 28 точках. Для 19 зерен получили конкордантные оценки возраста, которые использовали при построении гистограммы и кривой относительной вероятности возрастов. В данном случае, из-за немногочисленной популяции обломочных цирконов, возможно выявление только главных типов размыавшихся на палеоводосборах пород, второстепенные источники при этом могут быть пропущены. Доминирующими в изученной популяции являются дегритовые цирконы с возрастом 820-853 млн лет (17 зерен), которые в катодолюминесцентном изображении (КЛ) в основном характеризуются осцилляторной зональностью, типичной для магматических цирконов. Два зерна имеют ранненеопротерозойский возраст 878, 947 млн лет (2 зерна).

Практически во всем возрастном диапазоне 820-853 млн лет в пределах Анамакит-Муйской зоны находятся комплексы пород с соответствующими возрастами. Главная магматическая ассоциация раннебайкальского цикла БМП представлена породами габбро-диорит-плагиогранитного «муйского» комплекса, единичными плутонами дунит-троктолит-габбрового состава (Маринкин) и базальт-риолитовыми вулканическими толщами (Усть-Келянская, Дельтукская, Буромская), формирование которых происходило в течение 835 ± 17 - 812 ± 19 млн лет [1-3]. В пределах Анамакит-Муйской зоны магматических и метаморфических пород, соответствующих возрасту ~ 900 млн лет, не установлено. В Кичерской зоне для метатолеитов нюорундуканской толщи Sm-Nd изохронным методом по двум сериям валовых образцов получены данные о возрасте 1035 ± 92 и 907 ± 120 млн лет ($\varepsilon_{Nd}(t)$ от +5.7 до +7.9) [6]. В пределах Парам-Шаманской зоны в соответствии с Sm-Nd изотопными данными возраст пород не древнее 1.0 млрд лет (ε_{Nd} от +4.8 до +7.1).

Для Sm-Nd изотопных исследований были выбраны кварц-полевошпат-слюдистые сланцы (метапесчаники) парамской серии (бассейн р. Парама). Породы характеризуются близкими к среднекоровому (0.12) величинами $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (табл.), что позволяет использовать величину одностадийного модельного возраста $t_{Nd(DM)}$ для определения усредненного модельного возраста пород в области сноса. Величина $\varepsilon_{Nd}(t)$ была рассчитана на 800 млн лет (минимальный возраст дегритовых цирконов). Метапесчаники парамской серии характеризуются отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(t)$ от -4.6 до -5.2 и палеопротерозойскими значениями Nd модельных возрастов $t_{Nd(DM)} = 1.8$ -1.9 млрд лет (табл.). В пределах

Таблица. Sm-Nd изотопные данные для метаосадочных пород парамской серии Муйской подзоны Анамакит-Муйской зоны БМП

| № обр. | Sm, мкг/г | Nd, мкг/г | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм.}}$) | $t_{\text{Nd(DM)}}$, млн лет | $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ |
|------------------------|-----------|-----------|-----------------------------------|--|-------------------------------|------------------------------|
| Д-25-10 ⁽¹⁾ | 5.9 | 30.3 | 0.1176 | 0.511958±3 | 1886 | -5.2 |
| Д-18-10 ⁽²⁾ | 4.7 | 26 | 0.1088 | 0.511943±4 | 1752 | -4.6 |

Примечание. Величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитаны на возраст 800 млн лет. ⁽¹⁾Аналитические исследования проведены в ИГГД РАН по стандартной методике [7]. ⁽²⁾ Определения изотопного состава Sm и Nd выполнены в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск) по модифицированной методике [8]. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельного возраста $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения для CHUR (однородный хондритовый резервуар) - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ по [9] и DM (деплектированная мантия) - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2136$ по [10].

Анамакит-Муйской зоны распространены породы с широкими вариациями величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и $t_{\text{Nd(DM)}}$. Палео- мезопротерозойский модельный возраст и положительные или близкие к нулю значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ установлены для метапесчаников и вулканомиктовых осадков джалтуцкой серии ($t_{\text{Nd(DM)}} = 1.7\text{--}1.5$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(520) = -0.4\ldots+0.3$) и метаосадочных неопротерозойских пород левобамбукской, усть-муйской и кедровской серий ($t_{\text{Nd(DM)}} = 1.5\text{--}1.2$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(820) = +1.0\ldots+4.2$). Плагиограницитиды «муйского» комплекса характеризуются значениями $t_{\text{Nd(DM)}} = 1.8\text{--}2.0$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(815) = -2.4\ldots-10.7$, вулканические толщи усть-кеянской, дельтуцкой, буромской, кедровской свит (828 ± 3 - 814 ± 5 млн лет) $t_{\text{Nd(DM)}} = 2.2\text{--}2.4$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -13.6\ldots-7.2$ и $t_{\text{Nd(DM)}} = 1.6\text{--}1.7$ млрд лет, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -2.6\ldots-4.4$ [1-3]. Эти данные свидетельствуют о присутствии в области источников сноса не только древних коровых источников, но и неопротерозойского ювенильного материала. Учитывая отсутствие цирконов с раннедокембрийскими возрастами в пробе метапесчаника парамской серии, можно предположить, что в области сноса преобладали породы неопротерозойского возраста, но преимущественно с раннедокембрийскими Nd модельными возрастами, т.е. продукты неопротерозойской переработки раннедокембрийской континентальной коры. Ювенильные образования неопротерозойского возраста играли подчиненную роль.

Таким образом, полученные геохронологические и изотопно-геохимические данные позволяют предположить, что возраст протолитов терригенных отложений парамской серии находился в интервале 0.8-1.0 млн лет. В области сноса преобладали продукты переработки раннедокембрийской континентальной коры при подчиненной роли ранненеопротерозойских ювенильных источников.

Работа выполнена в рамках проекта НИР ИГМ СО РАН при финансовой поддержке ИП № 68, Министерства образования и науки Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23-51.
2. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17-51.
3. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Переляев В.И., Шалаев В.С. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3-15.
4. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1, 2. М.: Недра, 1964, 1967. 516 с., 700 с.
5. Митрофанов Г.Л. Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в Северо-Западном Забайкалье // Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск, 1978. С. 38-57.
6. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Крымский Р.Ш., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г. О Возрасте ниорундуканской толщи (Кичерская зона, Байкало-Муйский складчатый пояс): новые U-Pb и Sm-Nd данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 130-132.
7. Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П., Старосельцев К.В., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю., Сафонов А.Ф., Павлухин А.Д. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 394-408.
8. Pin C., Santos Zalduegui J.F. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta. 1997. V. 339. P. 79–89.
9. Jacobsen S.B., Wasserburg G.M. Sm-Nd evolution of hondrites. II // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137-150.
10. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implication for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.

Исследование пространственно-временных закономерностей сейсмичности Байкальской рифтовой зоны

Авторами в течение ряда лет проводится исследование пространственно-временных закономерностей (миграции) сейсмической и вулканической активности с помощью оригинальной методики [1, 6]. Результаты, полученные в результате применения разработанного авторами подхода, позволили сформулировать выводы, касающиеся характеристик планетарного геодинамического (сейсмического и вулканического) процесса. В данной работе была поставлена цель проверить сформулированные ранее положения на статистическом материале нового региона.

В качестве информационной основы исследования был взят каталог землетрясений, произошедших вблизи озера Байкал в период с 1902 по 2013 год по данным Геологической службы США [5]. В выборку были включены события с магнитудой $4.0 \leq M \leq 7.4$ и глубиной гипоцентра $h \leq 100$ км. Размер выборки составил 406 событий. Был построен график повторяемости, анализ которого показал, что каталог статистически полон до магнитуды 5.4, параметр наклона графика повторяемости равен $b = -0.78 \pm 0.1$. Это число совпадает со значением, полученным для землетрясений Альпийско-Гималайского пояса [6] (зоны сжатия), географически расположенныхных близко к изучаемому региону, однако больше значения наклона графика повторяемости для Срединно-Атлантического хребта (зоны растяжения). Вероятно, географические особенности региона, схожесть геологических свойств превалируют для данного параметра над близостью характера геодинамической обстановки.

Исследование временных закономерностей анализируемой выборки проводился с помощью авторского метода моделирования временных рядов очагов землетрясений [2]. Метод предполагает анализ значений временных интервалов между событиями выборки с помощью известных законов распределения. В качестве теоретических законов распределения использовались законы Пуассона, Парето и Вейбулла. Результат показали, что с вероятностью близкой 1 отвергается гипотеза о близости экспериментального распределения закону Пуассона, то есть исследуемый временной ряд событий не обладает признаками простейшего потока событий – не является случайным. При этом с высокой долей вероятности ($\alpha \approx 0.85$) исследуемый временной ряд одинаково хорошо описы-

¹ Институт Вулканологии и Сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

вается с помощью распределений Парето и Вейбулла, относящихся к распределениям с тяжелым хвостом. Эти данные согласуются с результатами, полученными ранее на статистическом материале сейсмических каталогов Тихого океана, Индонезии и Срединно-Атлантического хребта [2]. Важно отметить, что полученное значение параметра масштаба для совокупности сейсмических событий Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) с магнитудой $M \geq 4$ хорошо укладывается на график выявленной ранее зависимости между параметром масштаба λ распределения Вейбулла и максимальным значением временного интервала [2], однако находится на границе доверительного интервала зависимости параметра масштаба λ от количества событий в выборке. Данное обстоятельство, по-видимому, объясняется тем, что структура изученного временного ряда несколько отличается от совокупностей данных, формирующих указанные зависимости. На это указывает равенство результатов сравнения экспериментального ряда и с распределением Вейбулла, и с распределением Парето. Относительно характеристик сейсмического процесса, представленного исследуемым рядом данных, данный факт указывает на более «тяжелый» хвост, то есть сильные события происходят в пределах данного региона через более длительные интервалы времени, чем в регионах, описываемых только распределением Вейбулла.

Исследование пространственно-временных закономерностей сейсмической активности БРЗ проводилось с помощью методики, описанной подробно в [1, 6]. Для применения метода была построена линия из 7 точек, длиной около 2000 км. Крайние точки линии определялись содержащимися в каталоге событиями и имеют координаты (51.55° с.ш., 102.98° в.д.) и (57.12° с.ш., 124.71° в.д.) соответственно.

С помощью созданной авторами информационно-вычислительной системы [1] исследовались совокупности событий в магнитудных интервалах $M_1 \geq 4$, $M_2 \geq 4.3$, $M_3 \geq 4.6$, $M_4 \geq 4.9$, $M_5 \geq 5.2$ и $M_6 \geq 5.5$. Для всех указанных диапазонов удалось выявить цепочки миграции очагов землетрясений. Средние параметры цепочек каждого магнитудного диапазона приведены в таблице.

Полученные данные, во-первых, подтверждают применимость разработанного авторами метода исследования миграции сейсмической активности для анализа совокупностей событий с различными энергетическими, пространственными и временными параметрами. Во-вторых, из таблицы явно прослеживается зависимость между скоростными и энергетическими характеристиками сейсмической активности Байкальской рифтовой зоны – с увеличением магнитуды очагов землетрясений скорость их миграции уменьшается. По аналогии с проведенными ранее исследованиями было получено аналитическое выражение выявленной за-

Таблица

| $M \geq M_0$ | k | $N \pm \Delta N$ | $T \pm \Delta T$ | $L \pm \Delta L$ | $V \pm \Delta V$ |
|--------------|-----|------------------|------------------|------------------|------------------|
| $M \geq 4$ | 31 | 12 ± 5 | 19 ± 12 | 735 ± 290 | 46 ± 19 |
| $M \geq 4.3$ | 22 | 10 ± 4 | 19 ± 12 | 725 ± 230 | 43 ± 16 |
| $M \geq 4.6$ | 16 | 8 ± 3 | 24 ± 11 | 813 ± 236 | 36 ± 11 |
| $M \geq 4.9$ | 10 | 5 ± 2 | 20 ± 14 | 802 ± 225 | 33 ± 10 |
| $M \geq 5.2$ | 5 | 4 ± 1 | 22 ± 16 | 567 ± 340 | 22 ± 3 |
| $M \geq 5.5$ | 3 | 4 ± 1 | 28 ± 20 | 738 ± 440 | 15 ± 3 |

Примечание: M – магнитуда землетрясения; M_0 – наименьшее значение магнитуды событий в рассматриваемых совокупностях; k – число выявленных миграционных цепочек; N – среднее число землетрясений в одной миграционной цепочке; T – средняя продолжительность миграционной цепочки [год]; L – средняя протяженность миграционной цепочки [км]; V – средняя скорость миграции очагов землетрясений для разных «энергетических» диапазонов [км/год]; ΔN , ΔT , ΔL и ΔV – среднеквадратичные разбросы значений N , T , L и V соответственно.

вистимости в виде уравнения: $M = (-2.8 \pm 0.46)LgV + 8.9$. Байкальская рифтовая зона является зоной преимущественно растяжения, следовательно, полученное значение коэффициента $p=-2.8 < 0$ полностью подтверждает сформулированное ранее [1, 6] авторами предположение о том, что коэффициент зависимости скорости миграции очагов землетрясений и извержений вулканов от их энергетической характеристики чувствителен к геодинамической обстановке в регионе: положителен для областей сжатия и отрицателен для областей растяжения. Необходимо отметить, что на характер параметра p не повлияли меньшие по сравнению с изученными ранее регионами значения магнитуд сейсмических событий и географический масштаб БРЗ.

Важным является также то обстоятельство, что полученные значения скоростей миграции очагов землетрясений Байкальского региона согласуются с результатами, полученными другими исследователями с помощью иных методов. Так, в работе [3] с помощью оригинальной методики исследовались очаги землетрясений рассматриваемого региона за период 1963-2010 гг. Полученные значения скоростей изменялись, по данным автора, в пределах 60-150 км/год. Данные, полученные нами, совпадают с нижней границей приведенного диапазона скоростей. Однако необходимо отметить, что в полученном массиве данных миграционных цепочек, особенно для диапазонов магнитуд $M \geq 4$ и $M \geq 4.3$, наблюдались редкие значения скоростей порядка 90-100 км/год, которые не повлияли, однако, на представленные в таблице средние значения.

В работе [4] на основании данных о землетрясениях с энергетическим классом $K \geq 8$, произошедших в инструментальный период (1964-

2002) в пределах Байкальской рифтовой системы, были получены различные скорости со средним значением 34 ± 2 км/год. В целом же скорости варьировались в пределах 20-70 км/год. Эти данные полностью соответствуют диапазону скоростей, представленных в таблице (с учетом среднеквадратичного отклонения). Данные получены различными, независимыми друг от друга методами, на основании чего можно сделать вывод о характерности полученных значений скорости миграции очагов землетрясений для исследуемого региона.

Таким образом, представленные в работе результаты, во-первых, подтверждают данные о характерных скоростях миграции очагов землетрясений в пределах Байкальской рифтовой зоны, и, во-вторых, доказывают обоснованность выявленного ранее авторами параметра p , характеризующего зависимость скорости миграции сейсмической активности от ее энергии, чувствительного к геодинамической обстановке в регионе.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-164.

Литература

1. *Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др.* Информационно-вычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17, №3. С. 34–54.
2. *Долгая А.А.* Применение законов распределения Вейбулла и Парето для моделирования временных рядов очагов землетрясений // Евразийский союз ученых (ЕСУ). 2014. №4 (12). С. 28-29.
3. *Левина Е.А.* Геоинформационная система для прогноза землетрясений и горных ударов: разработка и примеры применения в Байкальской рифтовой зоне и Норильском месторождении. Автореферат докторской диссертации на соиск. ст. к.г.-м.н. Иркутск. 2014. 19 с.
4. *Новопашина А.В., Саньков В.А.* Скорости медленных миграций сейсмической активности в Прибайкалье // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, №2. С. 197-203.
5. Earthquake Hazards Program. United States Geological Survey. Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
6. *Vikulin A.V., Akmanova D.R., Vikulina S.A., Dolgaya A.A.* Migration of seismic and volcanic activity as display of wave geodynamic process // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3, Issue 1. P. 1–18.

Структурно-геодинамические исследования малых платформенных урбанизированных территорий на примере Москвы

Структурно-геодинамические исследования малых территорий проводятся, как правило, с целью обеспечения геодинамической и геоэкологической безопасности особо опасных инженерных сооружений или урбанизированных территорий. Для платформенных территорий и в том и в другом случае эти исследования включают в себя структурный анализ территорий с выделением новейших структур, в том числе геодинамически активных зон (ГДАЗ) и линеаментов, определение степени унаследованности новейшими структурами древних (доновейших), определение поэтапных амплитуд и скоростей новейших движений, а также геодинамических обстановок, в которых формировались эти структуры. Для урбанизированных территорий результаты крупномасштабных структурно-геодинамических исследований используются при составлении комплексных тематических, в том числе инженерно-геологических карт [1], при оценке проницаемости водоупоров с целью предотвращения загрязнения водоносных горизонтов различного назначения, при оценке развития опасных экзогенных процессов и т.д.

На территории Москвы в новейшем этапе выделено два подэтапа и соответствующие им структурные планы [2], результаты этих исследований были представлены ранее [3], поэтому в данной работе акцент сделан на геодинамических характеристиках исследуемой территории.

Исследуемая территория расположена в зоне сочленения трех крупных новейших структур. Северо-западная ее часть относится к Клинско-Дмитровскому поднятию (КД), южная и юго-западная части принадлежат к Наро-Фоминскому поднятию (НФ), центральная и восточная – к Мещерскому прогибу (МЩ) (рис. 1). Эти структуры отражены на структурно-геоморфологическом плане Московско-Нижегородского района Русской плиты [4].

Клинско-Дмитровское поднятие входит в состав протяженного Смоленско-Дмитровско-Ветлужского мегавала восток–северо-восточного про-

¹ Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), геологический ф-т, Москва, Россия

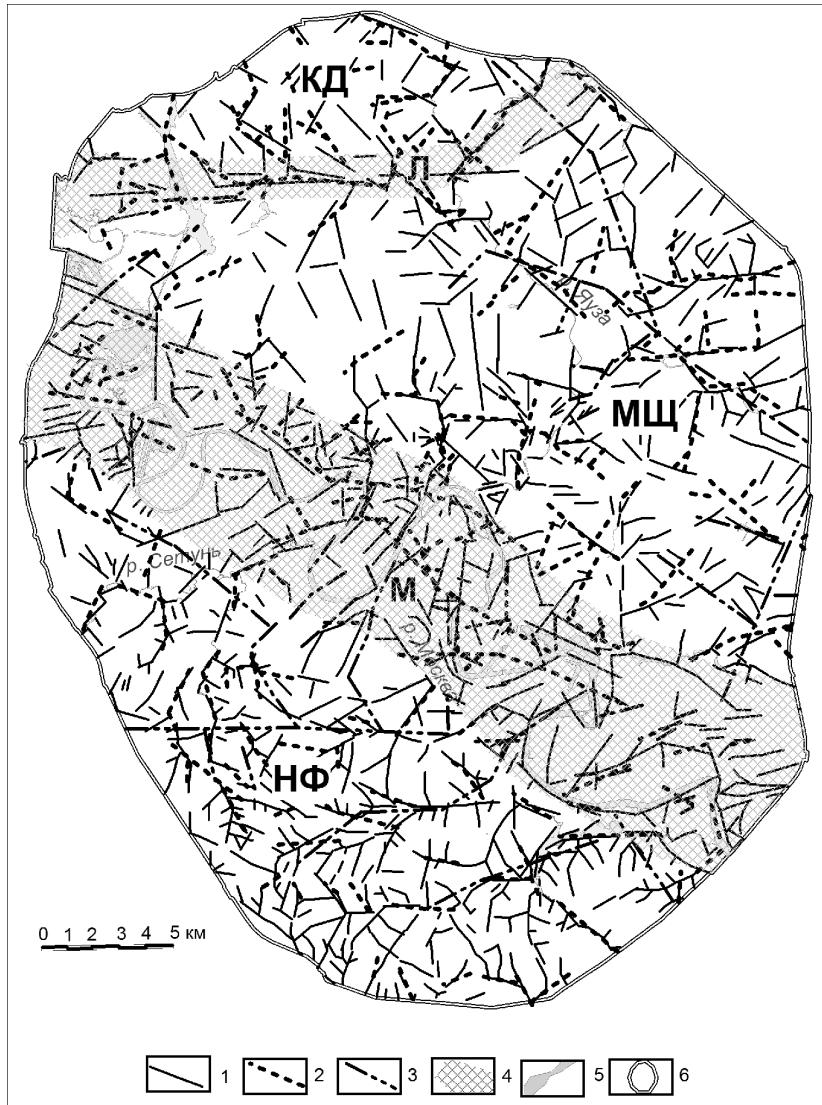


Рис. 1. Новейшие структуры, разновозрастные поля линеаментов и геодинамически активные зоны Москвы.

Новейшие структуры: НФ – Наро-Фоминское поднятие, КД – Клинско-Дмитровское поднятие, МШ – Мещерский прогиб; ГдАЗ (4): М – Москворецкая, Л – Лихоборская.

Линеаменты, выделенные по: рельефу земной поверхности (современные) (1); поверхности дочетвертичных отложений (2); поверхности каменноугольных отложений (3); 5 – гидросеть, 6 – территория Москвы в пределах МКАД

стирания, который формируется в условиях встречного косого сжатия, наведенного со стороны Скандинавской и Альпийской геодинамических систем [4]. Наро-Фоминское поднятие сопряжено с Южно-Серпуховским прогибом субширотного простирания, формирующемся в пределах склона новейшего Воронежского сводового поднятия и, вероятно, связано с ним. Мещерский прогиб принадлежит более обширному Окско-Донскому устойчивому прогибу, образование которого связано с внутриплатформенным глубинным источником деформаций. Таким образом, на площади исследования выделены три типа структур, условия формирования которых принципиально различны. Границы разнородных структур рассматриваются как потенциальные зоны концентрации напряжений и деформаций, или как геодинамически активные зоны – Москворецкая (М) и Лихоборская (Л) (см. рис. 1).

Москворецкая ГдАЗ – элемент строения региональной Москворецко-Рязанской линеаментной зоны юго-восточного простирания, которая прослеживается от Москвы до Рязани [4]. В.И. Макаровым эта зона рассматривалась как геодинамически активная, структурно-предопределённая древним пассивным разломом (неоднородностью). Ее современная активность и наличие правосдвиговых напряжений подтверждается данными повторных GPS-измерений, проведенных в 2005-2010 гг. по треугольнику Коломна-Зарайск-Белоомут [5]. Москворецкая ГдАЗ формируется в сочленении Наро-Фоминского поднятия и Мещерского прогиба. При этом она резко несогласно сечет субширотные структуры Наро-Фоминского поднятия, соглашаясь при этом с зональностью Мещерского прогиба. Лихоборская ГдАЗ формируется на границе Клинско-Дмитровского поднятия и Мещерского прогиба. При этом она согласуется с простиранием Клинско-Дмитровского поднятия и не согласуется с угловатой формой Мещерского прогиба. В этой связи предполагается, что она больше связана с ростом Клинско-Дмитровского поднятия, чем с устойчивым опусканием Мещерского прогиба. Формирование поднятия происходит в условиях напряжений сжатия со сдвигом, наведенных со стороны Смоленско-Дмитровско-Ветлужского мегавала.

Для определения геодинамической обстановки территории, кроме структурно-геодинамического, используется и линеаментный анализ, хотя для урбанизированных территорий он связан с многочисленными трудностями. Это – повсеместно техногенно-измененный рельеф, практически полное отсутствие возможности дешифрирования космоснимков из-за плотной застройки и т.д. Поэтому для линеаментного анализа территории Москвы был привлечен подробный (м-б 1:10000) рельеф со снятыми техногенными отложениями, что значительно улучшило его качество. Были исключены линеаменты техногенного происхождения и,

наоборот, выявлены те из них, которые подверглись искусственному нивелированию (засыпанные, спрятленные русла рек, оврагов и т.д.) (см. рис. 1). Это поле линеаментов имеет средненеоплейстоцен-голоценовый (современный) возраст [2].

Кроме того, в рамках крупномасштабного геологического картографирования, по данным более чем 85 тыс. скважин, были построены поверхности дочетвертичных (мезозойских) и каменноугольных отложений, имеющие эрозионно-тектоническое происхождение. По этим двум поверхностям также были выделены разновозрастные поля линеаментов (см. рис. 1). Возраст поверхности дочетвертичных (мезозойских) отложений датирован как миоцен-ранненеоплейстоценовый [2], тот же, вероятно, и возраст этих линеаментов. Основными элементами рельефа этой поверхности являются Татаровский и Хорошевский палеоврезы (палеодолины), большинство протяженных линеаментов, преимущественно северо-западного простирания, связаны с этими палеоврезами. По поверхности каменноугольных отложений выделено поле линеаментов послекаменноугольного-досреднеюрского возраста. Протяженные линеаменты северо-западного и северо-восточного простираций выделены по прямолинейным участкам Главной доюрской ложбины и ее притоков [2].

Для линеаментов, выделенных в пределах Лихоборской и Москворецкой ГДАЗ по поверхностям разновозрастных отложений, в том числе погребенным и современным, были построены розы-диаграммы простираций, часть из которых представлены на рисунке 2, и восстановлены геодинамические обстановки формирования этих зон на новейшем этапе развития по методу Л.А. Сим [6].

Москворецкая ГДАЗ вытянута с северо-запада на юго-восток с азимутом простирания 300 С3. В ее пределах линеаменты поверхности каменноугольных отложений, несмотря на их малочисленность, ориентированы, главным образом, в северо-восточном (50-60, 70-80 СВ), меридиональном (0-10 С) и северо-западном (340-350 СВ) направлениях. Поля линеаментов дочетвертичной поверхности несколько отличны от предыдущего. В нем преобладают линеаменты северо-восточного (70-80 СВ) и северо-западного (280-300 С3) простираций при практическом отсутствии ортогональных линеаментов. Плотность современных линеаментов в пределах Москворецкой ГДАЗ больше, по сравнению с их плотностью в северной части Москвы. Явно преобладают северо-западные (340-350, 280-310 С3) и северо-восточные (70-80, 10-20 СВ). При этом линеаменты северо-западного (280-310 С3) простирания соответствуют общей ориентировке Москворецкой зоны. Слабее развиты широтные (80-90 В) линеаменты. Некоторые северо-западные (280-310 С3) и северо-восточные (70-80 СВ) направления линеаментов согласуются с

такими же, выделенными по дочетвертичной поверхности. В результате анализа ориентировки современных линеаментов, развитых в пределах Москворецкой ГдАз, были предположительно восстановлены неотектонические напряжения. Линеаменты с азимутами простирания 340-350 С3 и 70-80 СВ, возможно, отражают трещины со сколовыми напряжениями соответственно правосдвигового и левосдвигового типа по ним. Кинематика линеаментов соответствует обстановке напряжений субмеридионального пологого сжатия в условиях дополнительного сжатия и характеризует поле напряжения в исследуемой зоне как правосдвиговое, что было установлено ранее [2, 5]. На неотектоническом этапе это, вероятно, связано с ростом новейшего Воронежского поднятия.

Лихоборская зона, имеющая на большей части территории Москвы широтное простижение, на востоке сменяется на северо-восточное. Линеаменты, выделенные в ее пределах по поверхности каменноугольных отложений, имеют преимущественно северо-восточные простирации. Среди ориентировок линеаментов, выделенных по дочетвертичной поверхности, преобладающими являются северо-восточные (30-40, 70-80 СВ) и северо-западные (340-350 С3). Малочисленные линеаменты Лихоборской зоны этого возраста, возможно, отвечают условиям северо-восточного-юго-западного сжатия. Преобладающими являются линеаменты северо-западных (310-320, 340-350 С3) и северо-восточной (30-40 СВ) ориентировок. Современные линеаменты Лихоборской ГдАз подчеркивают ее простижение, поэтому в западной части выделяются широтные линеаменты, а на востоке – северо-восточные (40-50 СВ). В целом, в поле современных линеаментов ориентировка некоторых из них унаследована от дочетвертичных. Анализ современных линеаментов в пределах Лихоборской ГдАз, а точнее, их взаиморасположение в широтной зоне, свидетельствует о том, что они развиваются в условиях правосдвиговых напряжений, возникших в обстановке субмеридионального (север-северо-восточного) сжатия при дополнительном сжатии. При этом правосдвиговые напряжения отмечаются по линеаментам северо-западного направления, а левосдвиговые – по линеаментам северо-восточного направления. На основании этого предполагается, что Лихоборская зона развивается под влиянием расположенного к северу от нее растущего Смоленско-Бетлужского вала, испытывая давление с его стороны.

Таким образом, в пределах Москвы выделены две геодинамически активные зоны – Москворецкая и Лихоборская – и определена их кинематика. Анализ линеаментов, во-первых, показал, что послепалеозойское поле линеаментов претерпело значительные изменения до современного этапа, что, несомненно, связано с изменившимися геодинамическими условиями. При этом наибольшая согласованность в простира-

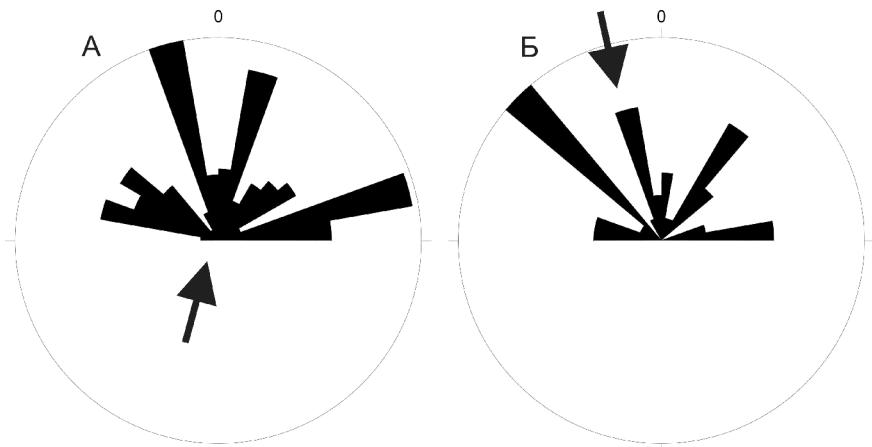


Рис. 2. Розы-диаграммы простираций линеаментов, выделенных по поверхности современного рельефа: А – в Москворецкой ГДАЗ, Б – в Лихоборской ГДАЗ. Стрелки показывают направления современных напряжений сжатия

ниях наблюдается у современных и дочетвертичных линеаментов. Вторых, были уточнены сделанные ранее выводы о том, что новейшая структура Московского региона формируется в поле напряжений, возникшем при одновременном влиянии разных геодинамических источников: на севере новейшего Смоленско-Ветлужского вала и на юге Воронежского поднятия. Сдвиговые напряжения сжатия сконцентрировались в геодинамически активных Лихоборской и Москворецкой зонах.

Литература

1. Остров В.И. Крупномасштабное геологическое картирование территории г. Москвы // Геоэкология. 2011. №3. С. 195-197.
2. Дорожко А.Л. Неотектоника, геодинамически активные зоны Москвы и их геоэкологическое значение // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ООО «Ай-клуб», 2014. 26 с.
3. Дорожко А.Л., Макеев В.М., Карфидова Е.А. Неотектоника Москвы // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Мат. XLVI Тектонического совещания М.: ГЕОС, 2014. Т. 1. С. 128-133.
4. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

5. Макаров В.И., Бойков В.В., Булаева Е.А. Опыт использования методов спутниковой геодезии (GPS) для изучения современных движений и деформаций земной коры платформенных территорий на примере Приокского района Русской плиты // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы. Матер. XVI Междунар. конф. Воронеж: ВГУ, 2010. С. 33-39.

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

Е.П. Дубинин¹, А.В. Кохан²

Геодинамические условия проявления ультрамедленного спрединга

Ультрамедленный спрединг, как особый тип аккреции коры уже давно выделен в научной литературе. Хорошо изучена система спрединговых хребтов с ультрамедленными скоростями раздвижения [1-4]. Но ультрамедленный спрединг характерен не только для спрединговых хребтов. Его проявления также можно наблюдать и в зонах конвергентных и трансформных границ литосферных плит, а также в пределах небольших локальных спрединговых центров. В настоящей работе рассматриваются основные геодинамические обстановки, в которых могут возникать условия для проявления этого типа спрединга:

1. На спрединговых хребтах, сформированных при расколе континентальной литосферы (хребты Гаккеля, Мона, Рейкьянес, Кольбейнсей, Юго-западный Индийский, Красноморский и Аденский рифты, палеоспрединговые хребты Лабрадорский и Эгир);

2. При переходе от континентального рифтинга к ранней стадии океанического спрединга (все спрединговые хребты континентального заложения);

3. На ранней стадии формирования спрединговых хребтов при расколе океанической литосферы и/или при кинематической перестройке и перескоках оси спредингового хребта (Восточно-Тихоокеанское поднятие, Юго-Восточный Индийский хребет);

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

² ООО «Сварог», Москва, Россия

4. При затухании спрединга и отмирании спрединговых хребтов (хребет Математиков, хребет Эгир, Лабрадорский);

5. При продвижении спредингового хребта в пределы континентальной литосферы: а) в условиях влияния горячей точки (Красноморско-Аденский рифт), б) при наличии сдвигов, предшествующих спредингу (рифт Калифорнийского залива);

6. В сдвиго-раздвиговых зонах трансформного типа: а) в транзитных зонах, сформированных между двумя спрединговыми хребтами (хребет Книповича); б) в сдвиго-раздвиговых зонах в пределах океанической литосферы (Американо-Антарктический хребет); в) в зонах локального растяжения на фоне регионального сдвига, в структурах типа пул-эпарт (трог Кайман, южная граница плиты Скотия);

7. В зонах активных континентальных окраин: а) при задуговом рифтинге (рифт пролива Брансфильд) б) при задуговом междусубдукционном спрединге (северный бассейн моря Фиджи, троги Айю, Сорол); в) рассеянный, или диффузный спрединг в задуговых районах (центральный бассейн Скотия и современный рассеянный спрединг в юго-восточной части моря Скотия); г) при междууговом рифтинге/спрединге (Марианнский трог)

В таблице приведены основные геодинамические обстановки проявления ультрамедленного спрединга и дана краткая характеристика этих обстановок.

Работа выполнена при поддержке РФФИ проект 12-05-00528-а.

Литература

1. Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС, 2001. 293 с.
2. Snow J., Edmonds H. Ultraslow-spreading ridges. Rapid paradigm changes // Oceanography. V. 20, № 1. P. 90-101.
3. Dick H., Lin J., Schouten H. An ultra-slow class of spreading ridge // Nature. 2003. V. 426. P. 405-412.
4. Sauter D., Cannat M. The ultraslow-spreading Southwest Indian ridge // Diversity of hydrothermal systems on slow-spreading ocean ridges / Eds.: P. Rona, C. Devey, J. Dyment, B. Murton. AGU. 2010. P. 153–173.

Таблица. Геодинамические обстановки ультрамедленного спрединга

| № | Геодинамическая обстановка | Краткая характеристика | | Примеры | |
|--|--|---|---|---|---|
| | | 1 | 2 | 3 | 4 |
| Ультрамедленный спрединг при формировании и эволюции спрединговых хребтов | | | | | |
| 1 | Спрединговые хребты, сформированные при расколе континентальной литосферы, и расположенные вблизи полюсов относительного вращения плит | Значения линейных скоростей движения плит минимальны вблизи полюсов относительного вращения. Они постепенно возрастают по мере удаления от полюса и приближения к эйлеровому экватору | | Хребты Гаккеля, Мона, Рейкьянес, Юго-западный Индийский, Красноморский и Аденский рифты | |
| 2 | Переход от континентального рифтинга к ранней стадии океанического спрединга | Начальный этап формирования спрединговых хребтов континентального заложения и новой океанической коры определяется механизмом раскола континента и прогретостью мантии. | | Все спрединговые хребты, образованные в результате раскола континентов на начальных этапах своего формирования. | |
| 3 | На ранней стадии формирования спрединговых хребтов при расколе океанической литосферы в результате кинематических перестроек и пересоков осей спрединга. | При формировании нового спредингового хребта на старой океанической литосфере происходит утонение и разрыв старой литосферы и переход к короткому этапу ультрамедленного спрединга на новом хребте. | | Восточно-Тихоокеанское поднятие, Юго-Восточный Индийский хребет | |
| 4 | При затухании спрединга и отмирании спрединговых хребтов | При отмирании спредингового хребта происходит уменьшение скоростей спрединга до полного его прекращения через стадию ультрамедленного спрединга. | | хребет Математиков, хребет Эгир, Лабрадорский хребет | |
| 5 | При продвижении спредингового хребта в пределы континентальной литосферы | в условиях влияния горячей точки | Б в области Афар происходит переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Влияние горячей точки Афар приводит к механическому и термическому ослаблению литосферы и перестройке границ плит | Аденский рифт | |
| 6 | | при наличии сдвигов, предшествующих спредингу | При наличии сдвиговой зоны в задуговой области (чье формирование вызвано, например, косой субдукцией и последующим ее прекращением) продвигающаяся рифтовая трещина может унаследовать эту сдвиговую зону. | Рифты Калифорнийского залива, Красного моря | |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| Ультрамедленный спрединг при формировании и эволюции трансформных систем | | | |
| 7 | Локальное растяжение на фоне регионального сдвига, структуры типа пул-эпарт | Смещения вдоль протяженных трансформных разломов, изменяющих свое простирание (разломы типа хребет-дуга, или дуга-дуга), могут приводить к образованию локальных зон растяжения с ультрамедленным спредингом. | Трог Кайман в пределах трансформной системы Ориенте-Сван, южная граница моря Скотия |
| 8 | В транзитных сдвиго-раздвиговых зонах, сформированных между двумя формирующими спрединговыми хребтами | При формировании двух спрединговых систем, разделенных значительным расстоянием (более 1000 км), могут образовываться переходные сдвиго-раздвиговые структуры с ультрамедленными скоростями раздвижения | Транзитная сдвиго-раздвиговая зона между хребтами Гаккеля и Мона |
| 9 | При формировании спрединговой системы в сдвиго-раздвиговых зонах в пределах океанической литосфера | Формирование спрединговых систем этого типа характерно для еще формирующихся неустойчивых границ плит с растяжением, осложненным значительной компонентой сдвига, что приводит к формированию характерных структур: протяженных трансформных разломов и коротких спрединговых сегментов | Американо-Антарктический хребет |
| Ультрамедленный спрединг в зонах активных континентальных окраин | | | |
| 10 | На локализованных линейных рифтогенных структурах в задуговых бассейнах | Растяжение вызвано откатом субдуцирующего слэба | Рифт Брансфильд |
| 11 | При кинематических перестройках субдукционных границ | Спрединговые системы с ультрамедленным растяжением формируются в межсубдукционных зонах в ходе сложных кинематических перестроек границ микроплит | Спрединговый центр северного бассейна моря Фиджи, троги Айю, Сорол |
| 12 | При рассеянном, или диффузном спрединге в задуговых бассейнах | Мантийный диапиризм или латеральный астеносферный поток может приводить к растяжению в задуговой области и формированию локальных проявлений новообразованной коры. | Юго-восточная и центральная части моря Скотия |
| 13 | При междуговом рифтинге/спрединге в зонах активных континентальных окраин | Растяжение, приводящее к «расщеплению» островной дуги, вызвано откатом субдуцирующего слэба мощной и древней литосферы в энсиматических дугах. | Марианский трог, трог Гавр |

Соотношение орогенеза (горообразования) и рифтогенеза в структурах обрамления Тихого океана

Фундаментальным свойством горообразования является приращение объема поднятия в течение геологического времени. Этот обобщающий признак подчиняет себе такие важные показатели как наличие молассоидов и специфический известково-щелочной магматизм преимущественно гранит-гранодиоритового состава. Масштабные проявления вулканизма скорее исключение, чем дежурный признак орогенеза, отметим также редкость вулканитов базальтового состава. Орогенезу сопутствует формирование складчатости, однако до сих пор нет однозначного ответа на вопрос о соотношении складчатости и горообразования. Недавние работы [9] показали, что при орогенезе Центрального Тянь-Шаня вклад сжатия составил не более 10 % (только на ранней стадии), в остальном поднятие осуществлялось за счет эволюции астеносферы. Влияние астеносферы далеко неоднозначно, поскольку она же определяет и противоположный процесс - рифтогенеза, при котором происходит, однако, не увеличение, а утонение мощности коры с выделением больших масс магматического вещества в виде вулканизма на поверхности. Если это так, то мы как раз найдем объяснение того, почему с орогенезом связан мощный интрузивный магматизм, а с островными дугами (ОД) и окраинными вулканическими поясами (ОВП) столь же грандиозные вулканические проявления. В этом отношении к орогенезу и горообразованию ближе стоит формирование ОВП, чем ОД. Вероятно, что орогенез и ОВП осуществляются при значительной роли процессов корового плавления, однако при существенных различиях их термодинамики и напряженного состояния. Существенным геофизическим признаком орогенеза является большая, до максимальной, мощность континентальной коры (до 70 км), хотя в палеотектонических реконструкциях этот признак, равно как и признак высоты гор, исчезает. Одно это говорит о существенном и быстром изменении физических характеристик коры с течением геологического времени.

Нельзя отождествлять ОВП и ОД. Они различаются по многим параметрам, но главным образом, по масштабам кислого вулканизма, сопровождающегося соответствующим интрузивным магматизмом. Объемы кислого вулканизма в ОВП на порядки больше, чем в ОД. В ОВП практи-

¹ Институт физики Земли РАН

тически отсутствуют базальты, тогда как в ОД они преобладают; те и другие заметно различаются и по петрохимическим характеристикам. К этому нужно добавить, что в типичных ОД (с задуговым бассейном) представлен крайне известковистый тип вулканитов, относящихся к семейству высокоглиноземистого базальта с низкими калиевой щелочностью, магнием и титаном, с высоким содержанием аортита во всех производных вплоть до дайотов. Типичные включения этих пород – алливалиты, эвкриты, габбро. Таким образом, ОВП по своим признакам ближе к орогенным, чем к островодужным вулканитам. Кислый магматизм ОВП – наглядное проявление интенсивной переработки коры. Введенное Е.К. Устиеевым представление о вулкано-плутонических формациях как специфических тектономагматических структурах ОВП до сих пор сохраняет свою убедительность и полезность для практической геологии. Палеогеографические реконструкции указывают на равнинный и невысокий тектонический рельеф в период формирования ОВП, что опровергает их отнесение к метаплатформам (по Е.Е. Милановскому).

Структуры орогенеза часто рассматриваются как аналоги островных дуг (ОД). Так, В.В. Белоусов [1] в своей последней монографии поставил в один ряд орогенные режимы островных дуг Восточной Азии от Камчатки до Тайваня, альпийские орогены Евразии и орогены Анд¹. Признаками сходства оказались упомянутые молассоиды и наличие современных поднятий, близость состава вулканитов. Возникло парадоксальное определение «поднятие ОД в условиях преимущественного прогибания». Рассмотрение эволюции типичных ОД, изучение несогласий и их последовательностей показало, однако, что тектоно-аккумулятивные поднятия новейших ОД возникают лишь при общем сокращении их поперечников и смены знака тектонических движений в течение плиоцена и квартера [4, 5]. В типоморфных ОД, т.е. в дугах с задуговым бассейном, с течением времени происходит уменьшение объема островных поднятий за счет расширения и углубления этого бассейна (рис. 1). В ОД при этом происходит опускание их продольных бортовых пластин, а затем поднятие *остаточной* суши; поперечник дуги сокращается. Другая констатация заключается в том, что поднятие остаточной суши происходит прерывисто, после формирования поверхности абразионного выравнивания (несогласия), при этом подъем сопровождается более интенсивным дифференцированным вулканизмом. Курильская ОД не менее чем дважды срезалась морской абразией, ее поперечник сокращался,

¹ Имеется в виду только неоген-четвертичный этап развития Анд. До этого времени, в мезо-кайнозое развитие Анд было близко к типу ОВП. Там же.

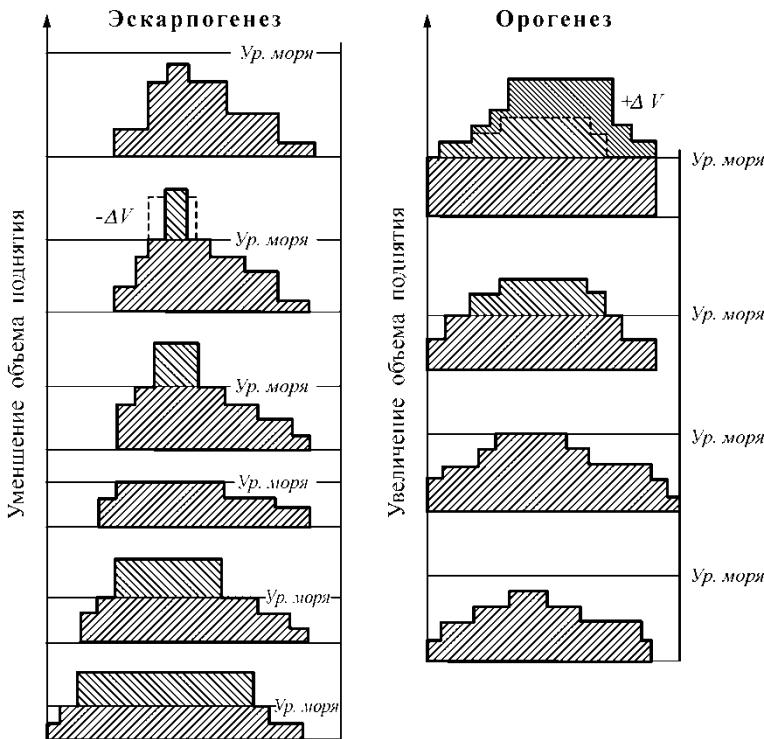


Рис. 1. Различия эскарпогенеза и орогенеза (горообразования).

При орогенезе происходит последовательное прирастание объема поднятия ($+ΔV$), а при эскарпогенезе – его циклическое убывание ($-ΔV$). Формирование несогласий в структуре ОД связано с абразионным морским выравниванием. Эскарпогенез приводит к формированию подводной островной гряды типа Кюсю-Палау

а остаточная суши поднималась и террасировалась. Таким образом, ОД – это гигантский сдвоенный эскарп между расширяющимися и углубляющимися впадинами океана и задугового бассейна. Я назвал этот тектонический процесс **эскарпогенезом** [4]. При эскарпогенезе ОД со временем уменьшаются, их объем уменьшается так, что со временем они превращаются в остаточные подводные поднятия типа Кюсю-Палау (см. рис. 1). ОД исчезают, океанизируются. Деградирующие или остаточные дуги довольно широко представлены в обрамлении и в самих океанах: подводные хребты Ломоносова и Менделеева в СЛО, Западно-Марианский, Кюсю-Палау, Норфолк, Колвил-Лау, Три-Кинг, подводные горы Беата, Авес в Карибском море, Ширшова в Бериговом море и др. [3, 4, 6]. Этот вывод не является концептуальным решением, но основан

на фактах, полученных, в том числе, и сторонниками тектоники плит [2]. Обширные опускания в переходных зонах запада Пацифики вызваны рифтогенезом, а поднятия ОД связаны не с орогенезом, а с эскарпогенезом. Наоборот, эпизодический рифтогенез в Андах подавлен подлинным орогенезом. На полуостровных и микроматериковых структурах запада Пацифики термин ОД можно использовать лишь с большими оговорками, поскольку здесь слабо выражены признаки задуговых бассейнов и хорошо вскрыт фундамент, который по его собственным признакам часто относится к различным тектонотипам. В этих структурах есть вулканические, а не островные дуги, что не одно и то же [5]. На Камчатке вулканическая дуга размещается в нескольких рифтах, составляющих части разветвленной рифтовой системы [7]. Рифтогенез и вулканическая дуга (ВД) в данном случае два взаимозависимых явления, одно из которых отражает известный тектонотип, а второе относится к ведению петрологии и отражает литотип или особенности вулканических формаций. ВД не создает собственных масштабных тектонических структур; это относится и к ассоциациям ВД с эскарпогенезом.

На Камчатке в новейшее время существуют два тектонотипа: типичный орогенез в виде меридионального поднятия на метаморфическом массиве и рифтовая система, протянувшаяся почти на 1800 км от Корякии до Японии. Рифтовая система включает не только ряд локальных контрастных структур поднятий и впадин, но и такие крупные впадины как Голыгинская и Курильская; последняя является типичным задуговым бассейном. В более общей работе [8] на площади западной Приморья был выделен Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс, масштабы которого решают вопрос о соотношении структур рифтогенеза и эскарпогенеза. Очевидно, что первый является глобальной структурой растяжения, в которой слабо проявлены тектонотипы орогенеза. На фоне этой системы эскарпогенез (ОД), как тектонотип локального сжатия, кажется краткоживущей и эфемерной структурой. С другой стороны, восточная часть тихоокеанской периферии является областью глобального горообразования и отражает не только положение областей соответствующего сжатия, но и подъем астеносферы; роль того и другого фактора остается неясной. В иерархической схеме (рис. 2) различия могут определяться характером границы. Тектоническая граница океана (II) представлена триадой равновеликих, одновозрастных и взаимозависимых элементов, которые различаются наклонами или возрастом границ. Структуры западного обрамления в большой мере отражают процессы деструкции и океанизации, а восточного – наоборот, процессы предельной континентализации. Эти различия, вероятно, не сводятся только к действию структуры самого океана, но также зависят и от ротационного фактора.

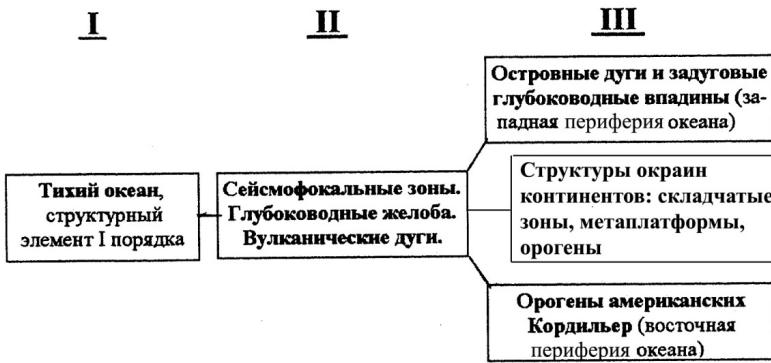


Рис. 2. Иерархия основных структур периферии Тихого океана

Литература

1. Белоусов В.В. Тектоносфера Земли: взаимодействие верхней мантии и коры. М.: Межведомственный геоф. комитет, 1991. 72 с.
2. Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222 с.
3. Ермаков В.А. Геологические модели формирования впадин задуговых бассейнов // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 175-192.
4. Ермаков В.А. Островные дуги и их роль в эволюции континентальной окраины (новый взгляд на известные факты) // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 3-18.
5. Ермаков В.А. Тектоника переходной зоны с тыловой впадиной и островной дугой // Тектоника земной коры и мантии. Мат. XXXVIII тект. сов. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005а. С. 224-227.
6. Ермаков В.А. Эскарпогенез как механизм формирования структуры хребта Ломоносова // Геология полярных областей Земли. Мат. совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 194-199.
7. Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1974. № 3. С. 3-20.
8. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, Вып. 4. С. 3-16.
9. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е и др. Плиоцен-четвертичное горообразование в центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 2. С. 128-145.

Условия осадконакопления и реконструкция источников сноса девон-пермских отложений архипелага Новосибирские острова

Архипелаг Новосибирских островов расположен на восточной периферии моря Лаптевых и является ключевым геологическим объектом для понимания геологического строения и эволюции потенциально нефтегазоносного Лаптевоморского осадочного бассейна. Сведения о его геологическом строении в основном основываются на результатах геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 [1]. Нами в 2012, 2013 и 2014 гг. проведено изучение палеозойских толщ о-ов Котельный и Бельковский.

Средне-верхнепалеозойские толщи на северо-западе о-ва Котельный в различной степени деформированы и обнажаются на протяжении десятков километров вдоль береговых клифов. В целом, вся изученная осадочная толща может быть разделена на два крупных комплекса:

- 1) Карбонатный (нижний-средний девон).
- 2) Терригенно-карбонатный (верхний девон-пермь).

Карбонатный комплекс представлен отложениями пшеницинской, басых-каргинской, шлюпочной и соколовской свит. [1]. Во всех изученных толщах наряду с горизонтально слоистыми карбонатами присутствуют горизонты с бугорчатой слоистостью, являющейся индикатором темпеститовых отложений, а также мощные горизонты синседиментационных карбонатных брекчий. Седиментологические особенности указывают на накопление карбонатных толщ в пределах карбонатного шельфа в зоне близкой к его бровке.

Терригенно-карбонатный комплекс охватывает нерпалахскую, чекурскую и тас-аринскую свиты и нерасчленённые верхнекаменноугольно-пермские отложения. Эти толщи представлены преимущественно терригенными алевро-песчаными породами с многочисленной разнонаправленной косой слоистостью и знаками ряби. Известняки имеют подчиненное значение и зачастую несут следы штормовой переработки. Накопление терригенно-карбонатной последовательности происходило также в зоне мелководного шельфа.

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

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

Остров Бельковский сложен в различной степени деформированными девон-пермскими породами. Толщи палеозоя острова ранее были подразделены на четыре свиты – соколовскую (D_2), нерпалахскую (D_3), чекурскую (D_3-C_1) и бельковскую ($C_2?$) [1]. Соколовская свита сложена в различной степени доломитизированными карбонатными породами, местами сильно тектонизированными с горизонтами синседиментационных конглобрекций. Породы соколовской свиты, вероятно, накопились, как и одновозрастные толщи на о-ве Котельном, в обширном относительно мелководном морском бассейне. Терригенный комплекс верхнего девона–перми, вскрывающийся на о-ве Бельковском, представлен преимущественно алевро-глинистыми породами с подчиненными прослоями песчаников и брекчий. Большая часть изученных терригенных отложений представлена тонкозернистыми турбидитами с характерными для них подошвенными знаками, конседиментационными текстурами оползания, подводнооползневыми складками, мелкой рябью на поверхности песчаных прослоев; более грубозернистые разности имеют подчинённое значение. Эти отложения на о-ве Бельковский относятся к комплексу пассивной окраины и, вероятно, накопились на континентальном склоне и/или его подножье.

Результаты U/Pb датирования обломочных цирконов. Нами были датированы 4 образца обломочных цирконов из верхнедевонских-пермских 2 образца из пермских отложений о-вов Бельковский и Котельный. В целом распределение обломочных цирконов практически идентично, что указывает на одну питающую провинцию для осадочных толщ обоих островов. Так, в образцах присутствуют многочисленные цирконы позднепалеопротерозойского–мезопротерозойского возраста (1650–1000 млн лет), неопротерозойские цирконы группируются в пики 550 и 630 млн лет, а палеозойские зерна относятся к двум основным возрастным популяциям – 470 и 330 млн лет. Распределение обломочных цирконов указывает на преобладание в области сноса пород, подвергшихся гренвильской–свекофенской, тиманской и каледонской складчатостям и сходно с таковым, полученным из палеозойских отложений архипелага Северная Земля [2] и о-ва Врангеля [3], указывая на одинаковые источники сноса и близкое расположение этих арктических регионов в позднем палеозое.

В обоих образцах обломочных цирконов из пермских отложений о-вов Котельный и Бельковский докембрийские зерна имеют подчиненное значение, а преобладают палеозойские возраста, свидетельствующие о поступлении в это время обломочного материала с Уральского орогена.

Исследование выполнено по плану НИР СПбГУ, ИГАБМ СО РАН (проект VIII.66.1.4), при частичной финансовой поддержке грантов

РФФИ (13-05-00700, 13-05-00943, 12-05-33018, 12-05-98506), Программы ОНЗ-10.2, 10.3, проекта № 53 комплексной Программы Президиума РАН 44П.

Литература

1. Косько М.К., Бондаренко М.С., Непомилуев В.Ф. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000, листы Т-54-XXXI, XXXII, XXXIII; S-53-IV,V,VI; S-53-IX, XII; S-54-I-II-III; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. М.: Объединение «Севморгеология», 1985. 160 с.
2. Lorenz H., Gee D.G., Simonetti A. Detrital zircon ages and provenance of the Late Neoproterozoic and Palaeozoic successions on Severnaya Zemlya, Kara Shelf: a tie to Baltica // Norwegian Journal of Geology. 2008. V. 88. P. 235–258.
3. Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S. Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and U–Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Constraints on paleogeography and paleocontinental reconstructions of the Arctic // AAPG Bulletin. 2010. V. 94. P. 665–692.

А. Забанбарк¹

Нефтегазоносные бассейны древних и современных континентальных окраин Северо-Американского континента при прогнозах углеводородов

Известно, что на континентах основные нефтегазоносные бассейны приурочены к древним зонам сочленения континентов и океанов, ныне исчезнувших. Нефтегазоносность древних платформ приурочена в основном к их краевым частям, где возрастает мощность осадочного чехла, а состав отложений становится более благоприятным для формирования скоплений нефти и газа. Последнее проявляется в более оптимальном соотношении нефтематеринских пород, коллекторов и флюидоупоров. Для решения выше обозначенных задач проанализируем нефтегазоносные бассейны древних и современных пассивных континентальных окраин Северо-Американского континента. Развитие Западных и восточных окраин Северо-Американской платформы происходило по-разному. В фанерозойской истории Северо-Американской платформы

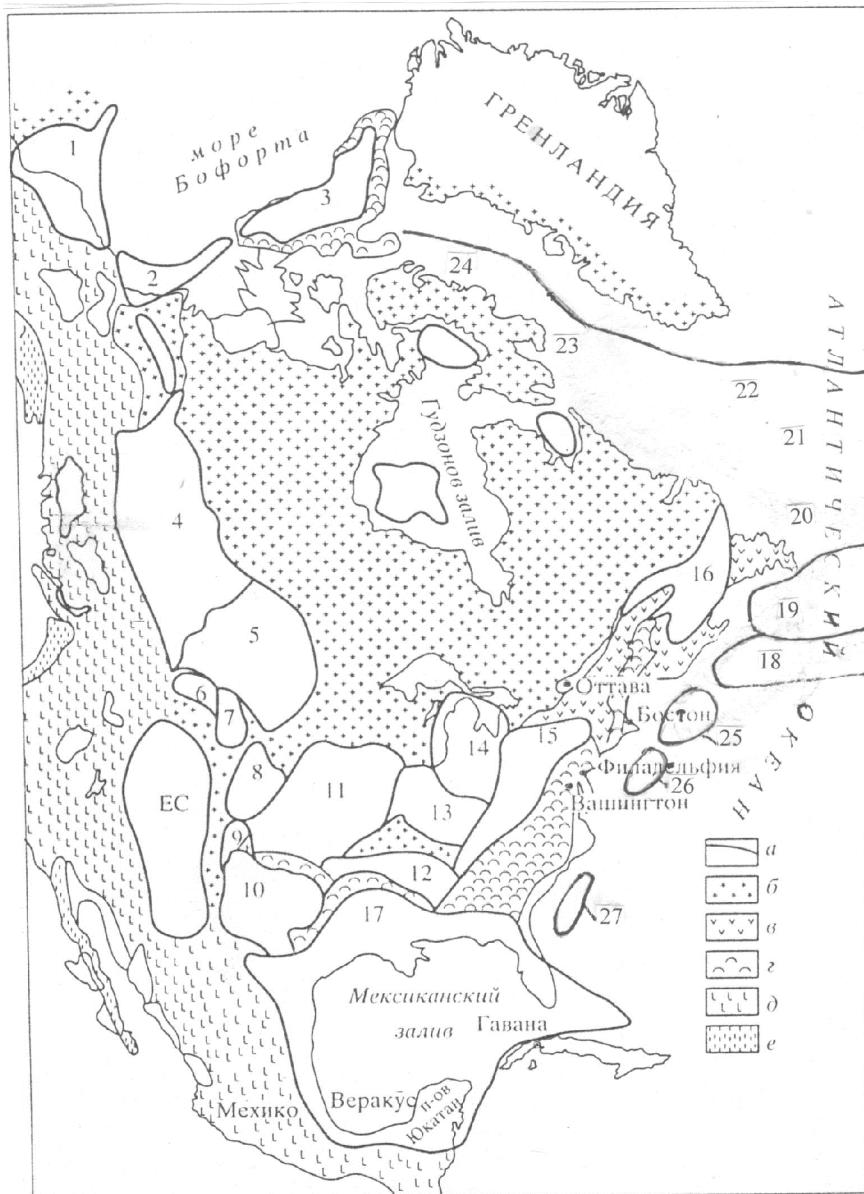
¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

различают два крупных этапа: палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Палеозойский этап, более сложный для восточных окраин, распределяется на две стадии. Одна в северо-восточном, канадском, секторе окраины завершилась таконским орогенезом, когда произошло столкновение таконского блока (о. Ньюфаундленд) с Протоконтинентом

Северной Америки, вторая – герцинским орогенезом, последовавшим за закрытием Протоатлантики и вызвавшим воздымание складчатых поясов Аппалачей и Уошита.

Отложения, выполняющие нефтегазоносные бассейны, протягивающиеся вдоль Северо-Американских Кордильер – Западно-Канадский, Уиллистонский, Крейзи-Бул-Маунтинс, Паудер-Ривер, Денвер, Ратон, Пермский и Западный-Внутренний (рис.), залегают на докембрийском кристаллическом фундаменте. Мощность осадочного чехла этих бассейнов с севера на юг вдоль Кордильер уменьшается с 12 км в Западно-Канадском бассейне до 5 км в бассейне Денвер и составляет не более 2.5-3 км в Пермском бассейне на юге. Состав осадочного выполнения этих бассейнов можно разделить на две группы: палеозойскую и мезозойскую. Только в отдельных бассейнах отмечен маломощный слой палеоцена. В палеозойских образованиях преобладают карбонатные породы, которые почти не встречаются в мезозойской группе осадков. Мезозойская группа пород залегает на региональном несогласии и представлена отложениями от триаса до мела с частыми несогласиями и перерывами в осадконакоплении. Разрез слагают песчано-глинистые морские и континентальные отложения и отдельные фрагменты карбонатных и угленосных пород. На востоке Северо-Американской платформы расположены – Предуошиитский, Иллинойский, Мичиганский и Предаппалачий нефтегазоносные бассейны (рис.). Осадочный чехол этих бассейнов покоятся на докембрийском фундаменте и представлен только отложениями палеозоя. Нижний раздел палеозоя (от кембрия до миссисипи) представлен терригенно-карбонатными комплексами морского и континентального генезиса. Верхний раздел (пенсильваний-пермь) состоит из континентальных угленосных и пестроцветных отложений, грубозернистых песчаников и глин.

Таким образом, вдоль палеозойской окраины на востоке Северо-Американского континента прокатилась волна орогенеза, сопровождавшаяся образованием передовых прогибов, наложенных на осадочный чехол, который сформировался в период существования древней континентальной окраины. В Предаппалачском и Предуошиитском бассейнах на этом этапе развития (миссисипий и пенсильваний) накапливались параллические угленосные формации. Не удивительно, что в отложениях



Схематическая карта размещения нефтегазоносных бассейнов древних и современных пассивных континентальных окраин Северо-Американского континента. Составила А.Забанбарк с использованием материалов [1,2,3].

а – граница нефтегазоносных , возможно нефтегазоносных и осадочных бассейнов; б – докембрийская складчатость; в – палеозойская (каледонская) складчатость; г – палеозойская (герцинская) складчатость; д – мезозойская и ларамийская складчатости; е – кайнозойская складчатость; ЕС-область группирования нефтегазоносных и возможно нефтегазоносных бассейнов скалистых гор США.

Цифры на карте - названия нефтегазоносных бассейнов: 1-Арктического склона Аляски; 2-Бофорта; 3-Свердрупский; 4-Западно-Канадский; 5-Уиллистанский; 6-Крейзи-Бул-Маунтинг; 7-Паудер-Ривер; 8-Денвер; 9-Ратон; 10-Пермский; 11-Западный-Внутренний; 12-Предуошитский; 13-Иллинойский; 14-Мичиганский; 15-Предаппалацкий; 16-Восточно-Канадский; 17-Мексиканского залива; 18-Новошотландский; 19-Жанны Д'Арк; 20-Флемиш-Пасс; 21-Орфан; 22-Хавке; 23-Хопдейл; 24-Саглек; 25-Джорджес банк; 26-Балтимор каньон; 27-Каролина

данного возраста открыты преимущественно газовые скопления, тогда как нефтяные залежи в совокупности с газовыми приурочены к более древним осадочным комплексам.

Пассивные континентальные окраины, обрамляющие в современную геологическую эпоху Северо-Американский континент со стороны Атлантического и Северного Ледовитого океанов, сформировались в мезозойское и кайнозойское время. На окраинах этих океанов известны следующие нефтегазоносные бассейны: Арктического склона Аляски, моря Бофорта, Свердруп, Саглек, Хопдейл, Хавке, Орфан, Флемиш_Пасс Жанна Д'Арк, Новошотландский, Джорджес Банк, Балтимор Каньон, Каролина и Мексиканского залива (рис.) В целом в составе осадочного выполнения пассивных окраин древнего мезозойского заложения можно выделить три структурных этажа, разделенных обычно несогласиями или крупными стратиграфическими перерывами. В нижнем этаже осадочного чехла большинства пассивных окраин залегают породы рифтового комплекса, сформировавшиеся на этапе распада древней континентальной коры. На современных окраинах в Атлантике это в основном мезозойские образования, резко отличающиеся по формационному составу отложений, слагающих среднюю и верхнюю части чехла. Так как континентальные рифты, по которым произошел раскол древних суперконтинентов – Пангеи и Гондваны, пересекли на большом своем протяжении глубинные, внутренние, области древних материков, то и состав накапливавших в них осадков был весьма специфическим и удивительно однотипным на огромных пространствах. Преимущественно это терригенные грубокластические красноцветы. Толщи красноцветов, имеющие локальное распространение и характеризующиеся, как правило, огромными мощностями, получили название молассоидов. В составе рифтового комплекса, помимо молассоидных терригенных формаций, уча-

ствуют также соленосные толщи. На атлантических окраинах Америки пояс соленосных отложений протягивается от побережья Лабрадора через районы Большой Ньюфаундлендской банки и Джорджес и может быть южнее. Средний структурный этаж – это породы карбонатного и терригенного комплекса, отвечающие периоду формирования и начальных этапов развития континентальной окраины. Эти комплексы слагают современный уступ континентального склона и большую часть осадочной линзы в пределах внешнего шельфа. Бурением нескольких скважин на шельфе США и 10 глубоководных скважин в нижней части склона подтверждено существования почти непрерывного пояса карбонатных платформ не только на атлантической окраине США и Канады, но также в приконтинентальных районах Мексиканского залива, до полуострова Юкатан в Мексике.

Окраина Северо-Американского материка в Северном Ледовитом океане относится также к категории пассивных. Возникновение и развитие ее связано с распадом Гиперборейской докембрийской платформы. В пределах южных окраинных частей Гиперборейской платформы располагаются подножие Арктического склона Аляски, впадина моря Бaffорта и Свердруп, которые представляют одноименные нефтегазоносные бассейны (рис.). Отложения, выполняющие эти нефтегазоносные бассейны, залегают на гетерогенном основании. Мощность осадочного чехла бассейнов здесь увеличивается с запада (Арктического склона Аляски) от 7-8 км до 14-18 км на востоке (Свердруп). На основании огромного фактического и литературного материала по древним и современным окраинам Северо-Американского континента, составлены две таблицы, в которых показано размещение скоплений углеводородов, в изучаемых окраинах во времени и пространстве. Как следует из таблицы 1, где показано распределение запасов углеводородов на древних окраинах, стратиграфический диапазон размещения нефтегазовых ресурсов преимущественно сосредоточен в палеозойских образованиях, в которых запасы нефти 7.6 млрд т, а газа 5.1 трлн м³. Из таблицы 2, где показано размещение углеводородов на современных окраинах Северо-Американского континента, запасы нефти и газа сосредоточены в мезозойских и кайнозойских отложениях, приуроченных к шельфовой части окраины 14.2 млрд т нефти и около 2 трлн м³ газа. Разрез осадочного чехла, представленный более древними палеозойскими отложениями, есть не что иное, как склон и подножие древних континентальных окраин, т.е. это те зоны перехода континентов к древним океанам, в которых возрастила мощность осадочного чехла, а состав отложений был более благоприятным для формирования и скопления нефти и газа. Современные континентальные склоны и подножия пассивных окраин, где уста-

новлена наибольшая мощность осадочного чехла, являются весьма перспективными для обнаружения скоплений нефти и газа. Этому способствует оптимальное соотношение в разрезах нефтематеринских пород, коллекторов и флюидоупоров

Литература

1. Высоцкий И.В., Оленин В.Б., Высоцкий В.И. Нефтегазоносные бассейны зарубежных стран. М.: Недра, 1981. 471 с.
2. Геодекян А.А., Забанбарк А., Конюхов А.И. Геология и нефтегазоносность древних пассивных окраин Европейской и Северо-Американской платформ // Докл. РАН. 1992. Т. 322. № 4. С. 755-759.
3. East Cost Canada. Annual report 2011. Tor Naess, 1NTSOK Oil and Gas Advisor. Canada. 35 р.

В.А. Зайцев, Л.В. Панина¹

Восточно-Европейская платформа: глубинная неотектоника и геодинамика

Изучению новейшей тектоники Восточно-Европейской платформы и посвящено много работ, при выполнении которых в разные годы использовались различные методики, позволявшие проводить исследования с той или иной степенью детальности. Однако, появление компьютерных технологий и современных космических изображений с высоким разрешением, позволяющих выявлять малоамплитудные слабо выраженные в рельфе дислокации, существенно расширяет представления о новейшей тектонике и геодинамике равнинных территорий.

С целью выявления особенностей новейшего строения различных структурных элементов Восточно-Европейской платформы, влияния на них окружающих орогенов был проведен структурно-геоморфологический анализ материалов в масштабе 1:500 000, дополненный автоматизированной обработкой рельефа с помощью программы LESSA с ис-

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

пользованием радарных космических снимков ASTER GDEM. Полученные результаты сопоставлялись с глубинным строением, сейсмичностью, распределением теплового потока, гравитационными, магнитными аномалиями и др.

Новейший структурный план Восточно-Европейской платформы формируется на различных элементах: синеклизы (Московская, Прикаспийская), антеклизы (Воронежская, Волго-Уральская), щитах (Украинский, Балтийский).

На юге Восточно-Европейская платформа граничит со Скифской плитой, где был выявлен парагенез разноранговых новейших поднятий и впадин преимущественно субкавказского простирания, нарушенных зонами разрывов субширотной (кавказской) и субмеридиональной ориентировок [5]. Проведенное тектонофизическое моделирование показало, что новейшие структуры Скифской плиты являются отражением деформаций фундамента и развиваются под влиянием коллизионных процессов на фоне разрастания орогена Большого Кавказа. Последнее подтверждается сходством новейших структурных рисунков, формирующихся в едином поле напряжений [1].

Северо-восточнее, в пределах Восточно-Европейской платформы, расположена Прикаспийская впадина, где в рельефе выявлены малоамплитудные поднятия и впадины. Характерна тенденция увеличения размеров новейших поднятий по сравнению с глубинными дислокациями. Выявлены системы линеаментов северо-западного, северо-восточного и субмеридионального (главным образом, на востоке) простираний. Реже встречаются субширотные линеаменты. Наиболее протяженные из них наследуют разломы фундамента, отражаются в гравитационных и магнитных полях, и имеют, как правило, тектоническую природу. Выявленные новейшие дислокации частично наследуют глубинные структуры. Особенно хорошее соответствие наблюдается на периферии Прикаспия, в областях сопряжения с Уральским орогеном и со Скифской плитой. Формирование новейших структур обусловлено деформациями фундамента и развитием диапризма, а также влиянием Уральского орогена и Скифской плиты [3].

Украинский кристаллический массив, расположенный на юге Восточно-Европейской платформы, выражен в рельефе субширотно ориентированной Приазовской системой новейших поднятий [4], которая наследует его лишь частично. Достаточно уверенно в рельефе прослеживаются линеаменты северо-западного простирания, соответствующие разломам фундамента.

Воронежская антеклиза, расположенная на юге Русской платформы, в современном рельефе выражена системами новейших поднятий Сред-

нерусской и Калачской возвышенностей. Пологие сводовые поднятия разного ранга создают в рельефе своеобразный концентрический рисунок. Активизация их на новейшем этапе сопровождается формированием зон трещиноватости и разрывных нарушений, проявляющихся в рельефе в виде линеаментов, которые отражают структурные неоднородности и дислокации фундамента. Выявлены линеаменты субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и реже субширотного простираций, которые фрагментарно коррелируются со структурами фундамента: Новооскольско-Воронцовской зоной разломов северо-западного простирания; субширотными Сужско-Покровским и Варваринским разломами, субмеридиональной Ливенско-Богучарской сутурой и др. Наиболее соответствующие новейших структур с древними наблюдаются на северо-западе района, где фундамент расположен близко к поверхности (Курское, Обояньское, Харьковское, Оскольское поднятие [2]. Прослеживаются взаимосвязи новейших дислокаций с сейсмическими событиями. Как правило, эпицентры землетрясений тяготеют к развивающимся поднятиям и линеаментам северо-западного простирания (район г. Павловска), субширотного (г. Лиски) и субмеридионального (на широте г. Воронеж).

Комплексное изучение неотектонического развития Волго-Уральской антеклизы (в пределах Западного Татарстана), включая гелиометрическую съемку, позволило выявить линеаменты северо-восточного, северо-западного, субширотного и субмеридионального простираций. Сопоставление их со структурами чехла и фундамента платформы показало достаточно хорошую корреляцию с региональными разломами: Прикамским, Белогорско-Дигитлинско-Можгинским, Кокарско-Мешинским, Алькеево-Пичкасским, Сюкеевским, Тюлячинским. По данным гелиометрической съемки к некоторым линеаментам приурочены повышенные значения эманаций (например, Прикамский разлом).

В пределах Московской синеклизы, расположенной в центральной части Восточно-Европейской платформы, в области Клинско-Дмитровской гряды, выявлены частные поднятия и узкие впадины. Некоторые из них прослеживаются в глубинных структурных планах. Отдифирированные линеаменты северо-восточного, северо-западного и реже субширотного и субмеридионального простираций частично находят отражение в древних комплексах, включая фундамент. Часть линеаментов была подтверждена эманационной водородной съемкой. Вдоль некоторых линеаментов установлены малоамплитудные смещения поверхностей выравнивания и уровней надпойменных террас, что позволило перевести их в ранг разрывных нарушений. Сочетание пликативных и дизьюнктивных дислокаций создает здесь сводово-блоковый стиль неотектоники.

Достаточно хорошо изученные нефтегазоносные области северного обрамления Восточно-Европейской платформы – Тимано-Печорская плита и ее морское продолжение – Свальбаргская плита, с точки зрения новейших дислокаций представляют собой серию поднятий и впадин, которые имеют сложные взаимоотношения с древней геологической структурой. Наибольшая степень корреляции новейших дислокаций наблюдается с фундаментом. Отделившиеся на космических снимках линеаменты нередко совпадают с разломами древних структурных комплексов, вплоть до фундамента. Большинство крупных неотектонических структур имеют простирации, близкие с окружающими их поднятиями (Тиманское, Канинское, Новоземельское) и горными сооружениями Северного, Приполярного и Полярного Урала.

Новейший структурный план Мезенской синеклизы представляется как серия широких поднятий, вытянутых преимущественно в север-северо-западном направлении, разделенных впадинами, которые разрабатываются крупными речными долинами. Эти структуры имеют как прямое, так и обратное соотношение с дислокациями фундамента, сохраняя в целом их простижение. Например, большинство северо-западных линеаментов совпадают с крупными разломами фундамента. Для структуры восточного склона Балтийского щита характерно развитие сводово-купольных поднятий изометричной формы.

Таким образом, применение современных методик обработки космических материалов существенно уточнило новейшее строение равнинных территорий Восточно-Европейской платформы. Сравнение новейших дислокаций, развивающихся на различных в историко-геологическом отношении мегаструктурах, и рассмотрение их геодинамики в контексте с окружающими платформу областями современного горообразования, показало, что Восточно-Европейская платформа испытывает на новейшем этапе активизацию, которая выражается в разрастании поднятий на фоне сокращения впадин.

Густая регматическая сеть линеаментов (термин разломы вряд ли при этом стоит употреблять) группируется, как и везде на древних платформах, в ортогональную и диагональную системы. Сочетание этих систем по-разному доминируют в тех или иных районах, отражая степень раздробленности платформенного чехла и структурные особенности фундамента. Часть линеаментов, безусловно, можно отождествлять с разломами в фундаменте. Они подтверждаются газовой эманационной съемкой (гелиевой, радоновой, водородной), результатами космической геодезии, проявлениями сейсмичности, диапризмом и другими явлениями.

Многие выявленные структуры соответствуют глубинным дислокациям, вплоть до фундамента, что может указывать на его существенную

роль в формировании новейшего плана платформы. Более высокая степень корреляции характерна для периферии платформы. Окружающие платформу молодые плиты и горные сооружения оказывают непосредственное влияние на ее формирование и развитие на новейшем этапе, что выражается в структурных рисунках, росте поднятий, унаследованности и преобладании простирания структур обрамления.

Литература

1. Зайцев В.А., Златопольский А.А., Панина Л.В. Современный рельеф Скифской плиты как отражение деформаций фундамента // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2013. № 6. С. 13–18.
2. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника восточной части Воронежской антеклизы // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы. Воронеж: Издательско-полиграфический центр "Научная книга", 2012. С. 256–260.
3. Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая тектоника Прикаспия // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 4. Геология. 2014. № 1. С. 17–23.
4. Новейшая тектоника и геодинамика. Область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. М.: Наука, 2006. 206 с.
5. Панина Л.В. Новейший структурный рисунок Скифской плиты. Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2009. №1. С. 23–31.

Н.Н. Зинчук¹

Тектоническая эволюция докембрийских кратонов и процессы алмазообразования

Главнейшей геолого-тектонической особенностью щелочно-ультратонких магматитов является то, что они являются проявлениями глубинного магматизма рифтовых структур глобальных эпох коренной перестройки литосферы. Установлено несколько таких эпох. В течение раннепротерозойской эпохи произошли распад суперконтинента Пангея-0 и преобразование его в суперконтинент Пангея-1. Рифтовые структуры этой эпохи имеются на всех древних платформах Мира. Глобаль-

¹ Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук РС (Я), Мирный, Россия

ный рифтогенез и связанный с ним магматизм наиболее ярко проявился на древних платформах Южного полушария в течение мезозойско-содержащей эпохи перестройки литосферы, непосредственно на Африканской, Бразильской, Индийской и Австралийской платформах и является следствием разделения на отдельные континентальные плиты материка Гондвана. На Сибирской платформе (СП) рассматриваемые магматические образования контролируются активизированными в рифеевенде (и особенно в мезозое) раннепротерозойскими рифтовыми структурами. В течение протерозоя и фанерозоя на древних платформах формировались пять типов рифтовых и рифтогенных структур: а) *Аккреционные и коллизионные орогены* – структуры коллизии и орогенеза широких линейных зон дробления и горизонтального растяжения земной архейской коры. Масштабы горизонтального растяжения сравнимы с глубиной проникновения разломов вглубь литосферы; б) *Линейно-площадные прогибы* (типа Удоканского) раннепротерозойских протоплатформ. Главное их отличие от предыдущих структур – меньшие амплитуды вертикальных и горизонтальных перемещений и незаконченная инверсия; в) *Линейные пояса и площадные рои мафитовых даек* связаны с умеренным горизонтальным растяжением земной коры и неглубоким проникновением в неё трещин. Вертикальные смещения блоков отсутствуют, вследствие чего этим структурам не соответствуют какие-либо седиментационные бассейны. Они могут быть самостоятельными образованиями и сопровождать следующий четвертый тип континентальных рифтогенных структур; г) *Континентальные рифты* – широкий круг линейных структур горизонтального растяжения с возрастом от раннего протерозоя до кайнозоя. Обычно выделяется две крайние разновидности континентальных рифтов – открытые и линеаментные. Протяженность тех и других сотни километров, при ширине в первые десятки км. Первые характеризуются всеми тектоническими признаками структур горизонтального растяжения. Магматические проявления многочисленны и разнообразны; д) *Авлакогены* – рифтогенные структуры различных возрастов, распространенных на всех континентах. Линеаментные рифты обычно сопровождают также авлакогены, протягиваясь по их периферии в удалении от центральных зон авлакогенов.

Аккреционные и коллизионные орогены на древних платформах являются вещественно-тектоническими единицами кристаллического фундамента, наравне с террейнами, те и другие отвечают понятиям, разработанным террейновой гипотезой. Структуры второго типа относятся к раннепротерозойским протоплатформам. Остальные типы структур занимают широкий возрастной диапазон от позднего протерозоя до плейстоцена. Аккреционные и коллизионные орогены как зоны, соединяю-

щие архейские террейны, выделяются также под названием «зоны тектонического меланжа». Употребляется также термин «шовные зоны», то есть эти структуры возникают вследствие закрытия океанических или океаническо-континентальных раннепротерозойских рифтов. Процесс близкий по своей природе инверсии платформенных авлакогенов. Нередко зоны тектонического меланжа представляют собой линейные участки земной коры, характеризующиеся тектоническим смещением по системам пластических надвигов и сдвигов платин (блоков), сложенных структурно-вещественными комплексами соседствующих террейнов и «экзотических» комплексов, которые претерпевают совместные структурно-метаморфические преобразования. Обычно такие зоны проявлены в магнитном поле положительными аномалиями и протягиваются по ним на многие сотни километров под платформенным чехлом. Поскольку блоковое строение характерно для всего фундамента древних платформ также как и развитие надвигов и взбросов, то определение границ зон тектонического меланжа – задача довольно сложная. Они выделяются как узкие (от первых до нескольких десятков километров) линейные зоны сближенных чешуйчатых надвигов, выводящих на поверхность горизонты инфракrustального комплекса. Для СП присущее западное и меридиональное перемещение надвиговых пластин. Показателем тектонического меланжа является интенсивный катаклаз и дияфторез надвинутых пластин, ретроградный повторный и гранулитовый метаморфизм, омолаживающий архейские породы надвинутых чешуй до протерозойского возраста. Основными эпохами континентального рифтогенеза на древних платформах являются рифейско-вендская, средне-палеозойская (с позднедевонским их максимумом) и позднемезозойская (с меловым максимумом). Природа как бы вновь и вновь повторяла «попытки» расколоть на террейны докембрийский кристаллический фундамент, закончившийся только умеренным его растяжением по рифтовым зонам. Наиболее ранние представители рифейско-вендской эпохи – континентальные рифты её раннепротерозойской-рифейской фазы представлены амплитудными разломами земной коры, сопровождаемые роями мафитовых даек. Рифейско-вендские рифтогенные образования по всем признакам близки к фанерозойским авлакогенам. Для них характерен умеренный основной и щелочно-основной магматизм. Закрытый тип континентальных рифтов – линеаментные рифты рифейского и фанерозойского возраста – представлен протяженными линейными полями грабенов, которые в стадию инверсии могут преобразовываться и в горсты, а также сопровождаться эфемерными зонами континентального осадконакопления и проявлениями основного магматизма. Амплитуды сбросов незначительные и обычно не превышают 60-100 м.

Поля алмазоносных кимберлитов и лампроитов Мира располагаются в пределах линеаментных рифтов при отсутствии каких либо других проявлений магматизма, что позволяет утверждать: а) Любые проявления магматизма на докембрийских платформах Мира являются следствием горизонтального растяжения земной коры (то есть рифтогенеза). б). В постархейской истории геологического развития древних платформ наиболее мощным был раннепротерозойский и мезозойский открытый рифтогенез, связанный с коренными перестройками литосферы. Сюда же относится и мезозойский возрожденный рифтогенез, наложенный на раннепротерозойские аккреционные и коллизионные орогены. Этой группе рифтовых структур сопутствовал основной, ультраосновной и щелочно-ультраосновной магматизм, представленный фациальными рядами щелочных базальтоидов, различных пироксенитов и щёлочно-ультраосновных пород, пикритовых порфиритов. Кимберлитоподобные породы встречаются значительно чаще кимберлитов, среди которых наиболее «глубинные разности» относятся к коэзитовой субфации. Кимберлиты алмаз-пироповой фации практически не встречаются. в) Открытые континентальные рифты (в т.ч. авлакогены), происхождение которых связано с тектоническими движениями горно-складчатого обрамления, широко развиты на всех древних платформах. Возраст их различный, но преобладает мезозойский. Многие из них сопровождаются щелочными, ультраосновными и основными интрузиями, образующими фациальные ряды интрузивных тел, связанных взаимными литохимическими переходами. Здесь также практически отсутствуют кимберлиты и Кимберлитоподобные породы. г) Кимберлиты локализуются в линеаментных рифтах. Во многих кимберлитовых полях алмазоносных кимберлитов другие магматические проявления практически отсутствуют. Иногда имеют место только интрузии и эфузивные образования основного состава (дайки, пластовые интрузии и диатремы), которые обычно существенно отличаются по химизму и глубинности магматических очагов. Линеаментные рифты, уступая по мощности рифтогенеза открытым рифтам, производят наиболее глубинные магматические образования, очаги которых, согласно общепринятой гипотезы, могут находиться на глубинах ниже 200 км. Тектоническое и магматическое состояние коры рифта регулируется магматической колонной и автономными тектоническими движениями, происходящими в коре. Распределение магматических образований в рифте, характер их локализации и форма проявления (интрузии или эфузивы) зависят от особенностей тектонической структуры рифта. Химизм магматизма определяется в основном состоянием магматической колонны. Открытые рифты (в том числе авлакогены) на древних платформах располагаются вдоль поясов или по окраинам кра-

тонов, не пересекая их центральных частей и тем более ортократоны, за исключением эпирогенных рифтов, заложившихся на фундаменте, переработанном позднепротерозойским орогенезом (например, Палеовилюйский авлакоген). Древний рифтогенез наиболее широко проявлен в крупных синеклизыах и по периферии платформ, что вполне естественно, поскольку в этих регионах располагаются краевые и перикратонные прогибы, механизм образования которых сходен с рифтогенезом и выражается в подъеме корово-мантийной границы и в сокращении мощности коры. Линеаментные рифты чаще всего связаны с открытыми рифтами, протягиваясь вдоль их бортов или образуя различного рода ответвления, другие берут начало от горно-складчатого или океанического обрамления платформы. Ширина линеаментных рифтов находится в пределах 20-40 км, значительно уступая ширине открытых рифтов. Иногда линеаментные рифты именуют зонами разломов или даже глубинными разломами. Однако при детальном рассмотрении таких зон выясняется, что они представлены системами малоамплитудных грабенов (амплитудой до 100 м), иногда горстами, образовавшимися вследствие инверсии рифта. Такими являются, например, Далдыно-Оленекский, Укугутский, Ангаро-Вилуйский и другие на СП.

Верхняя мантия по своему составу не является полностью однообразной, поскольку в ней содержатся локальные геохимические обособленные участки обогащённого и истощённого пиролита. Геохимически неоднородный материал поступает в магматическую колонну и из астеносферы. Поэтому множество самостоятельных магматических очагов диапира питает различного состава повышенной (от слабой до сильной) щелочностью, но распространены также толеитовые и известково-щелочные типы пород. Преобладание толеитовых или умеренно-щелочных основных магматитов указывает на высокую степень раскрытиости рифта или на то, что мантийный диапир достиг переходного между мантией и корой слоя или даже внедрился в нижнюю кору. Предполагается существование закономерной связи между высотой подъёма магматического диапира, раскрытиостью рифта и характером его магматизма. При прочих равных условиях ширина магматической колоны может быть различной, что собственно определяет ширину рифта, но не интенсивность рифтогенеза. Нижняя часть магматической колонны с магматическими очагами, продукирующими магматические проявления в рифте, является астеносферным выступом или магматическим диапиром, а верхняя – колонной аномальной мантии, термально и механически разуплотнённой, то есть подушкой корово-мантийной смеси, разделяющей тектонические деформации коры и мантийной колонны. Чем выше магматический ди-

пир, тем больше мощность поглощенной коры (тоньше кора) и глубже грабены рифта.

Таким образом, ни открытые, ни линеаментные рифты не могут производить алмазоносные кимберлиты. Первые в силу высокой открытости литосферы и высокого стояния магматических очагов. Вторые – по причине низкого их стояния в целом недостаточного для выплавления кимберлитов (тем более алмазоносных). Между тем является эмпирическим фактом то, что линеаментные рифты контролируют кимберлитовые поля и целые районы. Алмазоносные кимберлиты не связаны ни с магматическими диапирами линеаментных рифтов, ни с околоастено-сферными глубинными их источниками и что кимберлитовое вещество находилось непосредственно под их корой или в переходном слое от коры к мантии или непосредственно в нижних горизонтах коры. Ведь особенности кимберлитовых полей состоят не только в том, что они пересекаются линеаментными рифтами, неспособными сами по себе к производству кимберлитов, но также и в том, что они располагаются над термоблемами в пределах ортократонов. В сочетании этих факторов и заключается причина образования кимберлитовых полей. Собственно механизм образования кимберлитовых диатрем и даек в принципе тот же, что и для коровых основных магматитов линеаментных рифтов, но в пределах термоблем верхняя мантия обладала повышенной проницаемостью для горячих газо-флюидных потоков, идущих от магматического диапира и сопредельного авлакогена. Глубинные кимберлитовые сегрегации были захвачены корово-мантийной смесью рифтовой подушки и вместе с нею переработаны в брекчию с магматогенно-метасоматическим цементом. Нижние обособления корово-мантийной брекции подверглись максимальному воздействию газово-флюидных эманаций и составили основу трубочных кимберлитовых брекций.

Меловая конвергентная граница литосферных плит на Дальнем Востоке России: проблемы эволюции и последующей трансформации

Меловая конвергентная граница литосферных плит на Дальнем Востоке России маркируется аккреционными комплексами, образовавшимися в процессе субдукции океанических плит Пацифики под Азиатский континент. Эти аккреционные комплексы слагают значительную часть территории Дальнего Востока России и Сахалина и прослеживаются далее к югу на острова Японского архипелага. Процесс субдукционной акреции привел к масштабному наращиванию Азиатского континента и определил часть его геологической истории. В раннем мелу вдоль этой конвергентной границы плит развивались Хингано-Охотская активная континентальная окраина, Сахалинская островодужная система и Журавлевский синсдвиговый осадочный бассейн. Сахалинская островодужная система в начале позднего мела преобразовалась в активную континетальную окраину, связанную с Восточно-Сихотэ-Алиньским вулканическим поясом, и в этом виде продолжила свое развитие до палеоцена.

С эволюцией Хингано-Охотской активной континентальной окраины связано образование Амурского и Киселевско-Маноминского аккреционных комплексов, которые резко отличаются своим составом. Амурский комплекс сложен преимущественно окраинно-континентальными турбидитами, среди которых рассредоточены редкие и маломощные пластины океанических пород. Расположенный во фронте его Киселевско-Маноминский сложен исключительно океаническими кремнистыми отложениями и базальтами, и только в одной пластине содержится маломощная секция алевропелитов. Эти два комплекса образуют контрастную пару. Биостратиграфическое изучение радиолярий из отложений Киселевско-Маноминского и фронтальной части Амурского аккреционных комплексов позволило скоррелировать их отложения и определить время акреции обоих в интервале позднего апта-среднего альба. Несмотря на разницу состава комплексов, они характеризуются сходными стратиграфическим последовательностями, дополняющими одна другую. Это позволяет глубже понять тектоно-стратиграфические взаимоотношения двух аккреционных комплексов столь контрастного сложе-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина (ИТИГ) ДВО РАН

ния и предложить две возможные модели их совместного формирования. В обеих моделях подразумевается неразрывная пространственно-временная связь этих аккреционных комплексов с изначальным положением Киселевско-Маноминского во фронте Амурского, что влияет на оценку и выбор существующих региональных тектонических моделей и палинспастических реконструкций.

Островодужная система Сахалина расположена к востоку от Хингано-Охотской активной континентальной окраины и прослеживается на о. Хоккайдо. Основу ее составляют раннемеловая островная дуга, с двумя ее фрагментами: Кемско-Самаргинским и Монерон-Ребун-Кабато. С ними эволюционно связаны Кемский задуговой и Западно-Сахалинский преддуговой прогибы, а также Восточно-Сахалинский аккреционный комплекс. В течение ряда лет два последних тектонических элемента детально изучались мною в стратиграфическом, седиментологическом и структурном аспектах. Кроме того, для Западно-Сахалинского прогиба были получены палеомагнитные данные, устанавливающие его положение в меловой период.

Западно-Сахалинский прогиб заложился на океаническом основании, фрагмент которого известен на небольшой площади в северной части прогиба. Этот фрагмент содержит базальты, перекрытые радиоляритами и кремнистыми алевропелитами малой мощности, но значительного хроностратиграфического интервала (ранней половины раннего мела). Терригенная седиментация в прогибе началась в раннем апте. На ранней стадии развития прогиб заполнялся турбидитовыми отложениями, в которых обнаружено все многообразие известных турбидитовых фаций, типичных для широкого спектра обстановок глубоководных конусов и склонов/рамп. Замерами ориентировки индикаторов палеотечений определено поступление обломочного материала с западных питающих провинций и как продольное, так и поперечное направление транспортировки его в различных частях прогиба в разное время. Граувакковый состав песчаников соответствует вулканическим породам питающей провинции. Турбидитовая седиментация сменилась мелководно-морской и дельтовой ранее всего в северной части прогиба. Палеомагнитным изучением базальтов основания прогиба установлено их излияние в приэкваториальных широтах, что указывает на их значительное перемещение к северу относительно прилегающего края Евразии. Турбидиты основания терригенной серии прогиба накапливались в $10-15^{\circ}$ южнее их нынешней позиции относительно края континента. К турону северное перемещение прогиба завершилось, и он достиг своего современного положения.

Восточно-Сахалинский аккреционный комплекс располагается во фронте Западно-Сахалинского преддугового прогиба. Наиболее детально ее структура и стратиграфия изучены мною в центральной части Восточно-Сахалинских гор. Общая структура характеризуется нерегулярным повторением тектонических пластин, сложенных кластическими отложениями конвергентной границы плит и в меньшей степени – океаническим кремнистыми отложениями и базальтами. С базальтами связаны тела известняков, достигающие порой гигантских размеров. Океанические породы местами формируют полосы меланжа. Кластические отложения включают как аккретированные отложения глубоководного же-лоба, так и осадочного покрова аккреционной призмы. Сложная чешуйчато-надвиговая структура создавалась путем фронтальной акреции и тектонического подслаивания с последующим совмещением различно аккретированных фрагментов призмы и ее осадочного покрова по вторичным надвигам. Складки различной кинематики осложняют внутреннюю структуру отдельных пластин, а также деформируют группы пластин. Значительное число возрастных датировок отложений по ископаемым радиоляриям позволило существенно уточнить стратиграфию субдукционного комплекса и время эпизодов акреции. Биостратиграфическое изучение показало, что значительная часть аккреционного комплекса Восточного Сахалина сформировалась от конца апта – начала альба до среднего сеномана. Его более западные части предположительно были аккретированы несколько раньше, одновременно с началом заполнения Западно-Сахалинского прогиба.

Изученная часть Восточно-Сахалинского аккреционного комплекса образовалась одновременно с Киселевско-Маноминским и фронтальной частью Амурского аккреционного комплекса. Предполагается их акреция вдоль единой конвергентной границы плит с положением островодужной системы Сахалина в конце раннего мела к югу от Хингано-Охотской активной континентальной окраины. В современную позицию эти тектонические элементы были приведены крупноамплитудным левосдвиговым смещением вдоль фронта Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса. Определение палеоширот для меловых отложений Западно-Сахалинского прогиба поддерживает интерпретацию такого смещения Сахалинской островодужной системы к северу. Это перемещение является ключом к пониманию кинематики и времени постаккреционных преобразований мезозойской конвергентной границы на востоке Азии.

Роль глобальной и региональной геодинамики в формировании экзогенных месторождений полезных ископаемых

Размещение месторождений полезных ископаемых экзогенной серии определяется двумя главными факторами: палеотектоническим и палеоклиматическим. Их оптимальное сочетание в определенных регионах земного шара приводит к концентрации полезных ископаемых вплоть до образования промышленных месторождений.

Тектонический фактор определяется действием глобальной и региональной геодинамики.

Глобальная геодинамика включает ротационную геодинамику, приводящую к перемещению континентов в северном или южном направлениях, общемантийную геодинамическую конвекцию вещества мантии, приводящую к формированию и распаду суперконтинентов (циклы Вильсона), конвекцию вещества верхней мантии, обусловливающую субдукцию и коллизию (циклы Берграна) [6].

Учитывая, что существование климатических поясов, по-видимому, является более или менее постоянным в геологической истории Земли, глобальная геодинамика, обусловливает положение регионов, а тем самым и бассейнов осадконакопления в той или иной климатической зоне и зависящем от этого типе протекающего литогенеза.

Региональная геодинамика является результатом действия глобальной геодинамики. Она обусловливает структурно-тектонические условия существования территорий, а также зарождение, существование и закрытие бассейнов осадконакопления. В ряде случаев ею определяется состав кор выветривания и осадков.

Климатический фактор играет ведущую роль в размещении современных кор выветривания и осадков, а палеоклиматический фактор наряду с палеотектоническим, определяет положение ископаемых месторождений.

Климатический фактор требует, чтобы регион находился в условиях климатического пояса, благоприятного для того или иного минералообразования. Современные жаркие экваториальные и субэкваториальные климатические пояса, расположенные примерно между 20° с.ш. и 20° ю.ш. обеспечивают интенсивный гумидный тип литогенеза с накоплением мощных кор выветривания. Тропические и субтропические Клима-

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь, Россия

тические пояса, расположенные к северу и к югу от экваториальных поясов в интервале 20–40° северной или южной широты отвечают современным условиям литогенеза аридного типа. Умеренные климатические пояса, расположенные к северу и к югу от аридных, обеспечивают умеренный гумидный литогенез [4].

Роль глобальной геодинамики наиболее наглядно проявляется в существовании минерагенических эпох, характеризующихся преобладанием определенных генетических групп и классов месторождений полезных ископаемых. Так, девонская эпоха соленакопления соответствует завершению каледонского цикла, образованию и существованию мегаконтинента Лавразия, располагавшегося в низких широтах. Максимум распространения ископаемых месторождений солей приходится на пермскую эпоху, когда одновременно завершились герцинский цикл Бертрана и мегацикл Вилсона. Происходило движение континентов в сторону экватора благодаря ротационной геодинамике, их сближение, образование суперконтинента Пангея. Положение его значительной части в тропическом и субтропическом поясах обеспечило условия для активного аридного литогенеза.

Региональная геодинамика, обусловленная глобальными перемещениями литосферных плит, обеспечила благоприятные палеотектонические обстановки для соленакопления. Силы растяжения, последовавшие за релаксацией напряжений после глобальной коллизии, создали обстановки внутриконтинентальных и межконтинентальных рифтов, а также передовые прогибы на окраинах синеклиз [3]. Региональная геодинамика определяет не только тектонику бассейнов и постседиментационные изменения продуктивных пластов, но и первичный состав осадков. Существуют два минеральных типа калийных бассейнов и месторождений: сульфатно-хлоридные и хлоридные. Большинство сульфатно-хлоридных бассейнов формировались на суперконтиненте Пангея. Последствия мощных коллизионных процессов обусловили явление релаксации в земной коре и привели к формированию внутриконтинентальных рифтов, а также к активизации ранее существовавших рифтогенных структур. Непосредственно к рифтам приурочены бассейны Скалистых гор (с суббассейнами Парадокс и Игл), Припятско-Донецкий, Средне-Европейский [1].

Рифтогенные и подобные им бассейны были достаточно простыми с одной главной ванной соленакопления, их формирование шло относительно быстрыми темпами. Всё это обусловило быструю «лавинную» хемогенную седиментацию с выпадением из морской воды в нижних частях разреза наряду с сульфатом кальция сульфатов калия и магния. После выпадения сульфатов происходило накопление хлоридных солей.

Бассейны с хлоридными калийно-магниевыми солями присутствуют во всех тектонических циклах. В каледонском цикле сформировались платформенные бассейны Элк Пойнт (Саскачеванский) на Северо-Американской платформе, Морсовский и Припятско-Донецкий на Восточно-Европейской, Эдавейл на Австралийской. Первые три бассейна формировались на мегаконтинете Лавразия, четвёртый – на Гондване.

Все месторождения с хлоридным типом солей являются составными частями более крупных мелководных бассейнов. Они имеют достаточно сложное строение, обусловленное присутствием нескольких суббассейнов. Так, наличие в позднем карбоне – ранней перми на обширной территории Волго-Урала синеклизного платформенного подготовительного бассейна обусловило изменение к концу кунгурского времени состава рапы в сторону уменьшения гидрокарбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и увеличения концентрации хлоридов натрия, калия и магния. Попадание подготовленной таким образом рапы в конечные впадинные ванны обусловило специфику состава солей Предуральского суббассейна.

В условиях сложно построенных бассейнов, которые вначале развиваются как синеклизные, а затем переходят в или соединяются с глубоководными типа предгорных, галогенез начинается в мелководных синеклизных бассейнах с накопления карбонатов и гипса. Наличие мелководного подготовительного бассейна и связанного с ним более позднего по времени образования суббассейна конечного стока обеспечивает в последнем преимущественно хлоридное соленакопление. Такие бассейны И.Н. Тихвинский [5] предложил называть «ступиковыми».

Геодинамический фактор сыграл ведущую роль в размещении угольных месторождений. В карбоне глобальная геодинамика обеспечила попадание в экваториальный климатический пояс Лавразии. Одновременно она создала условия для действия региональной геодинамики, которая привела к образованию депрессий, необходимых для существования угленосных бассейнов в виде передовых прогибов герцинских складчатых областей и синеклизных впадин на платформах. Угленакопление в палеозойских бассейнах Северной Америки началось в раннем карбоне на платформе в условиях впадин плитного периколлизионного режима, а затем распространилось в Предаппалачский прогиб в связи с коллизией в Аппалачах. В Западной Европе угленосные бассейны формировались во впадинах передовых и межгорных прогибов закрывающихся герцинид в полосе от Франции до Словакии. В Восточной Европе широкое распространение угленосные формации получили в раннем карбоне. В связи с визайской субдукцией в Уральском палеоокеане произошла регрессия моря, и угленакопление распространилось по всей

Восточно-Европейской платформе. В её западной части оно локализовалось в Львовско-Волынском и Днепрово-Донецком бассейнах рифтогенного типа. Восточнее от Подмосковного бассейна до Пермского оно заняло практически весь Волго-Уральский синеклизный бассейн, распространившись до окраины Уральского палеоокеана (Кизеловский бассейн). Далее оно распространилось на юг в синеклизные бассейны современного Казахстана.

Аналогичную роль сыграла геодинамика в размещении во времени и в пространстве осадочных месторождений железных и марганцевых руд.

Литература

1. Высоцкий Э.А., Гарецкий Р.Г., Кислик В.З. Калиеносные бассейны ми-ра. Минск: Наука и техника, 1988. 387 с.
2. Ибламинов Р.Г. Историческая минерагеодинамика калийного галогенеза // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 2013. Вып. 3 (20). С. 71–93.
3. Ибламинов Р.Г. Палеотектонические обстановки формирования ме-сторождений солей // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей. Вып. 16. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2013. С. 263–265.
4. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. 212 с.
5. Тихвинский И.Н. Калийные соли // Фанерозойские осадочные бассейны России: проблемы эволюции и минерагенеза неметаллов. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. С. 180–212.
6. Хайн В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы: учеб. пособие. 2-е изд. М., 2008. 244 с.

Тектонофизические эволюционные миграции очагов генерации глубинных магм и форм их становления в сегментных неоднородностях коры

Щитовые области древних платформ и кристаллических массивов выделяются благоприятными возможностями площадного и глубинного изучения наиболее древних и современных структурно-вещественных неоднородностей сиалической коры. На разновозрастных эрозионных срезах древних кристаллических щитов и массивов, в их глубинных геолого-геофизических разрезах и разноглубинных эруптивных выносах ксенолитов и конглобрекчиевых обнажениях, прослежены неоднократные повторения различных по глубине и продолжительности стадии тектонической активизации и консолидации коровых составляющих. В различных по масштабам и возрастным интервалах ритмично-циклического последовательного эволюционного развития крупных кристаллических массивов и щитовых областей древних и молодых платформ прослеживается чередование экзогенных и эндогенных минерально-породных проявлений разнообразного хаотического смешивания и дифференциации вещества.

В поверхностных бассейновых системах твердого и жидкого гравитационного стока преобладают открытые условия многофакторного взаимодействия внешних геосфер с твердофазной поверхностью континентальной коры. При этом, выявляются как синхронные, так и опосредованные, смещенные во времени и в пространстве, фиксированные в геологической летописи факты экзогенного отклика открытых бассейновых систем на разномасштабные процессы глубинной гомогенизации литосферного вещества и его перемещения. Процессы глубинной генерации расплавов протекают в глубинных относительно закрытых и высокотемпературных геосистемах, с последующим восходящим перемещением флюидно-расплавных составляющих в менее закрытые приповерхностные (литификационно-диагенетические, флюидно-метаморфические и кристаллизационно-магматические) геосистемы.

Системный геодинамический подход к изучению тектонических ансамблей обеспечивает получение наиболее полной комплексной петрологической, литолого-geoхимической и изотопно-геохронологической исходной информации, для сравнительного изучения разномасштабных пространственно-временных исторических и эволюционных процессов.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

На примере последовательного развития эволюционных мегациклических процессов тектоно-магматических активизаций и последующих разномасштабных консолидаций разновозрастных силических фрагментов Балтийского щита прослеживаются некоторые общие пространственные и структурно-вещественные тенденции в историческом ходе разномасштабной миграции центров генерации, внутрикоровых форм локализации и изменении состава глубинных мафических магм:

1. В архейских мегациклических проявлениях тектоно-магматических активизаций прослеживается пространственно-временная закономерная приуроченность центров генерации и разгрузки мафических магм к шовным внутрикратонным ранне-и позднеархейским эвлизит-коматиит-кондадит-эндербитовым поясам, расположенным в центральных внутрикратонных шовных зонах Кольского и Карельского кратонов.

2. На ранней палеопротерозойской (сумийской и раннеятульской) длительной стадии глубинной тектоно-магматической активизации архейских кратонов, происходит последовательное заглубление центров генерации мафических магм и горизонтально-латеральным перемещением центров их поверхностной разгрузки в периферийные протоплатформенные эпикратонные палеобассейны с соответствующим неравномерным – умеренным возрастанием щелочности и степени окисления железа, серы и углерода в твердофазных и флюидных составляющих [1-4]. На ранней палеопротерозойской стадии, в пределах Ятульского палеоконтинента прослеживается тенденция наибольшего увеличения щелочности и степени окисления железа в вулканогенно-осадочных бассейновых проявлениях трахиандезит-пикрит-шошонитовых и ультрабазит-толеитовых вулканогенных составляющих, расположенных во внутренних частях палеоконтинента, а тенденции существенно меньшего увеличения – в периферийных флексурных, мульдовых и других приразломных долгоживущих протоплатформенных палеобассейнах палеопротерозойского континента.

3. На поздней палеопротерозойской стадии, в условиях формирования амагматичных высокозрелых терригенных сероцветных и красноцветных кварцитопесчаников (иотнийских и петрозаводско-шокшинских), наблюдается почти полное отсутствие проявлений основного вулканизма в бассейновых системах на фоне продолжающегося смещения к периферийным флексурным и склоновым верхнечехольным частям щита дайковых и силловых проявлений слабодифференцированного долеритового магматизма.

В условиях неравномерной геологической и картографической изученности разновозрастных и разномасштабных плотностно-прочностных неоднородностей требуется переход на современный уровень гео-

лого-геофизического изучения структурно-вещественных неоднородностей в виде тектонических ансамблей.

Однако, при сравнительном модельном изучении раннедокембрийских и более поздних тектонических ансамблей (в условиях отсутствия надежных литологических и морфоструктурных фактов существования и тектонической роли океанических и глубоководных обстановок) возникает проблема возможности применения принципа актуализма и выделения активных –нициирующих и пассивных –инертных участников рельефного морфоструктурного и геодинамического структурирования раннедокембрийских и более поздних литосферных ансамблей. Это относится в равной степени, как к модельным изучениям соотношений осадочного чехла и сиалического фундамента континентальных сегментов (с вулкано-плутоническими комплексами центрального типа на суще и шельфе), так и модельным актуалистическим построениям и изучениям в условиях возрастающей роли срединно-оceanических хребтов, окраинно-континентальных и островодужных рамповых геосистем в выделении глубинной тепловой и механо-тектонической энергии.

Назревшая необходимость системного сравнительного изучения структурной и рельефообразующей роли разномасштабных (прежде всего – наиболее крупных геологических объектов) тектонических неоднородностей неразрывно связана с решением проблем их генетической и петрофизической типизации на основе выделения дискриминационных критериев отличия их геологической, термо-барической и механо-тектнической природы.

Архейские и палеопротерозойские комплексы вулканогенно-осадочных бассейновых отложений выделяются предельно длительным полистадийным унаследованным развитием в режимах устойчивого непрерывного прогибания исходной поверхности поликристаллического сиалического ложа палеобассейнов. Последующие комплементарные компенсационные ультраметаморфические блоково-купольные и фронтально-рамповые надвиговиго-поддвиговые тектонические ансамбли посредством откликов в окружающем сиалическом субстрате широко распространяются в форме региональных и межрегиональных тектонометаморфических и ультраметаморфических областей активаций с горизонтальными и вертикальными перемещениями подвижного гранитогнейсового сиалического вещества и последующими мегациклическими проявлениями в архейских, палеопротерозойских и фанерозойских консолидационных системах.

Литература

1. Ивлиев А.И. Изменение активной роли эпикратонных неоднородностей в неогейских циклах дифференциации и структурирования кристаллических геосфер // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 255-259.
2. Ивлиев А.И. Литолого-геохимические особенности долгоживущих щитовых бассейнов Земли // Материалы 4-го Всеросийского литологического совещания «Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез (эволюция, типизация, диагностика, моделирование). Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 328-330.
3. Ивлиев А.И. Инерционно-гравитационная дифференциация и рельефное структурирование континентальной литосфера // Материалы XXXIX Тектонического совещания Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 254-260.
4. Ивлиев А.И. Два уровня щелочных вулканитов в Кольской зоне карельского рифтогенеза // Магматизм рифтов (Петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 152-162.

В.Л. Ильченко¹

Геотектоника и космический фактор в эволюции земной коры

Земная литосфера делится на плиты: древние континентальные и более молодые – океанические; основой континентальных плит служат кристаллические щиты, в составе которых выделяются древнейшие (AR-PR₁) «ядра» – нуклеары [1] – итог столкновения пра-Земли с неизвестной планетой ≈4.5 млрд лет назад, что вызвало появление Луны [2] и системы Земля-Луна с общим гравицентром. Кроме Луны, в ближнем космосе оказалось множество обломков, которые были остановлены тяготением системы Земля-Луна и разместились на нескольких «временных» орbitах, превратившихся позднее в источник метеоритных bombardировок Земли (и Луны): из первых (и самых крупных) метеоритов сформировались нуклеары [1] и ранняя континентальная кора. Метео-

¹ Учреждение РАН Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

ритные атаки Земли в фанерозое вызвали массовое уничтожение биологических видов [3] с волнообразной динамикой и убыванием высоты волн во времени: процесс можно описать графиком затухающего гармонического колебания с экспонентным убыванием амплитуды. Если эта зависимость отражает динамику разгрузки «временных орбит», число ударных кратеров на единицу земной поверхности должно зависеть от её возраста и сокращаться в ряду: древние щиты – континентальные плиты – океанические плиты.

Поверхность материков (древнейшие кристаллические щиты и континентальные плиты) отличается рельефом, сложный «узор» которого образован прямолинейными и кольцевыми линеаментами. Анализ поверхности Кольского полуострова показал явное и значительное преобладание числа кольцевых форм над прямолинейными [4].

Ударное воздействие должно сказываться на поведении литофильных элементов (Li, ..., U), равномерно рассеянных в ранней земной коре [5] и остающихся «на месте» до момента разрушения пород; их тепломассоперенос также требует очень много энергии. Такие условия создаёт в земной коре удар крупного метеорита; вероятность повторного удара в ту же мишень (и повторная активизация рудообразующей системы) зависит от её возраста, который служит критерием качества урановых руд: богатейшие (27% мировых запасов) их запасы обнаружены в древнейших породах Австралии, а «беднейшие» ($\leq 1\%$) на самом «молодом» (из щитов Северного полушария) Балтийском щите [6].

Все эндогенные месторождения сформированы при участии «сквозных» факторов рудообразования [7], где главный – тектоническое нарушение земной коры, от размеров которого зависит масштаб оруденения; содержание рудных элементов зависит от энергии [8], потреблённой системой за время существования. Площади рудоносных провинций контролируются границами тектонических структур (вулканические кальдеры, гранито-гнейсовые купола, рифтогенные впадины), преимущественно, кольцевой формы.

Геоморфологический анализ поверхности всемирно известных рудных провинций показал их приуроченность к кольцевым структурам с типичными ударными признаками в рельефе (дугобразность берегов водоёмов, горных хребтов). Кольцевую форму имеют контуры многих известных урановорудных провинций: Австралия – район Олимпик-Дам; Африка – Витватерсrand; Казахстан – Чу-Сарысайский район; Канада – Мак-Артур, Сигар-лейк и др.; Россия – Стрельцовский, Витимский и др. районы; Украина – Кировоградский район; Якутия – Эльконский район (и т.д. и т.п.) [6]; в описании приведённых объектов нет об этом ни слова. Обнаруженные геохимические ореолы с иерархией в раз-

мерности колец на месторождении золота [9, 10] авторы трактуют как эффект вихревой динамики; а ранее импактное Попигайское месторождение алмазов [11] считается «малоглубинной трубкой взрыва» [12]. При этом некоторые геологи-нефтяники полагают удар крупного метеорита важным структурообразующим условием эволюции углеводородных провинций в верхней земной коре, а кольцевую форму астроблем – главным поисковым признаком [13].

Поскольку часть кольцевых структур имеет эндогенную природу (вулканические кальдеры, купола, карстовые провалы и др. [14]), «импактность» принято подтверждать наличием минералов – «стресс-индикаторов» (кварц-коэсит и др.), которые нестабильны вне стрессовых условий и со временем релаксируют. Отсутствие такого подтверждения превращает астроблему в кольцевую структуру «неясной природы» и может привести к утрате ценной информации, если не знать об ударной «закалке» пород. Деформационное упрочнение пород гидростатическим сжатием [15] усугубляет скорость реакций с резким повышением температуры и давления в системе ударник-мишень, где твёрдые и хрупкие в обычных условиях породы уподобляются жидкости – начинают «течь». При радиальном растекании пород из центра мишени создаётся кольцевая ударная волна; при достижении «пределной» скорости, ламинарная динамика потока сменяется турбулентной [16], что вызывает «остановку» волнового фронта (кольцевой формы) с упрочнением пород в его составе. Избирательная эрозия поверхности в районе упрочнённого кольца формирует линеамент, проявленный в положительных формах рельефа, что подтверждает ударную природу («стресс-индикаторы» не нужны). Породы у границ «неимпактных» кольцевых структур (купола, провалы и т.п.) содержат множество трещин отрыва и, т.о., здесь можно ожидать лишь развитие отрицательных форм рельефа.

Анализ поверхности (физической карты) земных материков и островов позволяет обнаружить множество объектов с типичными признаками импактов (кольцевая форма, положительный рельеф). Главная причина сомнений при выделении ударных кратеров – прерывистость рельефной кольцевой линии, где может отсутствовать половина (и более) дугообразных фрагментов. Если дробление колец обусловлено наложением импактов, возникает «зона перекрытия» астроблем с локальным уничтожением рельефа.

Современные геолого-поисковые методы позволяют пренебрегать геоморфологией. Но запасы месторождений «на поверхности» быстро сокращаются, вынуждая к освоению источников сырья на большой глубине. Такие поиски ведутся геофизическими методами с выявлением сейсмических границ и аномалий в физических полях. Хотя результаты

этих работ часто неоднозначны, их используют в математических моделях, решая проблему неоднозначности вводом ограничений, среди которых первостепенное значение имеют условия формирования (механизм) моделируемого объекта. В земной коре астроблема маркирует зону тотального дробления пород конической формы – «пробой», чья глубина обычно близка к радиусу кольца [11]. Размер пробоя также зависит от прочности мишени, энергоёмких свойств ударника (масса, плотность) и угла, под которым нанесён удар, что даёт возможность для количественной оценки силы воздействия.

Поверхностная оценка объёма «сухопутных» горных пород: 74 млн км^3 ; Мирового океана: 1350 млн км^3 , т.е., объём океанских впадин в 18 раз больше. Поверхность Земли будет выветриваться, пока существуют благоприятные условия. В итоге все «сухопутные» участки земной поверхности когда-нибудь будут разрушены и снесены в Мировой океан: произойдёт «океанизация» Земли. Если полагать этот вывод справедливым, повышенная эрозионная устойчивость горных пород в импактных кольцевых структурах приобретает особое значение. Естественный прирост населения планеты и эрозия земной поверхности предполагают постепенное освоение людьми Океана. Для прогноза вырождения земной поверхности можно использовать метод построения топологических групп путём дробно-линейных преобразований сферы Римана [17].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант №14-05-00443.

Литература

1. Глуховский М.З. Масштабные импактные события архея и палеопротерозоя и их влияние на тектоническую эволюцию ранней Земли в аспекте сравнительной планетологии // ДАН. 2014. Т. 456, №1. С. 64-69.
2. Hartmann W.K., Davis D.R. Satellite-Sized Planetesimals and Lunar Origins // Icarus. 1975. V. 24. P. 504-515.
3. Шувалов В.В., Артемьевова Н.А., Кузьмичёва М.Ю., Лосева Т.В., Светцов В.В., Хазинс В.М. Выбросы из кратеров – маркеры ударных катастроф // Физика Земли. 2012. № 3. С. 66-80.
4. Ильченко В.Л. Генетическая геоморфология и моделирование рудообразующих систем // Математические исследования в естественных науках. Труды IX Всеросс. науч. школы. Апатиты, Геол. ин-т Кольского НЦ РАН, Кольское отделение РМО, 10-11 октября 2013 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2013. С. 127-130.
5. Туркина О.М. Лекции по геохимии мантии и континентальной коры: Учеб. пособие. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 2008. 150 с.
6. Живов В.Л., Бойцов А.В., Шумилин М.В. Уран: геология, добыча, экономика. М.: РИС «ВИМС», 2012. 304 с.

7. *Мацковцев Г.А., Микута А.К., Щеточкин В.Н.* Эволюционная модель эндогенного уранового рудообразования и перспективы выявления новых рудных районов // Мат. Всеросс. конф. «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений». М.: ИГЕМ РАН, 2013. С. 48.
8. *Холодов В.Н.* Геология и мифотворчество // Природа. 2012. № 6. С. 25-36.
9. *Ворошилов В.Г., Ананьев Ю.С.* Механизмы формирования и методы выявления разноранговых аномальных геохимических полей // Разведка и охрана недр. 2013. № 8. С. 41-45.
10. *Мельников А.В., Степанов В.А.* Геолого-структурные особенности и перспективы золотоносности Адамихинского рудно-рассыпного узла Верхнего Приамурья // Отечественная геология. 2013. № 6. С. 31-39.
11. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / Ред.: Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
12. *Стогний В.В., Стогний Г.А.* Глубинное строение Попигайской кольцевой структуры по результатам анализа геофизических полей // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 111-113.
13. *Краюшкин В.А.* Истинное происхождение, структура, размер и размещение мирового нефтегазового потенциала // Георесурсы. 2012. № 5 (47). С. 19-23.
14. *Короновский Н.В., Брянцева Г.В., Гончаров В.А., Наймарк А.А., Коновалов А.В.* Линеаменты. Планетарная трещиноватость и регматическая сеть: суть явлений и терминология // Геотектоника. 2014. № 2. С. 75-88.
15. *Рычков Б.А.* О деформационном упрочнении горных пород // Изв. РАН. Механика твёрдого тела. 1999. № 2. С. 115-124.
16. *Заславский Г.М., Сагдеев Р.З.* Введение в нелинейную физику. М.: Наука, 1988. 368 с.
17. *Мамфорд Д., Райт Д., Сирис К.* Ожерелье Индры. Видение Феликса Клейна / Пер. с англ. под ред. О.В. Шварцмана. М.: Издательство МЦНМО, 2011. 416 с.

**Сейсмогеодинамическая модель складчатых систем
Алдано-Станового блока**

Сейсмотектоническая зона деструкции земной коры между Байкалом и Охотским морем, маркируемая проявлениями сейсмичности за более чем 100-летний период наблюдений на юге Сибири и Дальнем Востоке, обусловлена транспрессионным (сжатие со скольжением) взаимодействием Амурской и Евразийской плит. Пространственное размещение эпицентров землетрясений отчетливо обосновывает выделение в буферной зоне плит двух блоков: Забайкальского и Алдано-Станового. Указанный факт находит отражение в структуре рельефа исследуемой территории, развитии здесь системы активных разрывных нарушений (сдвигов, взбросов и надвигов), утолщении земной коры и возникновении крупных горных сооружений, представляющих значительную область скучивания под влиянием сжатия. Сопоставление результатов сейсмотектонического анализа [1, 2, 3] с данными измерений на геодезических полигонах в Южной Якутии [4] и материалами космического позиционирования (GPS-наблюдения), выполненными в последние годы для этой территории [5, 6], подтверждает наличие этой контактной зоны и объясняет в ней механизм блокового взаимодействия, что позволяет представить сейсмогеодинамическую модель исследуемого региона.

Алдано-Становой блок, зажатый между Забайкальским блоком, Евразийской и Амурской плитами, испытывает давление со стороны Забайкальского блока. Последний, в связи с раскрытием Байкальского рифта, смещается к юго-востоку со скоростью 0.5–0.7 см/год [5, 6], что способствует перемещению Алдано-Станового блока на восток к Охотскому морю. Это не противоречит результатам триангуляционных измерений на геодинамических полигонах в районе Станового хребта, где средние скорости горизонтальных смещений реперов в восточном направлении достигают 0.3 см/год [4]. При этом в зоне контакта Забайкальского и Алдано-Станового блоков в условиях сжатия возникли сопряженные парагенезисы активных разломов: Кодаро-Удоканские правые сдвиги, Темулякитский взбросо-сдвиг, Западностановые левые сдвиги. Эти разломно-блочные структуры геометрически сопряжены

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Технический институт (филиал) Северо Восточного Федерального Государственно-го Университета , Нерюнгри

³ Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

между собой по кинематическому типу обратной Y – структуры, что способствует появлению областей сжатия на внешних флангах данной структуры, а внутри неё образуются области растяжения. Указанные соотношения находят отражение в морфоструктурных элементах современного рельефа в бассейне среднего течения р.Олекмы и подтверждаются решениями фокальных механизмов Олекминских землетрясений и группы Чаруода-Олдонгсинских событий [2]. При этом вдоль долины р. Олекмы также формируется система взбросов и надвигов противоположной вергентности к фронтальным структурам Забайкальского блока.

С юга на Алдано-Становой блок оказывает воздействие Амурская плита, которая смещается к восток-северо-востоку со скоростью 1–1,3 см/год [5, 6] и поддерживает его движение в восточном направлении. В итоге, рассматриваемые структуры одновременно смещаются к востоку, но за счет меньшей скорости движения Алдано-Становой блок отстает от Амурской плиты, что способствует развитию на их границе левых сдвигов. Это согласуется с данными геоморфологических исследований в пределах Тукуингро-Джагдинской зоны, где Южно-Тукуингрский разлом трассируется вдоль полосы контрастного сочленения Верхне-Урканской впадины и поднятия хр. Тукуингра. Здесь названный разлом смещает влево (к западу) молодые (плейстоцен-голоценовые) пойменные отложения в верховьях небольших северных притоков р. Уркан (правого притока р. Зеи). Максимальная амплитуда таких смещений достигает 0,8 км [7]. В этом случае средняя скорость горизонтальных движений по типу левого сдвига, если считать, что смещение произошло с начала верхнего плейстоцена (130 тыс. лет), будет составлять 0,5–0,6 см/год. Кроме того, подвижки типа левого сдвига подтверждаются параметрами фокальных механизмов сильных землетрясений (левые сдвиги, надвиги, взбросы), отмеченных в Тукуингра-Джагдинской зоне в 1972–1989 годах [1, 7].

На восточном фланге Алдано-Станового блока также отчетливо прослеживается влияние его смещения на восток. Геолого-геофизический анализ морфотектоники новейших структур Токинского Становика (Южная Якутия) позволил выявить масштабный блок сжатия в области пересечения субширотной зоны Станового краевого шва системой двух крупных правых сдвигов (Тыркандинской и Итун-Иланской), простирающихся в северо-западном направлении и действующих как единая динамопара [1, 8]. Блок характеризуется инверсией современного рельефа во впадинах и ограничением их бортов системами встречных надвигов и взбросов противоположной вергентности, значительными скоростями вертикальных новейших и голоценовых движений и высокой степенью сейсмической активности.

Такое взаимоотношение между разрывами двух генеральных направлений: широтного – характерного для шовной границы между Алданским щитом и Джугджуро-Становой областью (Атугей-Нуямский и Авгенкуро-Майский сдвиги-взбросы) и диагонального – (Тыркандинский и Итун-Иланский правые сдвиги) отражает динамику взаимодействия блоков вблизи северо-восточной границы Амурской плиты. При этом одним из источников возникновения северо-западного сжатия, под влиянием которого происходит активизация названных сдвигов, в частности Итун-Иланского разлома и проникновение его в пределы Алданского щита, скорее всего, являются движения по протяженной системе разломов Тан-Лу в Северном Китае [9], а также воздействие со стороны зоны Тихоокеанской субдукции [1, 8]. Процесс направленного перемещения к востоку Алдано-Станового блока совместно с Амурской плитой способствует также формированию в пределах Северного Приамурья и юга Дальнего Востока субдолготных структур сжатия, представленных крупной горной системой (Буреинский, Баджальский хребты). Восточнее фиксируются структуры растяжения в виде Тугуро-Амгинских впадин.

Предложенная модель сейсмогеодинамики подтверждает процесс направленного перемещения к востоку Забайкальского и Алдано-Станового геоблоков, а также Амурской плиты, которые с разными скоростями смещаются относительно друг друга и стабильной Евразийской плиты в субширотном направлении. При этом для контактной зоны Забайкальского и Алдано-Станового блока выявлена мозаика разломно-блочных структур в условиях смены тектонического режима растяжения (северо-восточное окончание Байкальского рифта) на сжатие (Становая и Тукурингра-Джагдинская складчатые системы). Наибольшая концентрация землетрясений в виде сейсмических зон и эпицентральных полей наблюдается во фронтальной части этой контактной области вдоль системы правосторонних сдвигов и сдвиго-бросов северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны и левосторонних сдвигов и взбросо-сдвигов западной части Алдано-Станового блока.

Восточный фланг Алдано-Станового блока располагается как в области динамического влияния восточного сегмента транспрессионной области Евразийской и Амурской литосферными плитами, так и испытывает активное воздействие со стороны зоны Тихоокеанской субдукции. Вследствие этого здесь имеют место системы активных разрывных нарушений (сдвигов, взбросов и надвигов), утолщение земной коры и возникновение крупных горных сооружений, представляющих значительную область скучивания под влиянием северо-восточного сжатия (Токинский Становик в Южной Якутии, хребты Турана, Буреинский, Баджальский в Приамурье). Результатом этих процессов явилось обра-

зование на востоке Алдано-Станового блока масштабной структуры сжатия в зоне динамического влияния двух крупных сопряженных пра-восдвиговых систем северо-западного простираания – Тыркандинского и Итун-Иланского. Возникновение Итун-Иланского сдвиго-взброса, входящего в систему активных разломов Тан-Лу, протягивающихся параллельно обрамлению Японского и Охотского морей, обусловлено, по-видимому, влиянием Тихоокеанской субдукции и особенностями сейсмоген-одинаковый режим составных блоков территории южного обрамления Сибирской платформы в Забайкалье, Приамурье, Дальнем Востоке и Северном Китае можно составить объективную картину протекающих здесь сейсмотектонических процессов и пытаться прогнозировать дина-мику их развития.

Литература

1. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Маккей К. Динамика форми-рования разломно-блочных структур восточного сегмента Байкало-Стано-вого сейсмического пояса // Физика земли. 2009. № 11. С. 1–7.
2. Имаева Л.П., Мельникова В.И., Имаев В.С. Сейсмотектоническая де-струкция северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Доклады академий наук, 2012. Т. 443, № 4. С. 492–494.
3. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Бу-ферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосфера-ными плитами на юге Сибири // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, №6. С. 55–61.
4. Бочаров Г.В., Замараев Н.Н. Геодезические измерения на геодинами-ческих полигонах Южной Якутии // Геодезия и картография. 1991. № 3. С. 30–34.
5. Apel E.V., Burgmann R., Steblow G., Vasilenko N., King R., Prytkov A. In- dependent active microplate tectonics of northeast Asia from GPS velocities and block modeling // Geoph. Res. Let. 2006. V. 33. L 11303. P. 1–5.
6. Calais E., Lesne O., Deverchere J., San'kov V., Lukhnev A., Miroshni-chenko A., Buddo V., Levi K., Zalutzky V., Bashkuev Y. Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements // Geoph. Res. Let. 1998. V.25, N 21. P. 4003–4006.
7. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монго-ло-Охотского линеамента (восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979. 113 с.
8. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L., Koz'min B., Imaev V., Imaeva L., Sedov B. Explosion contamination of the northeast Siberian seismicity catalog: implica-tions for natural earthquake distributions and the location of the Tanlu fault in

Russia // Bulletin of the Seismological Society of America, 2003. V. 93. P. 737–746.

9. Huang W. Gao W., Ding G. Neogene volcanism and Holocene earthquakes in the Tanlu fault zone, eastern China // Tectonophysics. 1996. V. 260. P. 259–270.

Х.Д. Ишбаев¹

О внутримагматическом магматизме Тянь-Шаня

В последние годы мезокайнозойские базальтоиды выявлены в пределах всего Тянь-Шаня на обширной территории от горного обрамления Кызылкумов на западе до отрогов Джунгарского Алатау на востоке (рисунок). Они присутствуют среди палеозойских комплексов Тянь-Шаня в виде даек, трубок взрыва, потоков и силлов.

В Западном Тянь-Шане молодые субщелочные и щелочные базальтоиды распространены в Букантауском, Нуратинском, Гиссарском и Чаткало-Кураминском регионах (рисунок), при этом Южно-Гиссарская и Гиссаро-Алайская субпровинции, выделенны И.В. Мушкином, объединили в Гиссарский ареал. В последующем щелочные базальтоиды были установлены и в других регионах (Кугитанг, юго-западные отроги Гиссара), бассейн реки Ягноб (Горифская зона), бассейн реки Шаваз (Чаткальский хребет), Алтынтопкан (Кураминский хребет).

Букантауский ареал. Здесь установлены три сближенные диатремы «Ерембет», «Водораздельная» и «Промежуточная», сложенные мончикитами, камptonитами и их брекчиями [4]. Кроме того, наблюдаются дайки диабазов и других основных пород. Среди этих образований наиболее широко распространены мончикиты и камptonиты, которые формируют трубки взрыва и дайки.

Нуратинский ареал. В рассматриваемом ареале верхняя граница магматизма определяется по наличию пермо-триасовых и триасовых субщелочных и щелочных базальтоидов, габброидов и карбонатитов (южнотяньшаньский, чагатайский комплексы, 150-275 млн. лет по K-Ar методу [4]).

¹ Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека, Ташкент, Узбекистан

Таблица

Абсолютный возраст молодых магматических пород
Центрального и Западного Тянь-Шаня

| Тянь-Шань | Участок | Порода | Возраст, млн лет |
|-------------|----------------------|--------------------------------------|------------------|
| Центральный | Кенкол | Базальт из потоков | 31–48 |
| | Каракастек | Базальт из некка | 46 |
| | | Базальт из потоков | 60 |
| | Торуайгыр | Базальт из силла | 56 |
| | Учкудук | Лимбургит из даек | 39–51 |
| | Тюлек | Базальт из потоков | 50–59 |
| | Байдулы | Базальт из потоков | 46–53 |
| | Нарын-западный | Авгитит, лимбургит из даек | 100 |
| | Нарын-восточный | Базальт | 52 |
| | Минкуш | Базальт из потока | 68 |
| | Текелик | Базальт из потоков | 59–74 |
| | Терек | Лимбургит из дайки | 61 |
| | Тоюн | Лампрофир, диабаз и габбро из силлов | 46–67 |
| | | Базальт из верхнего горизонта | 62 |
| | | Базальт из нижнего горизонта | 101–114 |
| Западный | Чадакский | Трахидолерит из дайки | 176±5 |
| | Алтынтопкан | Кампто-мончикиты | 169±7 |
| | р. Ахангаран | Эпилейцитовый базальт | 97±12 |
| | р. Любоб | Монцонит | 172±5 |
| | р. Кафирниган. Дайка | Пикрит | 174±5 |
| | Там же. Дайка | То же | 174±5 |
| | р. Сардаи-Миона | Камptonит | 215±10 |
| | Там же | Камptonит | 199±10 |
| | р. Кафирниган | Камptonит | 207±10 |
| | р. Арджанак | Мончикит | 170±5 |
| | Нуратинский хребет | Щелочные базальтоиды | 223±15 |
| | Гиссаро-Алайский | Щелочные базальтоиды | 197±6 |
| | Южно-Гиссарский | Щелочные базальтоиды | 200±20 |

Карбонатиты Южного Нуратау (чагатайский комплекс) и эруптивных брекчий базальтоидов трубок взрыва (Караташ, Тусун, Тусун 1) развиты на северном и южном склоне Южного Нуратау вблизи поселков Тусун и Караташ.

Гиссарский ареал. Здесь разнообразный комплекс даек, дайкообразных тел и трубок взрыва включается в состав молодого вулканизма, который представлен разнообразными субщелочными и щелочными базальтоидами.

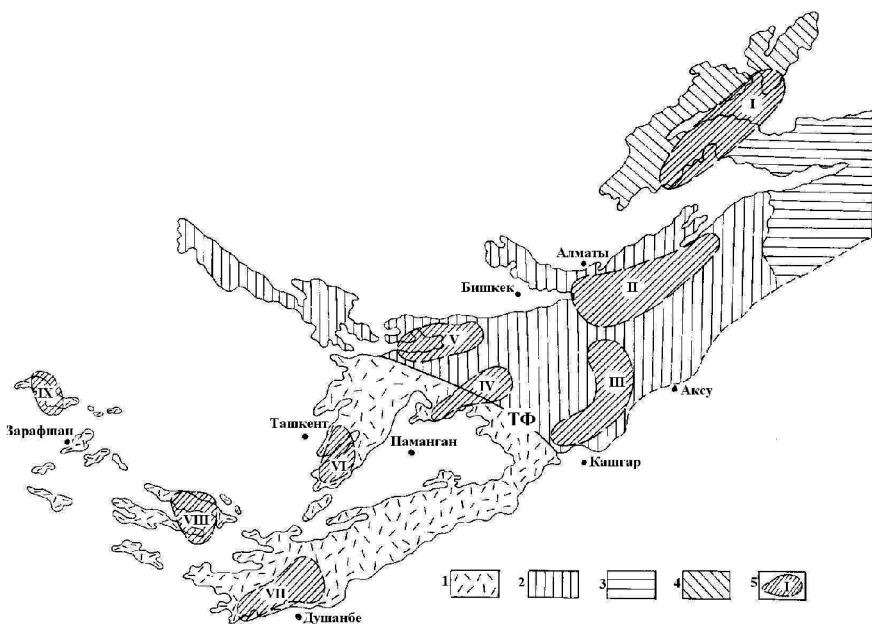


Схема ареалов распространения продуктов молодого вулканизма в Тянь-Шане (Симонов и др., 2008; Буртман, 2012; Мушкин, 1979; Далимов, Ганиев, 2010 и др.)

Тянь-Шань: 1 - Западный, 2 - Центральный, 3 - Восточный, 4 - Джунгарский, 5 - ареалы распространения молодого вулканизма, ТФ - Талассо-Ферганский разлом (сдвиг). **Ареалы:** I - Джунгарский (Койбынь, Алаколь), II - Прииссыккульский (Каракестек, Сулутерек, Торуайгыр, Учкудук, Тюлек, Тоссор, Кыргызсай), III - Восточно-Нарынский (Байдулы, Нарын Восточный, Текелик, Терек, Тоюн), IV - Западно-Нарынский (Нарын Западный, Минкүш, Чункур-Суу (Коктурпакская свита), Ташкумыр), V - Таласский (Таласский, Кенколь), VI - Чаткало-Кураминский (Джигаристанский, Шавазский, Алтынтопканский, Чадакский и др.), VII - Гиссарский (Тувиш, Дашиб-Мазар, Саёт, Калоч, Пандема, Чимкүйды, Оджук, Хельмагз, Кадыоб, Дев-Дара, Кафирниган, Варзоб и др.), VIII - Нуратинский (Сентяб-Хаятбashi, Устук, Карагаташ, Тусун, Чагатай и др.), IX - Букантауский (Джиракудук-Коксайский, Аякаши-Кыссыртауский, Кокпатас, Карапшо и др.).

Возраст этих образований является триасовым, поскольку щелочные базальтоиды прорывают молассы ханакинской свиты верхней перми — нижнего триаса и отдельные дайки перекрываются отложениями нижнегого мела. Результаты определения абсолютного возраста (K-Ar метод) колеблются от 170 до 275 млн лет, охватывая интервал времени от ранней перми до средней юры включительно.

Чаткало-Кураминский ареал. Продукты молодого вулканизма распространены в басс. рек Шаваз, Ахангаран, Кичик, Чадак и в районе гор Ташкумыр (северо-восточная Фергана), где они образуют дайки и трубы взрыва субщелочных и щелочных базальтоидов [6, 7].

В Центральном Тянь-Шане широко распространены магматические проявления мелового и палеогенового возраста. Они проявлены в районах Таласского хребта (Таласский, Кенколь), Прииссыкулья (Карекестек, Сулутерек, Торуайтыр, Учкудук, Тюлек, Тоссор, Кыргызсай), в басс.р. Западного (Нарын Западный, Минкуш, Чункур-Суу (Коктурпакская свита)), Восточного Нарына (Байдулы, Нарын Восточный, Текелик, Терек, Тоюн) и Джунгарского Алатау (Койбынь Алаколь). Состав их представлен оливиновыми базальтами, лимбургитами, авгититами, лампрофирами, диабазами, щелочными габбро, кампто-мончикитами и др., которые образуют небольшие потоки, силлы, дайки и трубы взрыва с абсолютным возрастом от 31 до 114 млн лет (таблица).

В заключение можно сделать вывод о том, что формирование внутриплитных образований можно связывать с единым тяншанским мантийным суперплюмом. В пределах континентальной литосферы Тянь-Шаня «горячие точки» этого мантийного плюма, способствовали возникновению рифтовых расколов и обеспечивали формирование сравнительно небольших объемов базальтовых покровов и щелочно-базальтовых проявлений. Вполне вероятно, что омоложение пород от юго-запада к северо-востоку от щелочного к нормальному, по всей вероятности связано поддвиганием литосферной плиты к юго-западу и (или) наоборот над суперплюмом, что играет определяющую роль в ходе развития внутриплитного магматизма в той или иной части Тянь-Шаня.

Литература

1. Селтманн Р., Конеев Р.И., Диваев Ф.К., Халматов Р.А. Новые данные об абсолютном возрасте магматизма и золотого оруденения в Узбекистане //Геология и минеральные ресурсы. 2014. № 2. С. 10-15.
2. Симонов В.А., Миколайчук А.В., Рассказов С.В., Ковязин С.В. Мел-палеогеновый внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по базальтам Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 689-705.
3. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 186 с.
4. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 136 с.
5. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня. Т.: Университет, 2010. 226 с.

6. Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Сайдиганиев С.С., Зенкова С.О. Ксенолиты в лампрофирах низовьев р. Шавазсай (Юго-Западные отроги Чаткальского хребта) // Основные проблемы магматической геологии Западного Тянь-Шаня. Материалы Республикан. научн. конф., посвященной памяти академика Т.Н. Далимова. Ташкент: ГП НИИМР, 2013. С. 15-23.

7. Ганиев И.Н. Проблема верхней возрастной границы магматизма Срединного Тянь-Шаня // Эволюция геологических процессов Тянь-Шаня. Материалы к Междунар. конф. Ташкент: Университет, 1996. С. 70–72.

**А.Ю. Казанский¹, Г.Г. Матасова², А.А. Щетников³,
И.А. Филинов³**

Аномальные направления намагниченности в четвертичных отложениях – экскурсы или деформации?

Изучение геомагнитных экскурсов геомагнитных экскурсов необходимо для понимания процессов во внешней части жидкого ядра и для разработки теории происхождения магнитного поля Земли. Однако в силу кратковременности существования в реальных геологических разрезах экскурсы могут быть записаны не полностью или вообще не записаны. Существует и опасность выделения «ложных экскурсов», связанных с особенностями осадконакопления и последующей деформации осадка. Поэтому, изучение механизмов записи геомагнитных экскурсов, приобретает первостепенное значение. Целью данной работы являлось комплексирования палеомагнитного и петромагнитного методов для решения вопроса о природе аномальных направлений намагниченности в четвертичных отложениях. Основной внимание в петромагнитных исследованиях уделялось анизотропии магнитной восприимчивости (AMS). Магнитная текстура горных пород, определяемая AMS, является чувствительным индикатором изменений пород, в частности в субаэральных отложениях по данным AMS можно и выявлять процессы, связанные с мерзлотными явлениями [1].

¹ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Москва, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ СО РАН), Новосибирск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, (ИЗК СО РАН), Иркутск, Россия

В качестве объекта исследований был выбран опорный Усть-Одинский разрез, расположенный на юге Иркутско-Черемховской равнины, на правом берегу р.Китой. На размытой поверхности юрских песчаников здесь залегает толща эолово-делювиальных и аллювиальных отложений верхненеоплейстоценового возраста с заключенными в них по-гребенными почвами. В структуре четвертичной части разреза выделяется пять стратиграфических горизонтов. 1 - голоценовый (OIS1), 2 - сартанский (OIS2), 3 - каргинский (OIS3), 4 - муруктинский (OIS4), 5 - казанцевский (OIS5), представленных эоловыми, делювиальными и аллювиальными отложениями [2].

Палеомагнитные исследования, включали ступенчатое размагничивание образцов переменным магнитным полем на криогенных магнитометрах 2G Enterprises в лабораториях ИНГГ СО РАН и ИФЗ РАН. В результате лабораторных исследований в разрезе были выявлены интервалы с аномальными направлениями намагниченности на глубине 100-199 см (приблизительно отвечает интервалу экскурса Гетеборг); и 472-499 см (приблизительно отвечает экскурсам Моно-Каргаполово). Для этих интервалов были проведены детальные петромагнитные исследования (магнитная минералогия, гистерезисные характеристики, изучение ани-зотропии магнитной восприимчивости (магнитной текстуры). Дополнительно были изучены интервалы без аномальных направлений намагниченности 451-469 см и 1157-1196 см.

Все изученные породы имеют одинаковый состав магнитных минералов (преимущественно магнетит с незначительным количеством маггемита и гематита), гистерезисные параметры варьируют в пределах, характерных для субазральных отложений данного региона. Таким образом, состав и концентрация магнитных зерен не должны оказывать заметного влияния на направление остаточной намагниченности.

По распределению главных осей AMS очевидно, что интервалах 452-469 см и 1157-1196 см отложения сохранили свою первичную магнитную текстуру: минимальные оси направлены субвертикально, максимальные рассеяны вдоль плоскости напластования). Среднее значение направлений максимальных осей в этих интервалах отвечает основному направлению палеотранспорта (направление палеоветров [3]).

В интервалах с аномальными направлениями намагниченности первичная магнитная текстура осадков нарушена. Отклонение средних направлений минимальных осей от вертикали свидетельствует о перемещениях осадочного материала в результате мерзлотных процессов (промерзание и оттаивание) [1]. Это может быть сползание по склону жестких блоков (сохранение группирования минимальных осей AMS) в интервале 100-142 см или перемещения материала вниз по склону (раз-

брос минимальных осей) в делювиальных отложениях (интервалы 154-199 см и 472-492 см). Для всех интервалов определяется С3 или С3З направление склона.

Совпадение интервалов аномальной намагниченности и нарушенной магнитной текстуры осадков и отсутствие аномальных направлений в осадках, сохранивших первичную магнитную текстуру, позволяет предполагать, что аномальные направления намагниченности обусловлены вторичными деформациями пород в результате действия мерзлотных процессов. Необходимо отметить, что эти деформации не визуально в разрезе не фиксируются. Деформации золовых отложений под действием мерзлотных процессов известны в областях распространения сезонной и вечной мерзлоты [1], поэтому доказательства геофизической (связанной с магнитным полем) природы аномальных должны являться необходимым условием при изучении экскурсов геомагнитного поля. Высокоэффективным инструментом для отбраковки деформированных осадков здесь является изучение магнитной текстуры по анизотропии магнитной восприимчивости.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-00130, 12-05-31214.

Литература

1. *Lagroix F., Banerjee S.K.* Cryptic post-depositional reworking in aeolian sediments revealed by the anisotropy of magnetic susceptibility // Earth and Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 453–459.
2. *Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А.* Особенности строения четвертичных отложений Усть-Одинского опорного разреза верхний неоплейстоцен) по петромагнитным данным // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. В 3 т. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. Т. I. С. 400-403.
3. *Lagroix F., Banerjee S.K.* Paleowind directions from the magnetic fabric of loess profiles in central Alaska // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 99–112.

Глубинное строение северной части Сихотэ-Алинского складчатого пояса по данным магнитотеллурических зондирований профиля с. Лидога – п. Ванино

Сихотэ-Алинский складчатый пояс (САСП) мезозойского возраста расположен на восточной окраине Азиатского континента и входит в состав Тихоокеанского подвижного пояса [3]. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние около 1500 км при ширине 600 км от залива Петра Великого на юге Приморья до побережья Охотского моря на севере Нижнего Приамурья. Пояс образован террейнами – фрагментами юрских и раннемеловых аккреционных призм, раннемеловых островодужных систем и раннемелового синсдвигового турбидитового бассейна [2].

Восточная окраина Азии характеризуется обширной деструкцией континентальной коры вызванной латеральным смещением Азиатского континента и Тихоокеанской плиты и образованием в зоне их сочленения Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) [6]. Со-гласно этим представлениям ВАГСЗ состоит из четырех разломных систем, три из которых транзитные (Тан-Лу-Сихотэ-Алинская, Бохай-Амурская и прибрежная) и одна поперечная. Разломы Тан-Лу-Сихотэ-Алинской системы являются левыми сдвигами с амплитудой смещения до сотен километров, развитие которых началось в триасе или юре. Эти лево-сдвиговые смещения привели к формированию вдоль разломов кайно-зойских осадочных бассейнов типа “pull-apart basin”. На западную окраину САСП наложена система рифтогенных впадин, которые входят в состав Восточно-Азиатского рифтогенного пояса [3]. Крупнейшим разломом САСП является Центральный Сихотэ-Алинский разлом (ЦСАР), который прослеживается на всем простирании САСП и является левым сдвигом. Как левый сдвиг разлом начал формироваться не позднее юры. С конца раннего мела-палеогена по разлому осуществлялись наиболее значительные перемещения и активная интрузивная деятельность. Суммарная амплитуда смещения составляет 200, и возможно более, километров. Имея сложную морфологию, он представляет собой серию ку-лисообразных и ветвящихся разрывов, заполненных ультрабазитами и гранитоидами. Наряду с базитами и гранитоидами отмечаются дислокационные гнейсы, милониты, ката克拉зиты, кварциты.

¹ Институт тектоники и геофизики (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

Геофизическая изученность САСП слабая, особенно глубинного строения. Она представлена площадной магнитной и гравиметрической съемкой различного масштаба, сейсморазведочными и электроразведочными профилями, отдельных территорий, и несколькими профилями ГСЗ [1, 4] и одним профилем МОВЗ и магнитотеллурического зондирования (МТЗ) [5]. Мощность земной коры САСП варьирует от 32 до 40 км [1,4]. Наибольшие её значения достигают под центральной частью САСП и уменьшаются к её краям. По данным МТЗ отмечен подъем кровли проводящего слоя верхней мантии в районе ЦСАР до глубины 50-70 км и погружение его к окраине континента. Значения получены по результатам региональных работ, выполненных с редким шагом наблюдения.

Все выше сказанное показывает, что объект исследования имеет сложное тектоническое строение и слабо изучен геофизическими методами. В связи с этим, нами на первом этапе магнитотеллурических исследований был выбран шаг съемки 10 км и режим регистрации электромагнитного поля от 10^4 Гц до 10^{-4} Гц, что позволяет получить информацию о глубинном строении литосферы основных структурных элементах САСП. Полевые исследования методом МТЗ проведены вкрест простирации САСП в его северной части по профилю с.Лидога – п.Ванино. Длина профиля составляет 240 км. Всего выполнено 24 зондирования электроразведочной станцией MTU-5A, производства фирмы Phoenix (Канада), в широком частотном диапазоне 10000 :- 0.00033 Гц. Шаг измерения между пунктами варьировал от 10 до 15 км. В результате интерпретации полученных данных были построены геоэлектрические разрезы для двух уровней – 3 и 150 км, которые отражают строение верхней части земной коры и всей литосферы в целом (рис. 1).

На геоэлектрическом разрезе верхней части земной коры (рис. 1а) на фоне повышенных значений электрическое сопротивление (ЭС) в 1000 Ом·м выделяются области низких значений (менее 100 Ом·м) и высоких значений (более 10000 Ом·м). Первая область пониженного ЭС расположена западнее ЦСАР и соответствует выходам неогеновых базальтов кизинской свиты. Данная аномальная зона имеет форму воронки и достигает глубины около 2.5 км. Вторая зона пониженного ЭС расположена в восточной части разреза, представлена слоем мощностью до 500 м начинаящегося в районе Восточно-Сихотэ-Алинского разлома и наклоненного в сторону границы континента. Эта зона соответствует совгаванскому плато базальтов неоген-четвертичного возраста. Третья зона пониженного ЭС расположена почти в центральной части разреза и связана, согласно тектоническим картам, с системой надвигов. Аномально высокие ЭС выше 5000 Ом·м соответствуют так называемому Ануй-

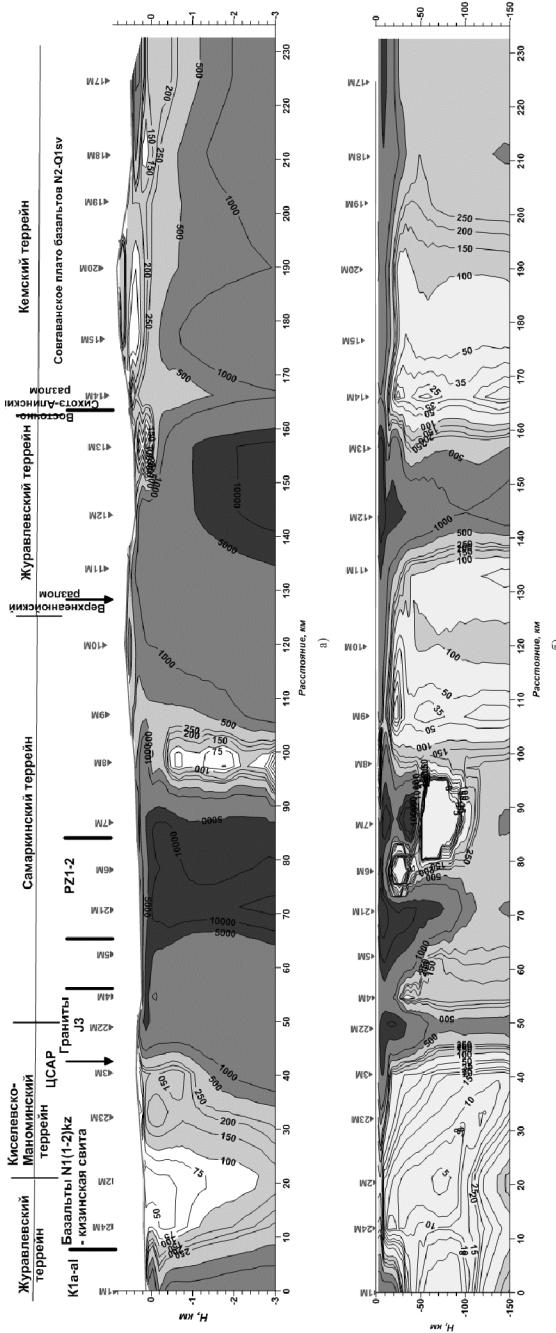


Рис. 1. Геоэлектрические разрезы профиля МГЗ с. Лидога – п. Ванино до глубины 3 км (а) и 150 км (б).
Перевернутые треугольники с цифрами – пункты МГЗ и их номера. Значение изолиний электрического сопротивления в Ом·м

скому выступу, природа и возраст которого пока окончательно не определены.

На геоэлектрическом разрезе литосферы (рис. 1б) видно, что литосфера САСП имеет сложное строение. Здесь наблюдаются значительные изменения ЭС, как по простиранию, так и с глубиной. В западной части разреза под кизинскими базальтами расположена большая область пониженного сопротивления 5-20 Ом·м охватывающая низа земной коры и верхнюю мантию, контрастно ограниченная с востока ЦСАР. Эта часть разреза относится к юго-восточному борту рифтогенного Среднеамурского осадочного бассейна наложенного на структуры САСП. Далее на восток от разлома и до, отмеченной выше, зоны надвигов, примерно до сего км профиля, расположена сложнопостроенная область, характеризующаяся разнообразным сочетанием входящих в неё зон повышенного и пониженного ЭС, что может свидетельствовать о сложном тектоническом строении этого участка. Под зоной надвигов, протяженностью около 35 км, восточную границу которой можно связать с Верхнеанюйским разломом, расположена относительно однородная область с ЭС 20-100 Ом·м, которая занимает всю верхнюю мантию. Между Верхнеанюйским и Восточно-Сихотэ-Алинским разломами расположена относительно однородная область повышенного ЭС 500-5000 Ом·м. Далее на восток от Восточно-Сихотэ-Алинского разлома и до края континента геоэлектрический разрез имеет относительно простое строение. Он представляет собой верхний слой повышенного сопротивления от 500 до первых тысяч Ом·м переменной мощностью от 15 до 30 км подошва которого наклонена в сторону края континента подстилаемая однородной верхней мантией сопротивлением около 300 Ом·м. Область верхней мантии, расположенная под Восточно-Сихотэ-Алинским разломом и протягивающаяся на восток на 20-30 км, имеет более низкие ЭС от 20 до 100 Ом·м. Возможно, что каналом поступления совгаванских базальтов являлся Восточно-Сихотэ-Алинский разлом.

Таким образом, геоэлектрический разрез литосферы северной части САСП имеет сложное строение и представляет собой слоисто-блочную модель. Границами между блоков являются как глубинные разломы, так и границы между различными геологическими образованиями, имеющими различное ЭС. Глубинные разломы выделяются субвертикальными зонами пониженного ЭС, а геологические тела — контрастным изменением ЭС. Рифтогенные зоны характеризуются низкими ЭС низов земной коры и верхней мантии. Зоны надвигов имеют пониженные ЭС верхней мантии относительно сопредельных структур. Наиболее простое строение имеет окраина Азиатского континента восточнее Восточ-

но-Сихотэ-Алинского разлома, который возможно являлся каналом поступления базальтов совгаванского плато.

Литература

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попова А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976. 90 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогенез Востока России: в 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. С-Пб. – Благовещенск – Харбин, 1999. 135 с.
4. Потапьев С.В. Соотношение поверхностных и глубинных структур земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1979. С. 43-53.
5. Тектоника, глубинное строение, металлогенез области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
6. Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенезис и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 21-43.

Ф.Х. Каримов¹

Неинверсионный механизм возникновения полосовых магнитных аномалий

Согласно современным представлениям геомагнетизма и геодинамики полосовидные аномалии возникают в результате эфузии базальтовой магмы вдоль линий срединно-океанических хребтов, её остывания и фиксирования приобретённой намагниченности в направлении того локального геомагнитного поля, которое существовало в то время. С поступлением нового мантийного материала геоблоки с прежней лавой

¹ Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан, Душанбе, Таджикистан

отодвигались от главной оси хребта в обоих противоположных направлениях, а вновь поступавшие продолжали намагничиваться уже во внешнем магнитном поле Земли. Наблюдения показали, что во многих случаях лавы по направлениям их намагнченности распределены в виде полос шириной до нескольких десятков километров параллельно осям хребтов и толщиной до первых километров [1,2]. Возраст полос возрастает по мере отдаления от этих осей. Чередование полос прямой и обратной намагнченности пород и соответствующих полосовидных магнитных аномалий согласно некоторым представлениями современной геодинамики и тектоники плит обусловлено инверсиями геомагнитного поля.

Для анализа условий возникновения и существования полосовидных геомагнитных аномалий в настоящей работе рассматривается следующая модель. Магнитоактивный слой с однородной намагнченностью в виде полосы толщиной h и шириной L расположен в горизонтальной плоскости. \mathbf{H} – вектор локального геомагнитного поля, $\Delta\mathbf{H}$ – аномальное магнитное поле размагничивания, создаваемое этой полосой (рис. 1). Будем считать, что полоса имеет вытянутую по длине в горизонтальной плоскости форму и длина полосы много больше толщины h и ширины L . Полоса создаёт размагничивающее поле в местах расположения её краевой части, аналогично полю краевого эффекта электрического конденсатора [3]. При остывании до температур ниже точки Кюри намагничивание вновь поступающей лавы толщиной l происходит как под действием внешнего локального геомагнитного поля, так и поля размагничивания, действующего со стороны ранее намагниченной полосы (рис. 1).

Точное выражение для размагничивающего поля $\Delta\mathbf{H}$ можно получить с помощью решения уравнения Лапласа методами теории функций комплексного переменного и представить по аналогии с расчётами в рамках модели электрического конденсатора [3]. Однако это выражение имеет довольно сложный вид и трудоёмко для практического применения. Поэтому воспользуемся аппроксимацией размагничивающих полей тел, имеющих форму прямоугольных параллелепипедов и сильно вытянутых эллиптических цилиндров [5]. Запишем выражение для свободной энергии магнитостатических взаимодействий намагниченных в виде

$$W_m = W_0 + 4W_{ll} + W_{ll} + W_H, \quad (1)$$

где W_0 – собственная свободная магнитостатическая энергия всего однородно намагниченного тела, W_{ll} – собственная магнитостатическая энергия краевой части, W_{ll} – то же для взаимодействия первичной и краевой частей, W_H – магнитостатическая энергия первичной и краевой частей во внешнем магнитном поле \mathbf{H} . Представляя размагничивающие

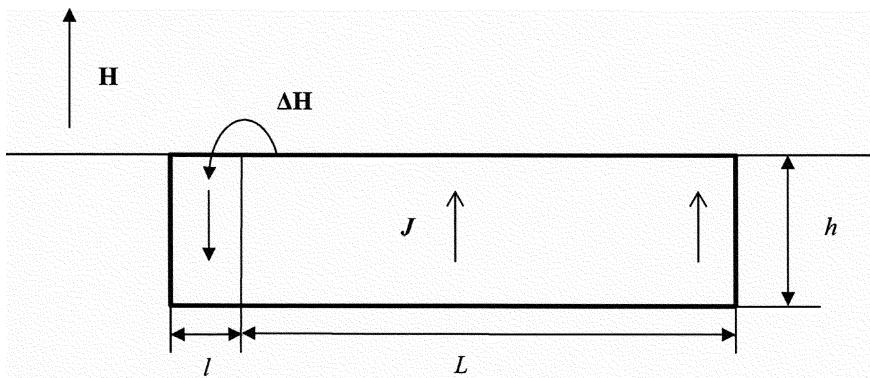


Рис. 1. Схема расположения полос с однонаправленной намагниченностью [4]

поля с помощью выражений для размагничивающих факторов сильно вытянутых вдоль длины эллиптических цилиндров, после простых преобразований получим из выражения (1) следующее нормализованное выражение для полного термодинамического потенциала:

$$w = -\frac{l \cdot L}{L + h} + \frac{l^2}{l + h} + \frac{H}{4\pi} \cdot l. \quad (2)$$

Для начала обратного намагничивания вновь поступившей лавы $l < h$. Равновесное значение размеров ширины первичной и краевой частей магнитного тела находится из условия минимума полного термодинамического потенциала рассматриваемой магнитной структуры, описываемой с помощью нормализованного выражения (2). После нахождения минимума и элементарных преобразований получим выражение для равновесного значения l в виде

$$\frac{l}{d} = \frac{\frac{H}{4\pi}}{1 - \frac{H}{4\pi}}. \quad (3)$$

График зависимости (3) представлен на рис. 2.

Наименьшее значение намагниченности, при которой теоретически возможно обращение намагниченности, определяется положительностью правой части (3), что приводит к значению намагниченности около 0,04 ед. СГСМ для внешнего магнитного поля 0,5 Э. Для намагниченности 0,01 ед. СГСМ – во внешнем магнитном поле 0,1 Э, для 0,004 ед. СГСМ – во внешнем поле 0,05 Э. Намагниченности 0,01 и 0,04 ед. СГСМ не характерны для современных пород рифтовых зон и спрединга в районах срединно-океанических хребтов, где обнаружены полосовые

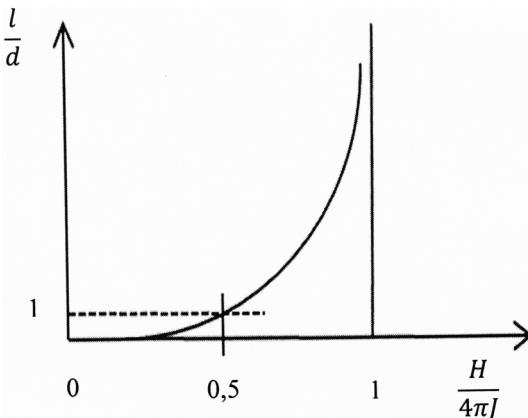


Рис. 2. График зависимости критических параметров [4]

магнитные аномалии [1,2,6]. Однако если в геологической истории Земли происходило десятикратное снижение её главного магнитного поля, на возможность которого указывают некоторые палеомагнитные исследования [7], то, как показывает полученное выражение (3), уже при значениях намагниченности 0,004 ед. СГСМ возможно возникновение обращённой намагниченности и соответствующих полосовидных геомагнитных аномалий. Кроме того, наблюдаемые в настоящее время в районах полосовых магнитных аномалий величины намагниченностей в момент образования пород могли быть намного большими, что облегчало бы условия самообращения. На такое уменьшение намагниченностей со временем указывают различия намагниченностей в районах спрединга и на краях океанических зон. Намагниченности порядка 0,001 СГСМ характерны для средней намагниченности современной земной коры [7].

В представлении краевой полосы в виде узкого эллиптического цилиндра толщиной l порядка 100 м при высоте пласта h 10 км геомагнитная аномалия полосы достигает 0,001 Э. Аномалии такой величины наблюдаются в районах океанических рифтов [1, 2]. Выполненные расчёты показывают, что для возникновения полосовидных геомагнитных аномалий в районах спрединга не обязательно, чтобы происходили инверсии геомагнитного поля – достаточно снижение поля примерно в 10 или более раз. Возможно также, что в момент образования породы были намагниченены сильнее по сравнению с наблюдаемыми сейчас значениями и тогда возможно обращение намагниченностей полосовых аномалий даже в полях со значениями порядка современных. Инверсии вектора геомагнитного поля энергетически невыгодны по сравнению с его

снижением без изменения направления. Кроме того маловероятно, чтобы через каждые 100 тысяч лет в среднем такие полные инверсии действительно происходили – они должны были бы сопровождаться глобальными природными катастрофами, слишком частыми в геологических масштабах времени.

Литература

1. Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами // Новая глобальная тектоника / Ред. Л.П. Зоненшайн и А.А. Ковалёв. М.: Мир, 1974. С. 32-37.
2. Хайрцлер Дж., Диксон Г., Херрон Э., Питман III, Ле Пишон Кс. Морские магнитные аномалии, инверсии геомагнитного поля и движения океанического дна и континентов // Там же. С. 38-57.
3. Ландау Л.Д. Электродинамика сплошных сред. М.: Физматлит, 2003. С. 656.
4. Каримов Ф.Х. Теория геомагнитных полосовидных и кольцеобразных аномалий // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутренних областей континентов: Тез. докл. 6-го Международного симпозиума, г. Бишкек, 2014. С. 196-198.
5. Neel L. L'inversion de l'aimantation permanente des roches // Annales de Geophysique. 1951. Vol. 7, № 2. P. 90-102.
6. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) // Справочник геофизика / Гл. ред. В.В. Федынский. М.: Недра, 1976. 527 с.
7. Гуарий Г.З., Петрова Г.Н., Поспелова Г.А., Нечаева Т.Б., Бурлацкая С.П., Вадковский В.Н. Тонкая структура геомагнитного поля // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: ИФЗ АН СССР, 1983. С. 42-62.

Мезозойско-кайнозойские сдвиго-раздвиговые системы Восточноазиатской континентальной окраины и связанные с ними осадочные бассейны

Структурный каркас окраины формировался под влиянием глобальных и региональных процессов. Взаимодействие и реорганизация крупных литосферных плит индуцировали внутриплитные деформации. Современная континентальная окраина представляет собой гетерогенный коллаж континентальных блоков, часть из которых оторвана от Гондваны, часть представлена фрагментами вулканических дуг, связанных с разными стадиями закрытия Тетиса.

На востоке Азии от Байкала до Тихого океана в течение позднего мезозоя и кайнозоя сдвиго-раздвиговые дислокации проявлялись неоднократно, несколько меняя свой стиль внутри орогенных поясов, кратонов и континентальных окраин. Выделяются две главные стадии этих процессов: позднемезозойская и кайнозойская, которые в хорошо изученных регионах подразделяются на 2-3 эпизода или подстадии. Датировки этих этапов в последние десятилетия значительно уточнилось по данным бурения, сейсморазведки и определения возраста сопутствующих рифтогенезу вулканитов. В обстановке сдвиго-раздвигового режима формировались главные нефтегазоносные бассейны региона.

Неоднократный рифтогенез на востоке Азии объясняется комбинацией глубинных физико-химических литосферных процессов и взаимодействием Тихоокеанской, Евразийской и Индийской плит. Глубинной причиной рифтогенеза в этом регионе считается апвеллинг астеносфера, возникший из-за различий в мощности литосферы, достигавшей 150-200 км под кратонами и лишь 100 км под орогенными поясами. Мантийные плюмы контролировали рифтогенез, вулканизм и тепловой режим. Согласно новым глобальным реконструкциям [6], плита Изанаги в юре почти ортогонально пододвигалась под Амурью. В ранней-средней юре подобно смыкающимся с запада на восток ножницам закрылись Монголо-Охотский и Палеотетнический проливы вдоль Монголо-Охотской и Циньлин-Даби сутур соответственно [2, 6, 9-11]. В результате образовалась субмеридиональная континентальная окраина протяженностью около 5000 км, рассеченная субмеридиональными и ССЗ системами.

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИТИГ), Хабаровск, Россия

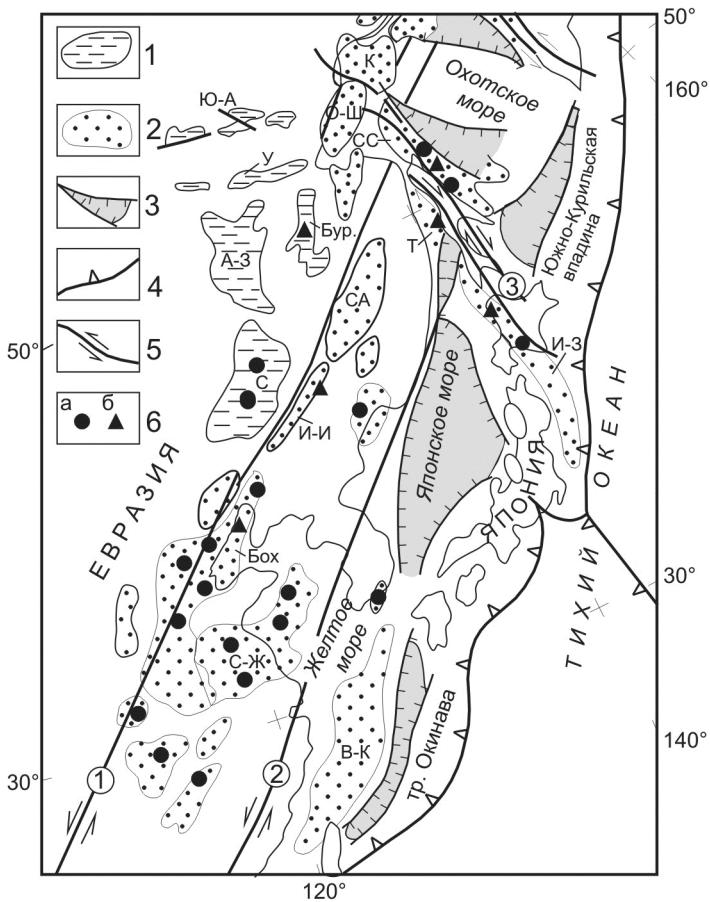


Схема расположения позднемезозойских-кайнозойских сдвиго-раздвиговых систем и связанных с ними осадочных бассейнов по [12] с дополнениями.

1 – мезозойские осадочные бассейны, связанные с ССВ сдвиго-раздвиговой системой: С – Сунляю, А-3 – Амуро-Зейский, Бур. – Буреинский; связанные с Монголо-Охотской постколлизионной рифтогенетической системой: У – Удской, Ю-А – система Южно-Алданских впадин. 2 – кайнозойские бассейны: связанные с СВ системой Тан-Лу: Бх – Бахайвань, С-Ж – Субэн-Желтроморский; В-К – Восточно-Китайский, И-И – Итун-Иланьский; СА – Среднеамурский, О-Ш – Охотско-Шантарский; связанные с меридиональной Хоккайдо-Сахалинской системой: И-3 – Исикари-Западносахалинский; СС – Северо-Сахалинский, Т – система бассейнов Татарского пролива; К – Кухтуйская впадина. 3 – новообразованные котловины окраинных морей (зоны диффузного спрединга); 4 – зона субдукции; 5 – основные сдвиговые системы (цифры в кружках): 1 – Тан-Лу-Охотская, 2 – Лишуй-Хайфэнская, 3 – Хоккайдо-Сахалинская. 6 – основные месторождения: а) нефти, б) газа.

мами разломов, от которых ныне из-за последующих полифазных деформаций сохранились лишь фрагменты [1]. Вдоль зон разломов образовались эшелоны грабенов и полуграбенов, которые заполнялись песчано-глинистыми угленосными осадками (рис.) мощностью до 6 км (бассейны Сунляо, Амуро-Зейский, Буреинский).

В поздней юре скорость субдукции резко увеличилась до 30.0 см/год и направление изменилось на меридиональное. Образовалась трансформная континентальная окраина. В то же время начался активный рифтогенез на Евразийском континенте, выразившийся 1) в активизации вулканической деятельности (вулканический пояс Большого Хингана с мощностью вулканитов до 1000 м), 2) формировании огромной провинции «бассейнов и хребтов» (около 300 грабенов и полуграбенов) и 3) формировании транстенсионных бассейнов вдоль крупных северо-восточных левых сдвигов системы Тан-Лу.

Наиболее благоприятная обстановка для формирования залежей углеводородов сложилась в бассейне Сунляо. В эволюции бассейна различается четыре стадии: раннерифтовая (поздняя юра), рифтовая (144–116 млн лет), стадия пострифового погружения (116–77 млн лет), инверсионная (77–65 млн лет), когда формировались широкие антиклинали и своды – главные нефтяные ловушки. Расположенные севернее Амуро-Зейский, Буреинский и Среднеамурский бассейны изучены несравненно слабее, но продолжение север-северо-восточной системы позднеюрских рифтов не вызывает сомнения.

В валинже продолжалось формирование трансформной континентальной окраины. В это время к ней приключился Анюйский блок [4]. Активно перемещался на север Охотоморский блок [11].

Тектонические движения ещё более усилились в готериве и сопровождались локальными коллизиями по левосторонним сдвигам системы Тан-Лу [10], что вызывало поднятие крупных блоков, перерывы в седиментации [4]. Смещения по разломам достигали несколько сотен км. 120 млн л назад (апт) трансформная конвергенция тех же плит продолжалась. Плита Изанаги смещалась со скоростью 20.7 см/год. Скорость седиментации в образовавшихся за- и преддуговых присдвиговых бассейнах возросла. Мощность позднеготеривских-альбских отложений достигала 5.5 км.

В альбе СОХ, разделявший плиты Тихоокеанскую и Изанаги ортогонально погружался под Восточноазиатскую окраину. Охотоморский блок приключился к Восточноазиатской окраине, но продолжал скольжение на север.

Середина альба – время прекращения аккреции, субдукции в рассматриваемом регионе и начало коллизии блоков, формирования над су-

турами вулканогенных поясов (Восточно-Сихотэ-Алинского, Охотско-Чукотского) и покровных терригенных комплексов. Одновременно началась эксплутация метаморфических поясов в Японии, отдельных блоков в северном Китае [11], активизировались рифтогенные процессы. Однако восточнее орогенические процессы продолжались, а также скольжение Охотоморского блока на север, и только в интервале 89–83 млн л он окончательно прикленился к окраине Сибири [9, 10]. Зона субдукции в пределах блока переместилась на восточное побережье Камчатки [6].

На кайнозойском этапе важную роль в формировании сети разломов и их характера играло взаимодействие Евразийской плиты с Индийской, скорость движения которой на север в конце мела – начале кайнозоя составляла 1.8 см/год. На этом этапе наряду с раздвигами доминировали правые сдвиги. На северо-востоке Китая образовались присдвиговые депрессии Илань-Итунской и Дунъхуа-Мишанской ветвей системы разломов Тан-Лу [10]. Наиболее хорошо изучены бурением грабены этой системы в бассейне Бохайвань. От бассейна Бохайвань система грабенов в виде узкой (до 30 км) цепочки протягивается на северо-восток в Россию (рис.). На юго-востоке России сформировалась Уссури-Охотская зона рифтогенеза, объединившая систему депрессий Приамурья и Приморья. Она характеризуется сокращенной (6-10 км) мощностью земной коры, образующей здесь продольный региональный мантийный вал. В позднем миоцене фиксируется эпизод инверсии тектонического режима с образованием антиклинальных складок, локализованных преимущественно в зонах главных структурообразующих разломов. После эпизода инверсии рифтогенные процессы приобрели черты тафрогенеза. Тектонические движения происходили, в основном, вдоль протяжённых глубинных разломов. В местах сочленения северо-восточных глубинных разломов системы Тан-Лу с субмеридиональными разломами Сахалинской системы образовались обширные двухъярусные впадины – Приханкайская, Саньцзян-Среднеамурская, Нижнеамурская. Значительно увеличилась роль активного рифтогенеза, о чём свидетельствуют многочисленные плато неоген-четвертичных базальтов. Рифтогенез перешёл на другой уровень развития, более масштабный по размерам образующихся депрессий и глубинности эндогенных процессов.

С рифтогенными структурами Тан-Лу-Охотской системы связаны основные запасы углеводородного сырья северо-восточного Китая. Это, прежде всего, позднемезозойский бассейн Сунляо, а также кайнозойские депрессии системы Тан-Лу. В России доказана газоносность Кындалского грабена позднемезозойского Буреинского бассейна. В Среднеамурском бассейне выявлены признаки нефтегазоносности кайнозой-

ских отложений. Образование перспективных структур связано со стадиями инверсии в разновозрастных рифтогенных бассейнах.

С меридиональной Хоккайдо-Сахалинской системой связаны сахалинские месторождения нефти и газа. Кроме того, вдоль меридионального Тымь-Поронайского разлома на Сахалине расположены периодически активизирующиеся грязевые вулканы, выносящие большие объемы газа смешанного состава эндогенного происхождения, что оставляет открытой проблему неорганического происхождения углеводородов.

Работа выполнена в рамках проектов 12-И-П 27-06 ДВО РАН и интеграционного проекта 12-II-СУ-08-009.

Литература

1. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий, масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург-Благовещенск-Харбин. 1999 г. 135 с. МПР РФ: ВСЕГЕИ, Амурский КПР; Мин. геологии и минер. ресурсов КНР: Упр. геологии и полезн. ископ. пров. Хэйлунцзян.
2. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // ДАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 104-107.
3. Кириллова Г.Л., Меркулова Т.В. Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итун-Иланьской ветви разломов Тан-Лу // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 55-75.
4. Натальин Б.А., Фор М., Монье П. и др. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3-24.
5. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. № 6. С. 7-41.
6. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island arc N 6. 1997. P. 121-142.
7. Metcalfe J. Gondwana dispersion and Asia accretion: Tectonic and paleogeographic evolution of eastern Tethys // Journal of Asia Earth Sci. 2013. V. 66. P. 1-33.
8. Ren J., Tamaki K., Li S., Zhang J. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. V. 344. P. 175-205.
9. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 212-270.

10. The Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. Ed. by Xu Jiawei // 1993. John Wiley and Sons. Chichester – New York – Brisben – Toronto – Singapore. 279 p.
11. Yang Y.T. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constrains on the plate reorganization of the North West Pacific // Earth-Sci. Rev. 2013. V. 126. P. 96-115.
12. Кровушкина О.А., Жаров А.Э. Тектоническая эволюция и строение осадочных бассейнов северной части Охотского моря // Геология нефти и газа. 2003. № 1. С. 21-27.

В.П. Кирилюк¹

Геодинамика раннедокембрийской земной коры: концепция кратоногенеза

На протяжении всего периода систематического изучения раннего докембрая среди исследователей существовало, и продолжает существовать, два принципиально разных взгляда на его историю. Один из них условно можно назвать *актуалистическим, или даже униформистским*, другой – *неактуалистическим, или эволюционным*. Согласно первому, земная кора, включая ее приповерхностные структуры, на протяжении всей своей истории характеризовалась близкими условиями существования, сходством обстановок формирования, их латерального разнообразия и, соответственно, сходными наборами фациально сопряженных комплексов, отражающих эти обстановки. Как следствие таких взглядов, разновозрастные докембрийские комплексы считаются сходными между собой и с комплексами фанерозоя, к ним применимы одинаковые методы изучения, но их возрастное расчленение, при невозможности использования ведущих для фанерозоя биостратиграфических методов, может осуществляться лишь с помощью изотопно-геохронологических исследований. В основе этих представлений лежат не геологические основания, а умозрительные априорные допущения, для подтверждения которых используются только результаты изотопного датирования.

Научные основы другого – *эволюционного* – подхода были заложены в начале 60-х годов прошлого столетия одновременно и независимо в трудах Е.М. Лазько [3] и Л.И. Салопа [4]. Их представления базирова-

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

лись на уже полученных к тому времени данных о принципиальных качественных различиях разновозрастных, последовательно сформированных стратигеных комплексов нижнего докембрия и связанных с ними эндогенных проявлений. Относительный возраст этих комплексов был установлен структурно-стратиграфическими методами и подтвержден результатами геологического картирования. В качестве специфических образований Е.М. Лазько и Л.И. Салоп рассматривали лишь нерасчлененные архейские комплексы (в понимании архея того времени), которые противопоставлялись нижнепротерозойским комплексам. В дальнейшем их сторонниками и последователями [2, 6 и др.] было показано своеобразие всех – и архейских, и нижнепротерозойских – стратигеных комплексов, их структурно-вещественная несопоставимость ни друг с другом, ни с фанерозойскими комплексами. Согласно современным представлениям, к числу архейских комплексов относятся развитые на разных щитах гранулито-гнейсовые, амфиболито-гнейсовые и зеленокаменные стратигенные комплексы, нижнепротерозойские образования представлены гнейсо-сланцевыми (метакарбонатно-терригенными) и железисто-кремнисто-сланцевыми (метавулканогенно-хемогенно-терригенными) комплексами. Решающую роль в обосновании специфики разновозрастных образований сыграли результаты геолого-формационных исследований, показавшие коренные вещественные различия всех последовательно сформированных раннедокембрийских комплексов и возможность их прямой стратиграфической корреляции на основании формационного состава [2].

Оба направления в качестве ведущего фактора формирования разновозрастных комплексов, их сходства или принципиальных различий, рассматривают тектонические режимы. В рамках актуалистического подхода долгое время определяющим считался геосинклинальный режим, а в последние десятилетия это направление активно использует теоретические основания “тектоники плит”. Особенности раннедокембрийских комплексов и соответствующих режимов в рамках эволюционного направления нашли свое отражение в названиях “догеосинклинальный”, “прогеосинклинальный”, “пермобильный”, “нуклеарный” и другие. Однако попытки объяснения как общих особенностей всех раннедокембрийских комплексов, по сравнению с более молодыми, так и устойчивых специфических признаков каждого из них, приводят к выводу об ином, нетектоническом определяющем факторе эволюции раннедокембрийской земной коры.

Общей особенностью всех раннедокембрийских стратигенных комплексов является повсеместный, большей частью высокоградный метаморфизм и постоянная ассоциация с ними других – ультраметаморфиче-

ских и интрузивных – эндогенных образований. Это явление не находит своей удовлетворительной интерпретации с позиций современного теплового режима коры и представлений о большой глубине денудационного среза. Между тем, оно хорошо объясняется исходя из начального состояния приповерхностной Земли, разогретой в результате аккреции и гравитационного сжатия до состояния “магматического океана”, с последующим медленным остыванием земной коры на протяжении всего раннего докембрия.

Общее остывание нашло свое наглядное выражение в понижении температурности последовательных во времени стратометаморфических комплексов: монофациальные гранулито-гнейсовые сменяются амфиболито-гнейсовыми, а последние – зеленокаменными и другими полифациальными комплексами, хотя на поздних стадиях это правило иногда нарушается под влиянием тектонических факторов. Изучение условий образования дометаморфических литогенных и вулканогенных толщ также приводит к выводу о направленном снижении приповерхностной температуры Земли и связанным с этим изменением палеоклиматических и палеогеографических обстановок их формирования. Так, для самых древних, гранулито-гнейсовых комплексов предполагается накопление исходных толщ в безгидросферных субазральных условиях, подобных существующим сейчас на планете Венера (“афроподобная” стадия), для амфиболито-гнейсовых и зеленокаменных – в условиях горячей гидросферы (“термогидросферная” стадия), при отсутствии круговорота воды и, в связи с этим, угнетенным терригенным литогенезом. Последующие карбонатно-терригенные комплексы удоканского типа и вулканогенно-хемогенно-терригенные комплексы криворожского (карельского) типов формировались уже в “нормогидросферных” условиях при участии круговорота воды [1].

В итоге, различная степень метаморфизма монофациальных гранулито-гнейсовых и амфиболито-гнейсовых комплексов, которую иногда также связывают с тектоническими факторами, лучше объясняется температурной эволюцией коры и разным составом (безводным и водным) захороненного флюида. Эти же факторы определили широкое проявление и разнообразие ультраметаморфизма. Общее высокотемпературное состояние земной коры на стадии формирования монофациальных комплексов обусловило и высокую пластичность, подвижность (неустойчивость) земной коры, для которой сохраняет свой смысл термин Л.И. Салопа “пермобильный режим”, с той лишь разницей, что не режим определяет особенности сформированных комплексов, а сам он является отражением высокотемпературного состояния коры. Последующее остывание и приобретение корой хрупкости привело к возникновению раз-

ломов и ее блоковой структурно-тектонической дифференциации. При этом тектонический фактор, в частности характер вертикальных перемещений блоков, оказывал все большее влияние на формирование исходных толщ и на продолжающуюся температурную эволюцию сравнительно неглубоких частей коры блоков.

Таким образом, в настоящее время есть веские основания полагать, что на ранних этапах формирования земной коры определяющим фактором ее развития была направленная температурная эволюция внешних оболочек Земли. Она определила особенности состава последовательно сформированных вулканогенных и литогенных толщ, их метаморфического преобразования, сопряженных эндогенных процессов ультратемпературализма и интрузивного магматизма и даже направленность структурно-тектонического развития. Если это так, то “тектоника” и “тектонические режимы”, которые сами являются следствием, а не причиной особенностей последовательных этапов раннедокембрийского развития, не могут быть определяющими факторами всех взаимосвязанных процессов раннедокембрийской коры и должны быть заменены более общим понятием. В качестве такого может выступать “геодинамика”, но не в ее наиболее распространенном сейчас частном “плитнотектоническом” понимании, а в более широком, которое “включает анализ всех динамических процессов, происходящих внутри и на поверхности Земли... Цель геодинамики как раз и состоит в том, чтобы на основе известных законов химии и физики построить модель эволюции Земли” [5, с. 81].

В свете современных данных о строении и эволюции фундамента щитов древних платформ, термины “геодинамика”, “геодинамические исследования” и другие производные этого термина не могут *a priori* использоваться применительно к раннедокембрийской земной коре с позиций новой глобальной тектоники и ориентировать, как это рекомендуется сейчас многими методическими разработками, на выявление “геодинамических обстановок” только в рамках этой гипотезы. Сейчас в условиях отсутствия общепринятой альтернативной концепции раннедокембрийского развития земной коры, одной из важнейших проблем современной геологии остается непредвзятое исследование особенностей эволюции и движущих сил литогенеза, магматизма, метаморфизма, ультратемпературализма и структурной эволюции щитов, или, что то же самое, *геодинамики земной коры и отдельных фундаментальных геологических процессов в раннем докембре*. Эти исследования должны привести в дальнейшем к созданию теории формирования раннедокембрийского фундамента кратонов (в их изначальном понимании как древних платформ) – *концепции кратоногенеза*, равноценной по своему значению, применительно к раннему докембрию, и альтернативной *концепции*

литосферных плит, которая, несомненно, имеет в истории Земли свои временные рамки и не распространяется на ранние этапы ее формирования.

Литература

1. Кирилюк В.П. О влиянии экзогенных факторов на температурный режим формирования раннедокембрийских метаморфических комплексов щитов // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. тематич. сб. Вып. 17. Екатеринбург: Уральский горный институт, 1991. С. 4-13.
2. Кирилюк В.П. Главные итоги морфопарагенетических геолого-формационных исследований нижнего докембра // Вестник Львов. ун-та. Сер. геол. 2005. Вып. 19. С. 53-74. (на укр. яз.)
3. Лазько Е.М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1961. № 11. С. 3-12.
4. Сапон Л.И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембре // Стратиграфия и корреляция докембра. МГК, XXI сес. Докл. сов. геологов. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 106-127.
5. Структурная геология и тектоника плит. В 3-х томах. Т. 1 / Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1990. 315 с.
6. Шульдинер В.И. Докембрыйский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 226 с.

Д.В. Коваленко, В.А. Петров, В.В. Полуэктов, О.А. Агеева¹

Геодинамическая позиция и магматические источники мезозойских вулканических пород восточного Забайкалья (на примере Стрельцовской кальдеры)

Стрельцовская кальдера является элементом Монголо-Охотского складчатого пояса и располагается в западной части Аргунского геологического блока (рис. 1). В пределах кальдеры находится суперкрупное месторождение U-Mo типа с грандиозными запасами урана. В этой связи структура привлекает большой интерес специалистов разного профиля и широко исследуется разными методами [1 и др.].

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

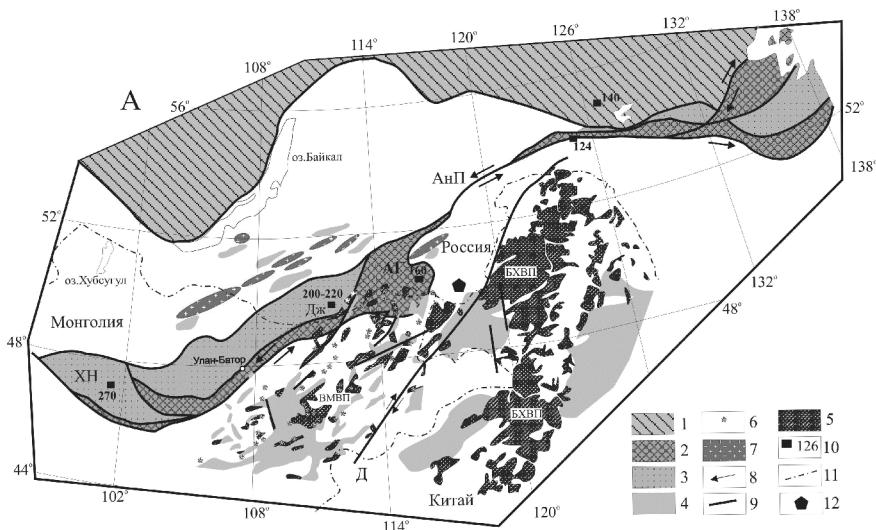


Рис. 1. Геологическая схема Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления.

1 – докембрийские кратоны; 2 – преимущественно океанические и островодужные терре́йны; 3 – преимущественно турбидитовые терре́йны; 4 – мезозойские впадины растяже́ния; 5 – вулканические пояса; 6 – вулканические аппараты; 7 – гранитогнейевые купола; 8 – направления перемещения блоков; 9 – разломы; 10 – времена коллизионных деформаций; 11 – государственные границы; 12 – район Стрельцовской вулканической кальдеры. ХН – Хангайское Нагорье, Дж – Джаргалантунинский прогиб, АГ – Агинская зона, АнП – Аникинский порог, ВМВП – Восточно-Монгольский вулканический пояс, БХВП – Большехинганский вулканический пояс, Д – Даэрбуланская система разломов. Геологическая основа взята из работы [8]

Рудоносность Стрельцовской кальдеры связана с мезозойскими магматическими процессами. Она находится в районе сочленения двух мезозойских вулканических поясов - Большехинганского и Восточно-Монгольского (рис. 1). Кальдера сложена вулканогенными толщами, включающими покровы базальтов, трахибазальтов, риодацитов и риолитов, которые сформировались в период от 170-160 млн лет до 142-145 млн лет (K-Ar, Rb-Sr, [2]; U-Pb, [3]) и кислые экструзии, которые охватывают интервал от 141 до 128 млн лет [3].

Полученные нами новые изотопные и геохимические данные позволили сделать следующие выводы.

Базальты и трахибазальты характеризуются содержаниями SiO_2 от 49 до 52 мас. %. Магнезиальность пород меняется от 54 до 63.

Базальты Стрельцовской кальдеры обогащены LILE и LREE и депленированы HFSE и HREE (надсубдукционный геохимический тип). Базальтовые расплавы выплавлялись из гранатовых лерцолитов мантии, характеризующихся $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9 - -1.4$, $I_{Sr}(T) = 0.706 - 0.707$, $Zr/Nb = 28 - 30$, $Nb/U = 4 - 5$, $Th/Ta = 11 - 15$, на глубине не менее 70 км. Возможно, расплавы образовались в зоне субдукции при закрытии Монголо-Охотского океана.

Трахибазальтовые расплавы также обогащены LILE и LREE и депленированы HFSE и HREE. Но по сравнению с базальтами трахибазальты более щелочные и содержат более высокие концентрации HFSE. Трахибазальтовые расплавы выплавлялись из гранатовых лерцолитов мантии, характеризующихся величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирующими от -1.5 до 3.4, $I_{Sr}(T)$ – от 0.7065 до 0.7058, $Zr/Nb = 14$, $Nb/U = 3 - 8$, $Th/Ta = 5$. Вероятно, они выплавились при низких степенях плавления перидотитов в периоды литосферного растяжения.

Данные абсолютного датирования пород Стрельцовской кальдеры показывают, что базальтовые и трахибазальтовые расплавы формировались на протяжении как минимум 20 млн лет от 160 до 140 млн лет.

Риодакиты Стрельцовской кальдеры попадают в поле I- гранитов. Их изотопный состав показывает, что риодакитовые расплавы выплавлялись из источников с $\epsilon_{Nd}(T) = -5 - -6$, $I_{Sr}(T) = 0.708 - 0.710$. Изотопные составы более основных пород кальдеры резко отличаются от составов риодакитов. Поэтому, риодакиты не могли образоваться при фракционировании мантийных расплавов, из которых произошли базальты или трахибазальты кальдеры. Основные мантийные породы с таким изотопным составом не известны и в ближайшем Большехинганском вулканическом поясе [5]. Риодакиты могли образоваться при фракционировании мантийных магм с обособленным изотопным составом или расплавов субдуцирующего слэба.

Анализ геохимического состава риолитов и расплавных включений из них проведен в работе [4]. Риолиты характеризуются $\epsilon_{Nd}(T) = -1 - -2$ и $I_{Sr}(T) = 0.713 - 0.715$. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ близки к таковым базальтов и трахибазальтов кальдеры, величины $I_{Sr}(T)$ значимо отличаются, по-видимому, из-за высоких отношений $^{87}Rb/^{86}Sr$ (27 и 39). Ориентируясь на составы включений в риолитах, можно предположить, что риолиты произошли при фракционировании трахибазальтовых мантийных магм.

Возраст, геохимические и изотопные составы базальтов, трахибазальтов и риолитов Стрельцовской кальдеры совпадают с составами пород Большехинганского вулканического пояса [5]. Вероятно, породы Стрельцовской кальдеры и Большехинганского пояса формировались в близких геодинамических условиях.

Базальтовые расплавы обоих районов могли образоваться в зоне субдукции. Возможно, субдукция шла с севера со стороны Монголо-Охотского океана.

Трахибазальтовые расплавы Стрельцовской кальдеры и Большехинганского пояса образовывались синхронно с процессами растяжения [5], которое привело к образованию многочисленных мезозойских впадин, в которых также изливались базальтовые лавы (рис. 1). Наиболее популярной в настоящее время является гипотеза, предполагающая, что процессы растяжения связаны с деформациями литосферы Центрально-Азиатского пояса и Китая при левосдвиговых перемещениях в зоне конвергенции Тихоокеанских плит и при закрытии Монголо-Охотского океана, деламинацией литосферной мантии и внедрением астеносферного вещества. Анализ палеозойских алмазоносных кимберлитов в Восточном Китае и мантийных ксенолитов в мезозойских базальтах этого же района показало, что за мезозой мощность литосферы в Восточном Китае уменьшилась приблизительно на 120 км.

Интересно отметить, все магматические породы Стрельцовской кальдеры, Большехинганского пояса, Восточного Китая, Южной Монголии, образованные из расплавов мантийного генезиса имеют близкие изотопные и геохимические характеристики. Все они характеризуются обогащенным изотопным составом, обогащены LILE, LREE и деплетированы HFSE [данная работа, 5, 6]. Вероятно, это связано с однотипным составом верхней мантии в этих районах. В Восточной Монголии, Восточном Забайкалье, Большом Хингане широко распространены скопления и иногда месторождения флюорита. По-видимому, обогащение фтором является еще одним свойством верхней мантии перечисленных выше районов. С мантийным фтором связано и формирование Li-F гранитов, распространенных в Монголии и Забайкалье и описанных в работах [7]. Возможно, что повышенные концентрации фтора в мантии, а также повышенная проникаемость литосферы в районе Стрельцовской кальдеры влияли на формирование уранового оруденения в ней.

Литература

1. Лаверов Н.П., Величкин В.И., Шумилин М.В. Урановые месторождения стран содружества: основные промышленно-генетические типы и их размещение // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 3-18.

2. Андреева О.В., Головин В.А., Козлова П.С., Сельцов Б.М., Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. Эволюция мезозойского магматизма и рудно-метасоматических процессов в юго-восточном Забайкалье (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. №2. С. 115-130.

3. Шатков Г.А., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Родионов Н.В., Падерин И.П., Сергеев С.А. U-Pb (SIMS SHRIMP-II) Возраст вулканических образований Тулукуюевской кальдеры (Сырельцовский урановорудный узел, Восточное Забайкалье) // ДАН. 2010. Т. 432. №3. С. 360-364.
4. Chebiron A., Alyoshin A.P., Cuney M., Deloule E., Golubev V.N., Velitchkin V.I., Poty B. Geochemistry of the rhyolitic magmas from the Streletsovka caldera (Transbaikalia, Russia): a melt inclusion study // Chemical Geology. 2001. V. 175. P. 273-290.
5. Wang F., Zhou X.-H., Zhang L.-C., Ying J.-F., Zhang Y.-T., Wu F.-Y., Zhu R.-X. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the
6. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 36-52.
7. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr , Nd) эволюция редкометальных Li-F-гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, № 4. С. 401-429.
8. Парфенов Л.М., Попека Л.И., Томууртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. № 5. С. 24-43.

**И.К. Козаков¹, В.П. Ковач¹, Е.Б. Сальникова¹,
И.В. Анисимова¹, Е.В. Бибикова², Т.И. Кирнозова²,
М.М. Фугзан²**

Позднерифейский возраст кристаллического фундамента карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента Центрально-Азиатского складчатого пояса

Изначально в структуре Дзабханского микроконтинента Центрально-Азиатского складчатого пояса были объединены метаморфические и ультраметаморфические породы структурно изолированных Дзабханского, Байдарикского, Тарбагатайского и Сонгинского блоков, рассматри-

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ivan-kozakov@yandex.ru

² Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

ваемых как фрагменты древних кратонов – «кратонные террейны» [7]. Однако в последние годы было установлено, что высокоградные метаморфические комплексы ряда типовых структур Байдарикского, Тарбагатайского и Сонгинского блоков, относимых к раннедокембрийскому фундаменту, связаны с процессами позднедокембрийского тектогенеза [2-5].

В тектонических реконструкциях Дзабханский микроконтинент традиционно рассматривается как типовая структура с раннедокембрийским фундаментом. Однако в его южной и юго-западной частях породы его предполагаемого фундамента перекрыты вулканогенной толщей позднерифейской дзабханской свиты, на которой несогласно залегают терригенно-карбонатные отложения цаганоломской свиты. Отложения цаганоломской свиты включались в состав венд-кембрийского карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента. Считалось, что они фиксируют региональное несогласие между кристаллическими образованиями раннего и позднего докембрая, но прямые соотношения кристаллических пород фундамента и вулканитов дзабханской свиты не выявлены.

Возраст циркона из риолитов нижней и верхней частей дзабханской свиты определен 803 ± 8 млн лет [8]. Для цаганоломских известняков установлен ранневендский возраст 632 ± 14 млн лет (U-Pb метод), а Pb-Pb изотопно-геохимические исследования свидетельствуют, что в областях сноса Дзабханского палеобассейна преобладали неопротерозойские ювенильные породы, изотопный состав Pb которых был близок к мантийному [6]. Это служит косвенным свидетельством отсутствия здесь раннедокембрийского фундамента.

Непосредственное залегание карбонатных пород цаганоломской свиты на высокоградные метаморфические породы и прорывающие их гранитоиды установлено только в восточной части Дзабханского микроконтинента. Отметим, что здесь редуцирована базальная пачка терригенных пород, включающая гравелиты, валунные алевролиты, тиллиты и песчаники, выделяемых иногда в самостоятельную тайширскую свиту или майхан-улскую пачку в составе цаганоломской свиты. Толща доломитов с несогласием залегает на предположительно нижнепротерозойских мигматизированных гнейсах свиты будун и прорывающих их гранитоидах тоналит-трондьемит-гранодиорит-гранитного комплекса, отнесенных к раннему докембрию или среднему-позднему рифею. Для гранитоидов тоналит-трондьемитовой ассоциации (Богдынголский массив), нами установлен возраст 717 ± 5 млн лет (U-Pb метод по циркону). Величины их Nd модельных возрастов, а также гнейсов свиты будун фундамента цаганоломской свиты $2.0\text{--}1.9$ млрд лет при, $e_{Nd} = -10.0\ldots -6.6$. Тоналиты с возрастом 717 ± 5 млн лет имеют значение $t_{Nd(DM)} = 2.0$ млрд. лет при, $\square_{Nd} = -8.1$. Исходные расплавы протолитов гранитоидов

могли быть образованы посредством плавления либо коровых пород с раннепротерозойскими (2.0-2.1 млрд лет) модельными возрастами, либо при смешении ювенильных источников позднерифейского возраста и древних коровых источников. Близкие характеристики установлены для вмещающих плагиогнейсов – $t_{Nd(DM)} = 2.0$ млрд лет при $e_{Nd} = -8.1$. По этим параметрам данные гранитоиды и плагиогнейсы существенно отличаются от пород раннедокембрийских комплексов Байдарикского блока, для которых характерны архейские значения модельных возрастов в интервале 3.3-2.9 млрд лет. Близки к позднедокембрийским метатерригенным породам Сонгинской и Тарбагатайской групп блоков позднего докембра [2, 3]. Более молодые значения ($T_{Nd(DM)} = 1.4-1.3$ млрд. лет, $e_{Nd}(T) = +3.5 - +1.9$) установлены для роговообманковых плагиогнейсов свиты шубун и гнейсогранитов северо-западной части Дзабханского микроконтинента [4] и биотитовых гнейсов Отгонского блока ($T_{Nd(DM)} = 1.2$ млрд лет, $e_{Nd}(T) = +3.7 - +3.5$), расположенного между Дзабханским микроконтинентом и Байдарикским блоком, что ограничивает распространение раннедокембрийских пород последнего в северо-западном направлении.

В целом, полученные к настоящему времени геохронологические, Nd и Pb-Pb изотопно-геохимические данные свидетельствуют об отсутствии в фундаменте Дзабханского микроконтинента пород интрузивных и метаморфических комплексов, сопоставимых с образованиями древних кратонов. Следует подчеркнуть, что в западном сегменте Центрально-Азиатского складчатого пояса в формировании источников палеозойской континентальной коры ведущую роль имели позднедокембрийские (гренвильские) кристаллические комплексы при крайне ограниченной раннедокембрийских [1].

Соответственно, необходимо внести некоторые корректизы в модели распада суперконтинента Родиния в неопротерозое, в которых преимущественно рассматривается перемещение блоков раннедокембрийской континентальной коры, представленной в древних кратонах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №№ 14-05-00208) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ".

Литература

1. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и процессы формирования континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

2. Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 451-469.

3. Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.

4. Козаков И.К., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Раннебайкальский кристаллический комплекс в фундаменте Дзабханского микроконтинента раннекаледонской складчатой области Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 3. С. 3-12.

5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.

6. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. U-Pb возраст и Sr – изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28-40.

7. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Science. 2004.

8. Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S. et al. The origin of the Baidaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 306-320.

С.Ю. Колодяжный¹

Структурные парагенезы и особенности эволюции внутри- плитной Сурско-Камской зоны сдвиговых дислокаций

Сурско-Камская зона (СКЗ) осложняет центральную часть Волго-Уральской антеклизы и прослеживается в субширотном направлении из бассейна р. Суры в долину р. Камы на протяжении 750 км (рис. 1а). Она участвует в строении всех этажей платформы. В восточной своей части на уровне кровли фундамента СКЗ разделяет Северный и Южный вы-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

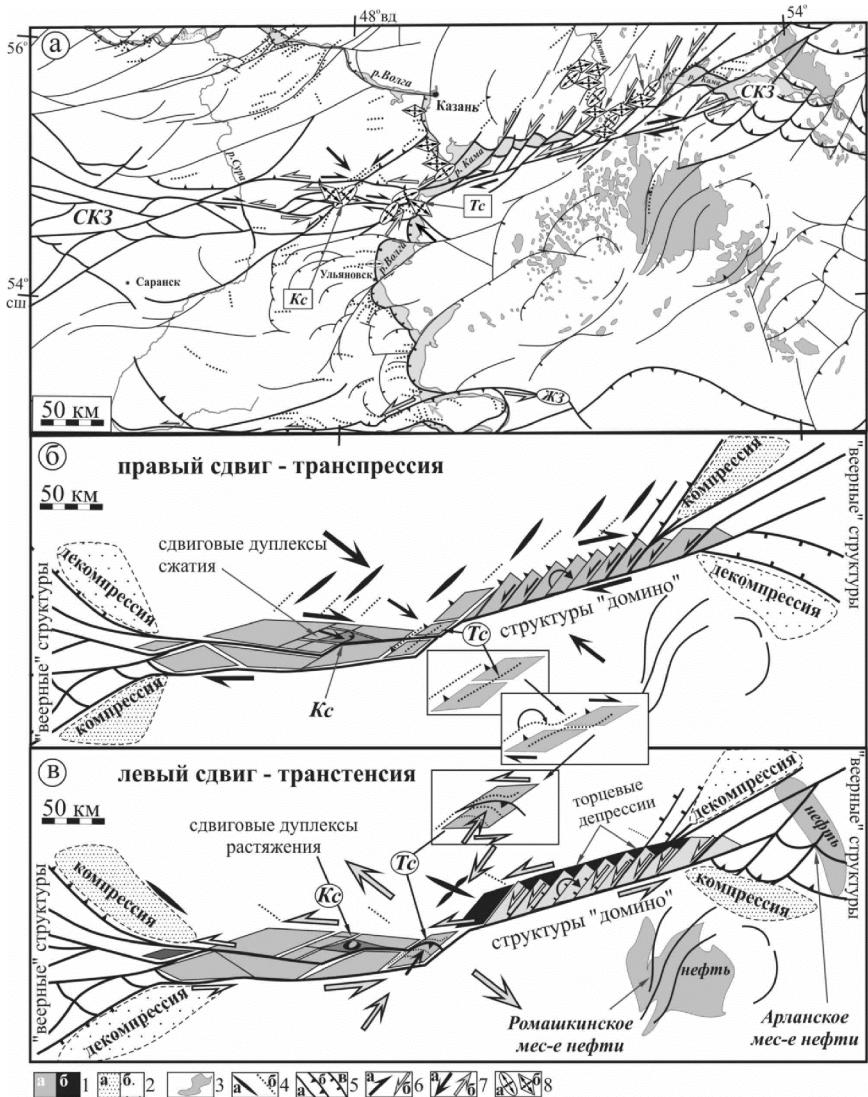


Рис. 1. Схемы, иллюстрирующие особенности строения (а) и развития Сурско-Камской зоны в альпийское время: (б) этап транспрессии (D₁), (в) этап транстенсии (D₂).

1 – блоки (а) и депрессии (б), участвующие в строении СКЗ; 2 – компрессионные (а) и декомпрессионные (б) области; 3 – контуры нефтяных месторождений (по [3]); 4 – оси валов (а) и складок (б); 5 – сдвиги (а), взбросы и надвиги (б), сбросы (в); 6–8 – знаки, характеризующие динамические условия раннего (D₁) (а) и позднего (D₂) (б)

этапов деформаций: 6 – направления сдвиговых смещений, 7 – генерализованные направления сжатия (растяжения), 8 – позиция главных осей деформаций. СКЗ – Сурско-Камская и ЖЗ – Жигулевская зоны сдвига; локальные структуры: Кс – Карлинская, Тс – Тетюшинская

ступы Татарского свода. Центральный сегмент СКЗ осложняет область сочленения Казанско-Кажимской и Мелекесской впадин. На западе зона нарушает структуру восточного склона Токмовского свода. Конфигурация СКЗ подчеркивается цепочками магнитных аномалий, расположенных кулисно и линейно в центральных ее сегментах, а в пределах фланговых – веерообразно. По отношению к смежным блокам СКЗ характеризуется пониженными значениями силы тяжести и более низкими скоростями продольных волн (5400 м/с) в породах фундамента, что объясняется их тектонической дезинтеграцией [3].

Во всех сечениях СКЗ характеризуется неоднородным строением. Латеральная неоднородность СКЗ проявляется в различных типах структурной организации отдельных ее сегментов (см. рис. 1а). Западный сегмент зоны составлен системой сдвиговых дуплексов, некоторые из которых имеют сложное складчато-надвиговое строение с участием вертикальных протрузий (Карлинская структура) [1, 2]. Восточный сегмент СКЗ построен по принципу структуры «домино», центральный – характеризуется развитием ротационно-складчатых структур (Тетюшинские дислокации) [1]. На флангах зоны обособлены структуры веерообразной виргации нарушений, связанные с областями торцевого затухания сдвиговых дислокаций. Вертикальную неоднородность СКЗ иллюстрируют сейсмопрофили, которые показывают, что структурные рисунки систем разрывов меняются в вертикальном направлении, и ни одно нарушение не является сквозным – все они «слепые» и «безкорневые». При этом в разрезе зоны отмечается дисгармоничное чередование пакетов с разрывно-складчатым и тектонически расслоенным строением. Эти особенности тектоники, вероятно, связаны с характером адаптаций сдвиговых нарушений в реологически неоднородной и расслоенной среде (осадочный чехол, фундамент).

Изучение структурно-кинематических парагенезов позволило охарактеризовать особенности альпийской активизации СКЗ [1]. Ранний этап альпийских деформаций проходил в условиях транспрессии и правого сдвига. Формировались преимущественно структуры сжатия: диагональные складки, взбросо-сдвиги и надвиги, глубинные протрузии. Поздний этап деформаций СКЗ проявился в обстановке левосдвиговой транстенсии с развитием преобладающих структур растяжения: сбросо-сдвиги, раздвинги, присдвиговые депрессии и полости, заполненные инъекциями

флюидизированных брекчий. Активное развитие деформаций завершилось в раннем плиоцене.

Разработанная модель эволюции СКЗ в альпийское время иллюстрирует особенности ее тектогенеза на раннем транспрессионном право-сдвиговом этапе деформаций, последующую кинематическую инверсию и трансформацию зоны в левосдвиговую транстенсионную структуру (см. рис. 1). В процессах раннего и позднего этапов деформаций участвовали мегаструктуры, имеющие во многом сходные пространственно-геометрические параметры. Однако кинематические особенности мезоструктур в результате инверсии существенно изменились. Тектоническую позицию ранних оперяющих складчатых и взбросо-сдвиговых структур заняли структуры растяжения (сбросо-сдвиги, присдвиговые депрессии). Сдвиговые дуплексы западной части СКЗ трансформировались из транспрессионных в транстенсионные структуры. Клавишеобразные структуры «домино» восточной части СКЗ на обоих этапах деформаций испытывали вращение по часовой стрелке. На раннем этапе вращение было синтетическим (в соответствии с правым сдвигом) и адаптировалось левосдвиговой составляющей смещений вдоль антитетических взбросо-сдвигов, ограничивающих «клавиши домино» (см. рис. 1б). Антитетическое вращение структур позднего этапа осуществлялось за счет левосдвигового скольжения доменов вдоль сбросо-сдвигов, сменивших ранние взбросо-сдвиги (см. рис. 1в). При этом смещения отдельных «клавиш домино» способствовали формированию присдвиговых торцевых депрессий, компенсирующих левый сдвиг доменов (см. рис. 1в). Диагональные складки центрального сегмента СКЗ (Тетюшинская структура) в результате вращения в условиях ранних правосдвиговых смещений и последующего наложения поздних структур, связанных с левым сдвигом, испытали переориентировку в пространстве (см. рис. 1б, в, врезки).

В областях торцевого прерывания и затухания сдвиговых дислокаций СКЗ оперяющие нарушения испытывают виргацию и образуют веерообразные структуры. В этих сегментах отмечается асимметричное размещение структур сжатия и растяжения в бортах магистральной зоны сдвига. Соответствующие квадранты компрессии и декомпрессии сопряжены с направлением сдвиговых смещений, которые они компенсируют. Учитывая данные о кинематической инверсии в СКЗ, можно полагать, что это явление затронуло и данные квадранты, которые менялись местами в зависимости от знака сдвиговых смещений (см. рис. 1б, в). Предполагается, что развитие таких компрессионных и декомпрессионных структур во флангах сдвига предопределяло характер миграции флюидно-газовых включений осадочных толщ, включая углеводороды. К обла-

сти виргации и затухания восточной части СКЗ приурочено к крупное месторождений нефти (Арланское). При этом антиклинальная залежь образует «перемычку» между сегментами повышенной компрессии и декомпрессии, что предполагает возможность миграции углеводородов из зоны выжимания (компрессии) в сегмент нагнетания (декомпрессии) (см. рис. 1в). При кинематической инверсии зоны различного динамического типа поменялись местами, изменилось направление миграционного потока, но структурные ловушки в области месторождения продолжали задерживать полезные компоненты. В прогнозном отношении предполагается, что динамические аналоги подобных нефтеперспективных структур могут быть обнаружены в пределах слабо изученной западной области торцевого затухания СКЗ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00149, 13-05-00298) и Программы ОНЗ № 10.

Литература

1. Колодяжный С.Ю. Особенности тектоники и эволюции Сурско-Камской зоны сдвига в кайнозое (Волго-Уральская антеклиза Восточно-Европейской платформы) // Геотектоника. 2015 (в печати).
2. Руднев М.Л. Особенности строения Карлинской структуры // Разведка и охрана недр. 2005. № 8. С. 6-10.
3. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе Татсейс-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию // Геотектоника. 2006. № 4. С. 3-20.

**Е.В. Деев^{1,2}, А.М. Корженков³, С.В. Абдиева⁴, А.Р. Агатова⁵,
А.С. Гладков⁶, Е.Ю. Казанцева^{1,2}, Д.В. Лужанский⁴,
Й.В. Мажейка⁷, Е.А. Рогожин³, С.Н. Родина³, М.В. Родкин⁸,
А.С. Юдахин⁴**

Палеосейсмологические исследования активных разломов Иссык-Кульской котловины, Северный Тянь-Шань

Активные разломы Прииссыккулья изучаются с начала XX века. Однако, лишь в 1990-х гг. началась новая фаза исследований активной тектоники, когда исследователи стали применять современные палеосейсмологические методы, сопровождаемые абсолютным датированием. Нами также проводились исследования в указанном районе. В качестве примера приводится описание разрезов в канавах вдоль южного и северного тектонического ограничения впадины.

Исследования сейсмоуступа по подножию гор Тегерек, Южное Прииссыккулье. Горы Тегерек являются адырным инверсионным поднятием, высоким предгорьем, входящим в систему Терской мегантиклинальной структуры. Своим формированием они обязаны продолжающемся сокращению земной коры между Евроазиатской и Индийской литосферными плитами, что приводит к вовлечению в поднятие территории, принадлежавших в свое время к Иссык-Кульской впадине и бывших областью осадконакопления. Сейсмоуступ по южному подножью гор Тегерек является отражением интенсивной сейсмической и тектонической активности по Южно-Тегерекскому разлому. Эти подвижки привели к образованию предгорной синклинальной структуры – Каджи-Сазской впадины. Само название впадины: Каджи-Саз – «Болото Хаджи (пalomника в Мекку)» говорит само за себя. В связи с интенсивными

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

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

⁴ Институт коммуникаций и информационных технологий, Кыргызско-Российский Славянский университет им. Б.Н. Ельцина, Бишкек, Кыргызстан

⁵ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ), Новосибирск, Россия

⁶ Институт земной коры СО РАН (ИЗК), Иркутск, Россия

⁷ Государственный научно-исследовательский институт «Центр природных исследований», Вильнюс, Литва

⁸ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (ИТПЗ), Москва, Россия

тектоническими подвижками по разлому имеет место заболачивание Каджи-Сазской впадины, что является явным свидетельством тектонического подпора.

Длина субширотного сейсмоуступа около 400 м. Его западное и восточное продолжения либо размыты, либо перекрыты современными пролювиальными конусами выноса. Высота уступа, замеренная нами несколько раз по всей его протяженности, составила 4.5 м.

Нами была пройдена траншея вкrest простирания сейсмоуступа. Ее длина составила 30 м, глубина 2-4 м. Азимут простирания 310^0 . Глубина траншеи зависела от гранулометрического состава отложений, слагающих пролювиальный конус выноса. В случае глыб размером в 1 м и более, экскаватор не мог копать глубже. В траншее была задокументирована ее западная стенка, где был выявлен сложный комплекс дизъюнктивных деформаций и коллювиальных клиньев (рис. 1).

В траншее по смещению слоев, ориентированному расположению и зонам дробления крупных обломков намечаются разломные плоскости четырех сейсмических событий. Плоскости наиболее древнего события выявлены в нижнем слое коричневых суглинков в пределах 22-23 метра траншеи, однако кинематику смещения по ним достоверно установить не удалось. Разрывы следующего сейсмического события зафиксированы в нижнем слое отложений на 4-8 метре траншеи. Здесь в суглинке, насыщенном отломками, валунами и щебнем, выявлено две встречные системы разрывом неясной кинематики. Следы еще более молодого землетрясения выявлены в пределах 17-22 метра. Они представлены серией взбросов. На достаточно молодой возраст подвижек по ним указывает факт перекрытия разрывов только белесым суглинком, который, в свою очередь, подстилает современную почву. Вероятно, с движениями по эти разрывам связано формирование нижней части сейсмогенного уступа. Наконец, плоскости разрывов, соответствующие самому молодому сейсмическому событию, зафиксированы в пределах 15-20 метра, где они представлены преимущественно взбросами, падающими на северо-запад, в сторону горного склона. Кроме того, в пределах 18-20 метра выявлен разрыв сбросовой кинематики с противоположным, юго-восточным, падением. Эти молодые разрывы запечатаны сверху только современной почвой и, очевидно, что в результате движения по ним сформировалась верхняя часть сейсмогенного уступа.

Возраст событий может быть определен пока лишь косвенным – археологическим методом. В западной своей части сейсмоуступ перекрыт молодым конусом выноса. Его минимальный возраст может быть определен по возрасту захоронений на поверхности конуса. Это могилы сакского (VI-II века до нашей эры), усуньского (II век до нашей эры – V век

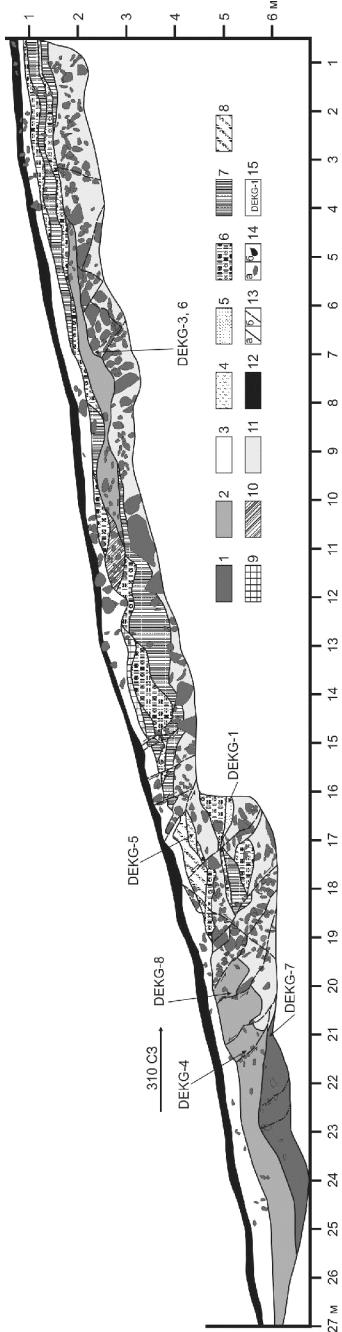


Рис. 1. Палеосеймологическая траншея (западная стена), пройденная через сеймоуступ в Калдки-Сазской впадине.

1 – коричневые суглинки; 2 – суглинки с незначительным количеством щебня, отломов и валунов; 3 – белесый суглинок с включениями щебня, отломов и валунов; 4 – супесь; 5 – песок и дресва; 6 – дресва и мелкий щебень; 7 – щебеник с суглинком и дресвой-супесьем заполнителем; 8 – супесь с включением щебней; 9 – хоропшо промытый щебеник; 10 – отломы в заполнителе из дресвы и мелкого щебня; 11 – отломы, валуны и щебни в суглинистом заполнителе; 12 – современная горная почва; 13 – разломы: а – выявленные, б – предполагаемые; 14 – валуны и отломы; 15 – места отбора проб для датирования абсолютного возраста отложений методом радиоуглеродного методом

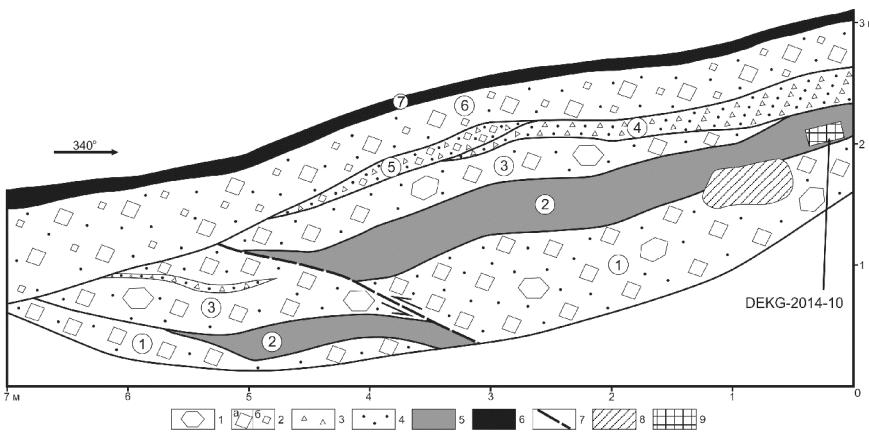


Рис. 2. Палеосейсмологическая траншея (западная стенка) через сейсмоген-ный уступ в зоне разлома, разделяющего Иссык-Кульскую впадину и хребет Кунгей.

1 – отломы; 2 – щебень: а – крупный, б – мелкий; 3 – дресва; 4 – песок; 5 – супесь в разной степени гумусированная; 6 – современная бедная гумусом горная почва; 7 – сместитель; 8 – след от выпавшего валуна сиенита; 9 – место отбора раковин пресноводных гастропод для AMS датирования абсолютного возраста

нашей эры) и тюркского (V–VIII века нашей эры) времени. Сей факт означает, что возраст уступов еще более древний – средне- или/и раннеголоценовый.

Исследования сейсмоуступа в долине реки Чет-Койсу, Северное Прииссыккулье. В зоне краевого краевого разлома, разделяющего Иссык-Кульскую впадину и хребет Кунгей, в районе урочища Чет-Койсу, выявлен сейсмогенный уступ, который прослежен на расстоянии 1.6 км. Уступ нарушает делювиально-пролювиальный шлейф у подножия хребта и имеет высоту до 4–6 м. В ряде мест уступ размыт и в него вложены современные пролювиальные конусы. Через уступ была заложена палеосейсмологическая траншея. Азимут простирания траншеи 340° (рис. 2).

Смещение слоев 1–3 позволяет выделить сместитель взброса падающего на север, в сторону Кунгейского хребта, под углом 20–30°. Амплитуда смещения составляет 1.6 м. Вдоль плоскости сместителя наблюдается переориентировка обломков и катализ ряда из них. Срезающий пакет слоев 4–6 и современная почва (слой 7) накапливались после сейсмического события и формирования уступа. Отобранные раковины пресноводных гастропод позволяют установить абсолютный возраст слоя 2 и определить нижнюю возрастную границу возможного интервала проявления древнего землетрясения. О возрасте верхней возрастной границы

интервала может свидетельствовать скифский курган, деформированный на фронте уступа.

Таким образом, нами был выявлен ряд неизвестных до сих пор палеосейсмокатастроф голоценового возраста. Магнитуда древних палеоземлетрясений, судя по амплитуде выявленных смещений по разрывным плоскостям, была $M \geq 7$. Эта информация крайне важна для точной оценки сейсмической опасности Иссык-Кульской области, но, к сожалению, до сих пор не нашла отражения на действующей карте сейсмического районирования Кыргызской Республики.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного научно-технического центра (грант КР-2011) и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 13-05-91168-ГФЕН_а, 14-05-00091а).

Б.Б. Кочнев¹, В.И. Паверман², Г.А. Карлова¹

Об арктической границе Сибирской платформы в кембрии

В скважине Усть-Оленекской-237-0, пробуренной в начале 90-х гг. XX в. вблизи устья р. Оленек, ниже фаунистически охарактеризованных отложений нижнего-среднего ордовика в интервале 3217-3605 м (забой) вскрыт карбонатно-терригенный разрез (рис. 1в), разделенный на кыстарахскую и кызылаяхскую толщи (кенкилская серия). На основании находок транзитных форм фитолитов и микрофоссилий, а также корреляции с разрезами Прианабарья эти толщи были отнесены к рифею-венду [1]. Позднее это послужило основой для вывода об отсутствии в этом районе побережья моря Лаптевых кембрийских отложений и для соответствующей интерпретации сейсмических данных [4]. Из верхов кызылаяхской толщи (гл. 3497 м) нами по общепринятой методике из образца серых гравелито-песчаников массой около 1,5 кг были извлечены детритовые цирконы, результаты изучения которых позволяют предложить иное расчленение и корреляцию разреза скв. Усть-Оленекской-237-0.

Все изотопные анализы были выполнены в лаборатории Калифорнийского университета в Санта Крузе с помощью эксимерного лазера Photon Machines Analyte 193 и одноколлекторного ICPMS Thermo Ele-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

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

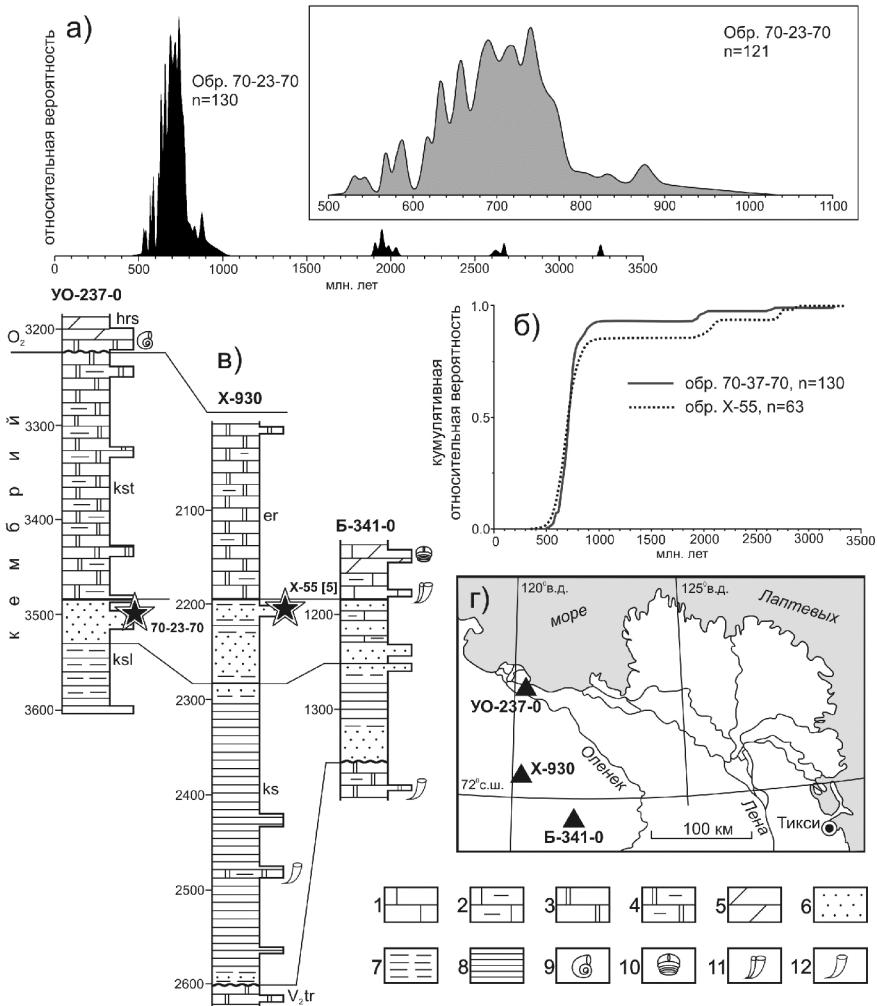


Рис. 1. Результаты исследований дегритовых цирконов и уточненная схема корреляции кембрийских отложений в глубоких скважинах вблизи северной окраины Сибирской платформы.

а) Распределение относительных вероятностей возрастов дегритовых цирконов в пробе 70-23-70. На врезке – более детальное изображение возрастного интервала от 500 до 1100 млн лет. б) Результаты KS-теста сравнения проб X-55 и 70-23-70. в) Схема корреляции верхневендинско-кембрийских отложений скважин Усть-Оленекская-237-0, Хастахская-930 и Бурская-341-0. Звездочками отмечено положение геохронологических проб. г) Карта расположения скважин. Условные обозначения: 1 – известняки, 2 – глинистые известняки, 3 – доломиты, 4 – глинистые доломиты, 5 –

мергели, 6 – песчаники, 7 – алевролиты, 8 – аргиллиты, 9-12 – органические остатки: 9 – раннего-среднего ордовика, 10 – атдабанского яруса нижнего кембрия, 11 – томмотского яруса нижнего кембрия, 12 – немакит-далдынского яруса верхнего венда. Сокращения названий свит и толщ: hrs – харасырская, kst – кыстараахская, ksl – кысылахская, ег – еркекетская, ks – кессюсинская, tr – туркутская

мент XR. Каждый анализ заключался в измерении фонового сигнала в течение 30 секунд, затем следовал сбор данных, во время которого лазер непрерывно пульсировал с частотой 10Hz и с плотностью потока в 4.0 J cm⁻². Диаметр лазерного пучка составлял 34 микрон. Аблятированные цирконы в аэрозоле переносились из абляционной камеры с помощью смеси гелия и аргона в поток индукционно-связанной плазмы. Element XR работал в электростатическом режиме, позволяющем быстрые переходы с пика на пик. Анализировались следующие ионы: ²⁰²Hg, ²⁰⁴(Pb+Hg), ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U и ²³⁸U. Единичный цикл занимал 120 мс, из которых пик измерялся в течение 102 мс, а остаток тратился на затухание (deadtime). Редуцирование данных производилось в модифицированной версии программы Iolite v.2.31 [6]. Производилась ²⁰⁸Pb-поправка на нерадиогенный свинец. Для интерпретации было использовано 130 замеров отдельных зерен, из которых 3 имеют дискордантность от 10 до 20%; степень дискордантности остальных зерен лежит в пределах -10...+10%. Выбор между ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb и ²⁰⁶Pb/²³⁸U системами произошелся, учитывая возраст и концентрацию урана.

Из диаграммы распределения относительной вероятности возрастов (рис. 1а) следует, что наряду с небольшим количеством «сибирских» архейских и палеопротерозойских возрастов основными поставщиками кластического материала являлись магматические и метаморфические комплексы средне- и поздненеопротерозойского возраста. Самое молодое измерение датируется 530 ± 3 млн лет, что позволяет ограничить максимальный возраст вмещающих отложений ранним кембрием.

Подобный вывод согласуется как с геохронологическими, так и с палеонтологическими данными по соседним скважинам. Так, сравнение нашей пробы с пробой песчаников X-55 (n=63) из верхней части кессюсинской свиты в скв. Хастахская-930 [5] с помощью теста Колмогорова-Смирнова (KS-тест) показывает отсутствие статистически значимых отличий (на 95% уровне) между распределениями (рис. 1б), что, на наш взгляд, свидетельствует об их одновозрастности. Возраст пробы X-55 на основании корреляции скважин Хастахской-930 и Бурской-341-0 устанавливается как раннекембрийский (томмотский) на основе находок томмотских и атдабанских ископаемых остатков выше [2] и верхневендских (немакит-далдынских) ниже нее (рис. 1в). Таким образом, кысыла-

яхскую толщу скв. Усть-Оленекской-237-0 с учетом ее регрессивного строения (тонкообломочные породы в нижней части и грубозернистые песчаники в верхней) следует сопоставлять с средней-верхней частью кессюсинской свиты, а кыстарахская толща будет являться аналогом еркекетской свиты и, возможно, какой-то части перекрывающих нижне- и среднекембрийских отложений Оленекского поднятия и Лено-Анабарского прогиба.

Отсутствие существенных изменений в строении и составе кембрийского разреза на всей рассмотренной территории может свидетельствовать о том, что условия седиментации здесь были примерно одинаковыми: относительно глубокий шельф с преобладанием силикокластики в среднекессюсинское время, сменяющийся мелководными прибрежными обстановками в конце кессюсинского времени и последующим переходом к протяженной карбонатной платформе в позднем томмote-аттабане. Признаки приближения к береговой линии и выклинивания каких-либо горизонтов кембрия в рассмотренном пересечении (рис. 1в) отсутствуют, следовательно, предложенные ранее интерпретации сейсмических данных [4] нуждаются в существенных уточнениях. Таким образом, в конце венда и в раннем-среднем кембрии осадочный бассейн эпиплатформенного типа мог распространяться далеко к северу (в современных координатах) от современной границы Сибирской платформы, в пределах шельфа моря Лаптевых. Это заключение подтверждает сделанный ранее нашими коллегами вывод о сходстве развития осадочных бассейнов в кембрии на Восточном Таймыре, о-ве Беннетта и на Хараулахском поднятии [3]. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 14-05-00274) и РНФ (грант 14-17-00409).

Литература

1. Граусман В.В. Геологический разрез Усть-Оленекской скв. 2370 (инт. 3605-2700) // Тихоокеан. Геология. 1995. Т. 14, № 4. С. 137-140.
2. Граусман В.В., Рудавская В.А., Васильева Н.И. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленекского поднятия // Отеч. геология. 1996. № 4. С. 30-35.
3. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22, № 5. С. 3-28.
4. Конторович В.А., Конторович А.Э., Губин И.А. и др. Структурно-текtonическая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геол. и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1253-1274.

5. Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V. et al. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian craton // Precambr. Research. 2014 (in press).

6. Paton C., Hellstrom J., Paul B. et al. Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data // Journ.Anal. At. Spectrometry. 2011. V. 26. P. 2508-2518.

А.М. Кузин¹

Горизонты инверсии упругих свойств в рудных и нефтегазоносных районах

Инверсия упругой жесткости в тектоносфере приводит к невыполнению принципа минимума потенциальной энергии упругих деформаций. Это означает возможность пластического вязкого течения, обеспечивающего уменьшающейся потенциальной энергией упругих деформаций. По характеру своего воздействия на неустойчивость и по последствиям инверсия упругой жесткости схожа на инверсию плотности [14]. Учитывая разнообразие горизонтальных сейсмических границ, обусловленных уменьшением скорости сейсмических волн, был принят термин – горизонт инверсии упругих свойств (ГИУС). Такой термин позволяет объединить слои пониженной скорости в осадочном чехле и фундаменте, зоны трещиноватости и разрывные нарушения.

ГИУС зафиксированы в континентальной и океанической земной коре, рудных, нефтегазоносных районах, в районах с повышенной сейсмичностью [9, 1]. Они прослеживаются от глубин от десятки метров до полутора сотен километров [7, 6, 2]. В последние два десятилетия ГИУС, стали активно изучаться различными электромагнитными методами от верхних горизонтов осадочного чехла до подошвы консолидированной коры. Пласти с аномально низким сопротивлением в средней и нижней частях консолидированной коры были установлены в районах с различным геологическим строением и обоснована их связь с флюидизацией [16]. Рассматриваемые структуры всё больший интерес вызывают в нефтяной геологии в связи с поисками месторождений в глубоких горизонтах осадочного разреза, а также складчатого и кристаллического фунда-

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

ментов. Они выявлены на Астраханском газоконденсатном месторождении, на морских месторождениях Сахалина. На Новопортовском месторождении в Западной Сибири латеральная миграция флюидов по приблизительным оценкам достигает 50–60 км [15].

В [11] были приведены результаты акустического каротажа по глубокой скважине на урановом стратиформном месторождении, где на глубинах 730 м и 450 м по данным сейсморазведки были выделены ГИУС. Между ними существуют различия в упруго-деформационной зональности. Для ГИУС на глубине 450 м эффективные $V_S/V_P \approx 0.575$, на глубине 730 м $V_S/V_P \approx 0.675$. Разрывное нарушение на отметке 450 м подстилает рудную залежь. Относительно низкое значение V_S/V_P вызвано относительным увеличением V_P , вследствие уменьшения трещиноватости разрывного нарушения, которое объясняется его залеченностью минеральными растворами. ГИУС на глубине 730 м отличается более высокими значениями V_S/V_P , что может характеризовать его как более жесткое (но хрупкое) тело относительно вмещающей среды. Аномально высокие значения V_S/V_P , как правило, в геосреде вызваны содержанием газовой фазы флюида [12]. Они характерны для зон гидротермально-метасоматических изменений пород, для рудных и газовых залежей, палеорифов. Высокие значения V_S/V_P могут наблюдаться в зонах упрочнения разрывных нарушений. Это может быть интерпретировано как увеличение устойчивости массива к волнам напряжений и деформаций [10]. Следовательно, различие распределения скорости и соответственно упругих свойств в ГИУС может означать различную роль в геологических процессах.

В зависимости от положения в пространстве поверхностей разрывных нарушений зона их пересечения может принимать горизонтальное положение. В свое время на существование в земной коре сложно ориентированной системы узлов пересечения поверхностей разрывных нарушений обратил внимание Ф.Я. Корытов [8]. Узлы пересечения поверхностей разрывных нарушений могут рассматриваться как наиболее проникаемые каналы миграции флюидных потоков. Очевидно, что в них размеры зерен пород могут быть значительно меньше, увеличивается диспергация среды и смачиваемость в таких зонах будет выше.

Горизонтальные зоны деструкции, предопределяет развитие процессов компрессии и декомпрессии, латеральную миграцию флюидных потоков. Различная инерционность отклика твердой и жидкой фаз, структурная, литологическая расслоенность геологической среды приводят к формированию сложной системы “клапанов”, обеспечивающей периодические и/или апериодические, но постоянные в геологическом времени процессы импульсной нисходящей и восходящей фильтрации. Для

современных проявлений инфильтрации и конвекции водных растворов на примере вулканических островов Атлантического и Тихого океанов было показано, что интервал внедрения морской воды в глубину островов может достигать 150 км [3].

Модель механизма отвечающего за фильтрацию и инфильтрацию в породах консолидированной коры была описана в работе [5], где осцилляции разуплотненного слоя (волновода) приводят к нагнетанию в среду и флюидов эндогенного и экзогенного генезиса. Отличительным признаком для нефтеносных районов является наличие конвективной гидротермальной системы [13]. Глубина инфильтрации в таких системах осадочных бассейнов может доходить до средней части консолидированной коры.

В то же время данные по сверхглубоким скважинам СГ-3 и КТБ, свидетельствует о том, что далеко не все волноводы могут служить возможной причиной конвекции флюидов в земной коре. В этих скважинах на глубинах 8–9 км, где пластовое давление значительно выше гидростатического обнаружены гидродинамически изолированные водонасыщенные горизонты [4]. Вполне возможно, что именно различие между гидродинамически изолированными и открытыми волноводами является отличительной чертой между нефтегазоносными и рудоносными блоками земной коры.

Для многих месторождений флюидного генезиса свойственна повышенная сейсмичность. С рассматриваемых позиций, помимо различия флюидного режима в ГИУС существенное значение имеет фазовый состав флюида. Газовая может служить источником накопления упругой энергии, жидкую фазу за счет диэлектрической проницаемости катализатором сброса напряжений. Это находит подтверждение в повышенном содержании газа в взрывоопасных песчаниках, в угольных пластах в зонах бронирования (повышенные значения V_S/V_P) и их низкой влажности. Кроме того, уже давно установлена корреляция между сейсмичностью в верхней и средней частях консолидированной коры и водным режимом недр.

Обобщение результатов исследований позволило прийти к следующим выводам.

1. Горизонты инверсии упругих свойств существуют на всех глубинных уровнях континентальной и океанической коры. Они могут отличаться по характеру распределения упругих свойств.
2. Помимо названных горизонтов возможно существование горизонтальных узлов пересечения разломов, которые могут служить мощнейшими магистралями перемещения флюидов.

3. В рудных и нефтегазоносных районах горизонты инверсии упругих свойств играют разную роль – в нефтегазоносных они выступают как резервуары для нагнетания флюидов в процессе их конвекции, в рудных – служат как экранами для волн деформаций и напряжений.

4. Фазовый состав флюида и его вариации в ГИУС оказывают непосредственное влияние на характер протекающих в них тектонических процессов.

Литература

1. Булин Н.К. Слои пониженной скорости сейсмических волн в литосфере океанов. Обзор. ВИЭМС Морская геология и геофизика. М.: Недра, 1982. 47 с.
2. Винник Л.П. Сейсмические границы в мантии // Геодинамические исследования. 1992. № 14. С. 5–11.
3. Виноградов В.И. Вертикальная аккреция в свете данных изотопной геохимии // Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. С. 356–387. (Труды ГИН РАН; Вып. 542).
4. Гаврилов В.П., Поспелов В.В., Шнип О.А. Происхождение и способы изучения вторичной пустотности гранитоидных пород. Нетрадиционные коллекторы нефти, газа и природных битумов. Проблемы их освоения // Материалы научной конференции. Казань: Изд-во Казанск. ун-та, 2005. С. 206–211.
5. Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Каракин А.В. Механизм формирования гигантских скоплений нефти и газа // Приоритетные направления поисков крупных и уникальных месторождений нефти и газа. М.: ООО “ГеоИнформмарк”, 2004. 224 с.
6. Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999. № 7/8. С.114–130.
7. Кожевников Н.О., Агафонов Ю.А., Антонов Е.Ю. Структура Приольхонья и Приморского разлома по геофизическим данным // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН: Тезисы докладов Всероссийской конференции. Т. 2. М.: ИФЗ, 2008. 408 с.
8. Корытов Ф.Я. О критических уровнях механических напряжений в литосфере // Механика литосферы. М.: Наука, 1974. 230 с.
9. Краснопевцева Г.В. Геолого-геофизические особенности слоев с пониженными скоростями в земной коре. Обзор. ВИЭМС Региональная, разведочная и промысловая геофизика. М.: Недра, 1978. 49 с.
10. Кузин А.М. Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика. М.: Недра, 1994. Вып. 131. С. 396–406.

11. Кузин А.М. Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3–15.
12. Кузин А.М. О возможной природе относительно низких значений параметра V_p/V_s рудных залежах флюидного генезиса // Геофизика. 2012. № 2. С. 7–15.
13. Кузин А.М. Пространственно-фазовая локализация месторождений углеводородов и отображение конвергентности процессов флюидизации в геологической среде по сейсмическим данным // Сб. трудов «Дегазация Земли и генезис нефтяных месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кропоткина. М.: ГЕОС, 2011. С. 276–301.
14. Ребецкий Ю.Л. Об одном новом источнике энергии тектонических процессов // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1, вып 21. С. 132–137.
15. Семашев Р.Г., Кузьминов В.А., Салина Л.С. О гидродинамических особенностях формирования палеозойских залежей Новопортовского ГКНМ // Нефтегазовая гидрогеология на современном этапе (теоретические проблемы, региональные модели, практические вопросы). М.: ГЕОС, 2007. С. 241–257.
16. Сничак В.В., Захарова О.К. Оценка глубинных температур в геотермальной области Сульц-су-Форе, Франция, по данным магнитотеллурических зондирований // Геофизика. 2011. № 1. С. 54–60.

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова¹

Источники диститовых цирконов в девонских — юрских песчаниках Новосибирских островов: возможные варианты палеотектонической реконструкции

В пределах архипелага Новосибирские острова обсуждаемые в докладе средне-верхнепалеозойские и раннемезозойские осадочные породы обнажены только на островах Котельном и Бельковском (острова Анжу). Оба острова часто включают в так называемый Котельный террейн. Обсуждаются две точки зрения на его происхождение. 1) На протяжении палеозоя и раннего мезозоя террейн был отделен океаническим бассейном от Сибири. Он столкнулся с Сибирью в конце юры — начале мела в процессе раскрытия Амеразийской котловины [напр. 1]. 2) По меньшей мере с раннего кембрия террейн входил в состав Сибирского кон-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тинента [2 и ссылки в этой работе]. Авторы разделяют вторую точку зрения и считают, что острова Анжу лежат на продолжении Южно-Таймырской зоны [3, 4]. В докладе рассмотрен еще один критерий для решения этого спорного вопроса: результаты датирования дегритовых цирконов из верхнедевонских (фамен), нижнекаменноугольных (визе), пермских, верхнетриасовых (карний) и нижнеюрских песчаников Новосибирских островов. Одна из главных геологических черт Южно-Таймырской зоны — среднекаменноугольный — пермский бассейн форланда, возникший как реакция на Северо-Таймырскую орогению. Аналоги такого бассейна мы рассчитывали найти на наших островах. Южно-Таймырский бассейн отчетливо идентифицируется по специальному распределению возрастов дегритовых цирконов: существенная их доля имеет позднепалеозойский возраст, и поступила в бассейн с Северотаймырского орогена [5]. Так как у нас есть, благодаря последней цитируемой работе, материал для сопоставления, мы максимальное внимание уделили именно пермским отложениям разных фациальных зон островов Анжу (три образца). Остальные перечисленные уровни представлены одним образцом каждый.

Дегритовыми цирконами охарактеризован разрез в интервале верхний девон — нижняя юра. Более низкие горизонты разреза на островах Анжу представлены карбонатными породами с подчиненным количеством аргиллитов и не содержат песчаников, пригодных для выделения дегритовых цирконов. На протяжении обсуждаемого интервала времени произошли по меньшей мере два тектонических события, которые повлияли существенным образом на характеристику питающих провинций. Рифтогенез, начавшийся на границе среднего и позднего девона, привел к возникновению обширной суши в центральной и северо-восточной частях о. Котельный, которая, вероятно, простиралась и дальше к северо-востоку [6]. Существенная часть разреза верхнего девона сложена силицикластическими песчаниками, источники которых лежали за пределами о. Котельный. Нижнекаменноугольные отложения представлены известняками и глинистыми породами. Только в конце раннего карбона начали накапливаться песчаники, свидетельствующие о появлении нового источника кластики, которым очевидно явился Северотаймырский ороген. Аналогичная смена характера осадконакопления проявилась по всеместно на востоке Сибири и на Таймыре и отвечает началу накопления верхоянского комплекса. В триасе, после этапа пенепленизации, осуществился рифтогенез и дифференциация рельефа. Большая часть о. Котельный, по-видимому, представляла собой подводную банку, в то время как сброс кластики со стороны обновленного Северотаймырского орогена осуществлялся вдоль обрамляющих банку прогибов. Триасовые

песчаники найдены нами только в самой восточной части острова Котельный.

Данные о направление транспортировки осадка есть только для о. Бельковский: для верхнего девона (транспорт осуществлялся с северо-востока) и для среднего карбона-перми (с севера — северо-востока). Эти данные можно распространить и на о. Котельный, где они подтверждаются фациальной зональностью [6]. Судя по составу кластики, возрастам детритовых цирконов (см. ниже) и общей палеогеографии [7], мы предполагаем, что и в раннем мезозое направление транспорта осадка было аналогичным.

В пермских и более молодых песчаниках выделяется обособленная популяция позднепалеозойских цирконов (330-250 млн лет), которая несомненно связана с Северотаймырской — Уральской орогенией. В этой же серии образцов (не во всех отчетливо) присутствует популяция 400-330 млн лет, источник которой менее однозначный. Нижнепалеозойская популяция (510-480 млн лет) присутствует во всех образцах, и иногда это самый отчетливый кластер. Предположительно он связан с внутриплитным магматизмом, проявившимся на Северной Земле. Следующий более древний кластер 650-530 млн лет в некоторых случаях сливаются с предыдущим. Он включает в себя события, соответствующие по возрасту Тиманской орогении, а также вероятно, какие-то более древние события. Мезопротерозойские и ранненеопротерозойские цирконы многочисленны только в девонском и визейском образцах. Первичным источником таких цирконов могла быть только Балтика.

Описанное распределение цирконов в разновозрастных отложениях Новосибирских островов вполне согласуется с первым вариантом реконструкции: континентальный блок Новосибирских островов в среднем палеозое — раннем мезозое примыкал к Балтике, а именно, к Баренции. Позднепалеозойские цирконы могли быть транспортированы с Уральского орогена.

Если предполагать, как это делаем мы, что континентальный блок Новосибирских островов примыкал к Сибири, то вырисовывается парадоксальная ситуация. До начала Северотаймырской коллизии, то есть тогда, когда Сибирь и Балтика были разделены океаном, в отложениях островов преобладают цирконы балтийского происхождения. После коллизии, когда Сибирь и Балтика соединились, подобные цирконы полностью или частично исчезают из осадков. Один из возможных способов объяснить парадокс — принять, что неопротерозойские (в том числе эдиакарские) и мезопротерозойские цирконы целиком переотложены из более древних отложений. Это вполне согласуется с тектонической ситуацией в позднем девоне-карбоне: рифтогенез, осушение и размыв

значительной части платформы, выведение в область эрозии раннепалеозойских песчаников. Аналогичные возрастные популяции мы обнаружили в кембрийских и ордовикских песчаниках о. Беннетта [8]. Там они действительно получены с Балтикой, которая в раннем палеозое, как мы предполагаем, соединялась с Сибирью.

Таким образом, допускаются два варианта интерпретации. 1) Новосибирские острова в палеозое и раннем мезозое располагались далеко от Сибири и контактировали с Балтикой, примыкая к ней со стороны Баренцева. Это может объяснить распределение возрастов дегритовых цирконов во всех образцах. Такая интерпретацию не является единственно возможной. Например, Южный Таймыр, где наблюдаются аналогичные распределения возрастов циркона, никак не может быть помещен в такую позицию, а по геологическим данным острова Анжу представляют собой продолжение Южно-Таймырской зоны. Отсюда вытекает вторая опция. 2) Новосибирские острова на протяжении палеозоя и раннего мезозоя были причленены к Сибири. Балтийские цирконы в девонском и раннекаменноугольном образцах являются переотложенными из раннепалеозойских отложений. Позднепалеозойские цирконы происходят из Северо-Таймырского орогена. Снос обломочного материала осуществлялся с северо-востока, чем объясняется отсутствие в отложениях собственно Сибирских цирконов.

Литература

1. Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M. Plate Kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician / Miller E.L., Grantz A., Klempener S.L. (eds.) // Tectonic Evolution of the Bering Shelf - Chukchi Sea - Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geological Society of America, Special Paper. 2002. V. 360. P. 333–358.
2. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Коровников И.В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские о-ва) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22, № 4. С. 3-28.
3. Kuzmichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian islands: constraints for East Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // Journal of the Geological Society of London. 2007. V. 164. P. 959–968.
4. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea? Implications for the Amerasian Basin origin // Tectono-physics. 2009. V. 463. P. 86–108.
5. Zhang X., Omma J., Pease V., Scott R. Provenance study of late Paleozoic-Mesozoic sandstones from the Taimyr Peninsula, Arctic Russia / Schmidt (ed) // Sedimentary Basins and Orogenic Belts. Geosciences. 2013. V. 3. P. 502-527.

6. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. 2014. № 5. С. 54–80.

7. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E. Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of north-western Pangea // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 1631-1645.

8. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Геологическая история Новосибирских островов в ордовике (настоящий сборник).

А.В. Латышев^{1,2}, Д.О. Кушлевич², И.В. Федюкин¹

Вековые вариации геомагнитного поля в голоценовых лавовых потоках вулкана Ключевской, Камчатка

Исследование вековых вариаций геомагнитного поля имеет большое значение для понимания процессов, происходящих в жидким внешнем ядре Земли и построения моделей магнитного геодинамо. Кроме того, результаты, полученные при изучении вековых вариаций, могут быть использованы для региональных геологических корреляций. Вековые вариации геомагнитного поля последних четырех столетий изучены относительно хорошо путем прямых наблюдений, в то время как для более древних эпох используются определения, получаемые косвенно на основании исследования геологических и археологических объектов. В последние годы для геомагнитного поля позднего голоцена активно разрабатываются математические модели, основанные на компиляции данных по лавовым потокам, озерным осадкам и археологическим объектам (например, [1, 2]). Тем не менее, надежность таких моделей остается недостаточной из-за неравномерного распределения данных по поверхности Земли.

Лавовые потоки представляют отличный инструмент для исследования вековых вариаций, поскольку при остывании потока магнитные минералы, содержащиеся в лаве, записывают мгновенную в геологическом смысле информацию о состоянии магнитного поля. Нами были исследованы 11 позднеголоценовых базальтовых потоков восточного склона

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

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия

вулкана Ключевской, соответствующих 7 различным стратиграфическим уровням в течение последних 4000 тысяч лет. Возраст потоков определен по сопоставлению с почвенно-пирокластическим чехлом. Для каждого потока были получены значения угловых элементов геомагнитного поля. Исследование датированных лавовых потоков других вулканов Камчатки в перспективе может дать достаточную информацию для построения опорной кривой вековых вариаций для позднего голоцена Камчатки. Полученные данные вносят важный вклад в построение мировых моделей вековых вариаций и особенно цепны для определения недипольных компонент геомагнитного поля. Кроме того, в перспективе полученные результаты можно использовать для датирования вулканических событий и корреляции разрезов разных вулканических районов в пределах Камчатки.

Литература

1. Korte M., Constable C., Donadini F., Holme R. Reconstructing the Holocene geomagnetic field // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. V. 312. P. 497-505.
2. Donadini F., Korte M., Constable C. Geomagnetic field for 0–3 ka: 1. New data sets for global modeling // Geochem. Geophys. Geosyst. 2009. V. 10. Q06007. doi:10.1029/2008GC002295.

Г.Л. Лейченков¹, Ю.Б. Гусева², В.В. Гандюхин²

Ранняя история распада Гондваны по результатам исследований в Антарктике

В 2011 и 2013 гг. Полярная морская геологоразведочная экспедиция выполнила комплексные геофизические исследования в южной (антарктической) части Атлантического океана (моря Уэдделла и Лазарева). Отличительной особенностью этого района является развитие мощных (более 5 км) вулканических комплексов на континентальной окраине, кото-

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга (ФГУП «ВНИИОкеангеология» им. И.С. Грамберга), Санкт-Петербург, Россия

² Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ФГУНПП «ПМГРЭ»), Санкт-Петербург, Россия

рые протягиваются вдоль побережья (шельфа и континентального склона) более чем на 1000 км. Вулканические комплексы сформировались на этапе рифтогенеза между Африкой и Антарктидой. Океаническая часть района исследований характеризуется обилием вулканических построек, наиболее крупные из которых - хребет Астрид (море Рисер-Ларсена), поднятие Мод (море Лазарева) и плато Эксплора (море Ужэдделла). В результате выполненных исследований получена новая информация о строении вулканических комплексов, положении границы между корой континентального и океанического типов земной коры, геометрии океанического спрединга, ранних этапах распада Гондваны.

Одной из главных задач исследований являлось определение границы между корой континентального и океанического типов. На основании интерпретации всех имеющихся данных установлено, что эта граница располагается в подножии линейных поднятий акустического фундамента, ограничивающих со стороны океана распространение вулканического комплекса. Поднятия характеризуются крутым падением внешнего склона. На большей части изученной акватории простирание границы континент-океан в целом соответствует направлению (и лежит на продолжении) палетрансформных разломов имеющих СВ-ЮЗ простирание. Это может означать, что она частично имеет сдвиговую природу. Если это так, то образование поднятий, маркирующих границу континент-океан, могло быть связано с различными процессами, которые характерны для трансформных окраин: 1) сжатием, возникшим на начальной стадии раздвижения африканской и антарктической плит; 2) дифференцированным опусканием блоков земной коры (т.е. с более быстрым опусканием блоков по обе стороны он поднятия); 3) нагревом и воздыманием края континентальной литосферы сформировавшейся океанической литосферой; 4) магматизмом, который характерен для сдвигов с растяжением.

Ранняя история распада Гондваны. После объединения в единый материк в раннем кембрии, большая часть Гондваны сохраняла стабильное состояние до позднего карбона, когда в ее литосфере возникли растягивающие напряжения, которые привели к рифтогенезу и последующему распаду. Ранняя фаза рифтогенеза маркируются проявлением основного (интрузивного и эфузивного) магматизма в интервале времени 200–170 млн лет (с пиком его интенсивности около 180 млн лет назад) на сопряжённых территориях центральной Гондваны - в юго-западной Африке и Восточной Антарктике [1].

Пространственное распространение и геохимические особенности магматических пород позволили сделать вывод, что их происхождение связано с внедрением мантийного плутона Кару, который привел к разо-

греву верхней мантии Восточной Гондваны и создал дополнительный режим растяжения в литосфере за счет ее сводового воздымания [2]. В период рифтогенеза между Африкой и Антарктидой образовалась обширная вулканическая окраина, протягивающаяся от юго-восточной части моря Уэдделла до моря Рисер-Ларсена [3, 4].

После раскола Гондваны и раскрытия океанического бассейна (от ~160 до ~135 млн лет) Африка вместе с Южной Америкой и Фолклендским плато двигалась на север относительно Антарктиды с развитием сложного сочетания спрединговых центров и трансформных разломов в морях Рисер-Ларсена, Лазарева и Уэдделла (рис. 1А). Положение трансформных разломов в западной части Индийского океана и юго-восточной части Атлантического океана, хорошо проявленных в альтиметрических данных, указывает, что Мозамбикский хребет непосредственно примыкал к континентальной окраине Восточной Антарктиды в море Лазарева. Точный возраст Мозамбикского хребта остается неизвестным, но северная его часть, вероятно, сформировалась в ранний период океанического раскрытия (в конце средней – начале поздней юры) и наращивалась на юг в ходе дивергенции африканской и антарктической плит до середины нижнего мела [5].

Расхождение Восточной и Западной Гондваны (Южная Америка - Африка) и Восточной (Антарктида - о. Мадагаскар, Индия - Австралия - Новая Зеландия) происходило до раннемелового времени (около 135-130 млн лет назад), когда в результате реорганизации движения литосферных плит в Южном океане возникло тройное сочленение, связанное с раскрытием южной Атлантики, и образованием Антарктической, Африканской и Южно-американской плит (рис. 1Б).

Формирование океанической коры в условиях продолжавшегося апвеллинга горячей мантии (действия плюма Кару) сопровождалось более активным вулканизмом в пределах COX и внутриплитным магматизмом, следствием которого явилось образование океанических поднятий: плато Анденес и банки Поларштерн в море Уэдделла, поднятия Мод в море Лазарева, северной части хребта Астрид в море Рисер-Ларсена, а также Мозамбикского хребта и плато Агульяс вблизи юго-восточной Африки.

Поднятие Мод, имеющее преимущественную СВ-ЮЗ ориентировку образовалось (также же, как и северная часть хребта Астрид [6] при растяжении океанической коры в трансформном разломе (транстенсионный режим) под влиянием продолжавшего действовать мантийного плюма Кару.

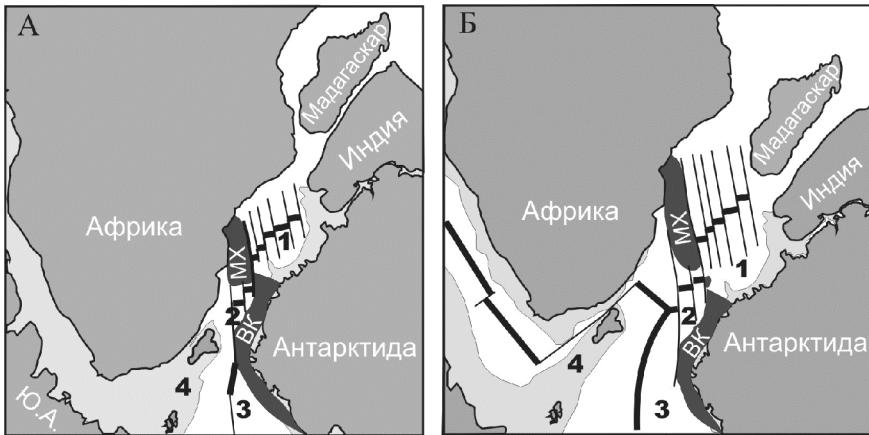


Рис. 1. Реконструкция Гондваны на время ~140 млн лет (А) и 130 млн лет (Б). Светло-серым цветом показаны континентальные окраины и морские плато; темно-серым цветом - крупные магматические образования. Цифрами обозначены: море Рисер-Ларсена (1), море Лазарева (2), море Уэдделла (3), Фолклендское плато (4). ЮА - Южная Америка, MX - Мозамбикский хребет, BK - вулканический комплекс

Литература

1. Duncan R.A., Hooper P.R., Rehacsek J. et al. The Timing and Duration of the Karoo Igneous Event, Southern Gondwana // *Journ. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 18127–18138.
2. White R., McKenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // *Journ. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 7685–7729.
3. Hinz K., Krause W. The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: seismic sequences, structural elements and geological development // *Geol. Jahrbuch.* 1982. Vol. E23. P. 17–41.
4. Leitchenkov G., Miller H., Zatzeppin E. Structure and Mesozoic evolution of the Eastern Weddell Sea, Antarctica: History of early Gondwana Break-up // *Weddell Sea Tectonics and Gondwana break-up / Storey B.C., King E.C., Livermore R.A. (Eds.). Geological Society, Special Publication, London.* 1996. Vol. 108. P. 175–190.
5. Leinweber V.T., Jokat W. The Jurassic history of the Africa-Antarctica corridor – new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins // *Tectonophysics.* 2012 Vol. 530-531. P. 87–101.
6. Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Griksurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N. Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies // *Mar. Geophys. Res.* 2008. Vol. 29. P. 135–158.

Эволюция магматизма некоторых подводных структур Тихого и Индийского океанов

В процессе выполнения морских геологических исследований нами изучались магматические образования ряда линейных структур, таких как Курильская островная дуга, сформированная на исходной континентальной коре, хребет Кюсю-Палау в Филиппинском море и Амрантская дуга в Индийском океане, заложившихся на океанической коре, магматизм которых существенно различается.

В составе Курильской островной системы выделяются три крупных структурных элемента: фронтальная область, Большая Курильская гряда и тыловая зона, примыкающую к Большой Курильской гряде в виде подводных вулканических хребтов со стороны Охотского моря. Фронтальная область включает тихоокеанский склон Курильской дуги в составе подводного хребта Витязя и островов Малой Курильской гряды. Она непосредственно граничит с Тихоокеанской плитой и в ее пределах на поверхность морского дна выходят породы фундамента всей островной системы. Имеющиеся изотопные данные палеогеновых вулканитов этого хребта указывают на участие древнего корового материала в магма-генерации. Величины двухстадийного модельного возраста, T_{DM2} варьируют в широких пределах, от нуля в базитах до 0.77 млрд лет в дацитах. Модельный возраст дает представление о времени поступления вещества из мантии или возраст протолита. Это может указывать на присутствие докембрийских пород в источнике кислых вулканитов Витязя [1].

В составе фундамента Курильской дуги выделяются ранне-позднемеловые (94, 112 млн лет) диориты, гранодиориты, граниты и сиениты на подводных горах Обручева и Вавилова в Охотском море, гранитоиды позднемелового комплекса (74, 78 млн лет), развитые на подводном хребте Витязя и представленные гранитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и сиенит-порфирами, а также эоценовые (49 млн лет) гранит-порфиры. Все они представляют собой гипабиссальные образования производные андезитовой магмы, которые обладают многими общими петрогохимическими чертами, такими как наличие отрицательной Та-Nb аномалии, соотношением Y-Nb и Rb-(Y+Nb), связанных с их формированиях на континентальной коре в геодинамических условиях становления островной дуги и коллизионных явлений, обусловленных напря-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

жением сжатия при погружении Тихоокеанской плиты под Азиатский континент. Наряду с этим они различаются параметрами общей щелочности, калиевости, концентрациями Rb, Sr, Ba, Cs, которые взрастают от более древних гранитов к молодым эоценовым породам, т.е. намечается гомодромная направленность магматизма от позднего мезозоя к палеогену [1].

Кайнозойские вулканические образованиям хребта Витязя подразделяются на палеоценовые, эоценовые, олигоценовые, миоценовые и плиоцен-плейстоценовые. За исключением последних все остальные породы несут следы субаэрального извержения и лишь плиоцен-плейстоценовые вулканиты образуют лавы с шаровой отдельностью и повышенной пористостью, которые указывают на близповерхностное подводное формирование. По показателям щелочности, калиевости, LILE последние существенно различаются между собой и подразделяются на толеитовые, известково-щелочные и субщелочные разновидности. Значения соотношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ колеблются от 0,74 и 0,84 в толеитовых разностях до 1,19 и 1,44 – в известково-щелочных и 2,32 и 3,73 – в субщелочных. Все три разновидности слагают одни и те же вулканические постройки. Их формирование происходило в результате дифференциации магматического расплава, проникающего по разломным зонам из мантийного источника со слабым обогащением расплава компонентами континентальной коры [2].

Хребет Кюсю-Палау в Филиппинском море протягивается в субмеридиональном направлении от острова Палау на расстояние более 2700 км и представляет собой систему подводных вулканических построек высотой до 3000 м. Он сформировался на исходно океанической коре. В его фундаменте установлены позднемезозойские метаморфические породы по своему исходному составу отвечающие океаническим толеитам. Согласно нашим морским исследованиям в пределах хребта Кюсю - Палау выделяются три типа вулканов: щитовые и стратовулканы конусообразной и куполообразной формы, каждый из которых отражает определенные геодинамические условия развития этого хребта [2]. Первые представляют собой платообразные поднятия, поверхности которых находятся на глубинах 3000-3500 м. Породы, слагающие щитовые вулканы представлены рядом от базальтов до Na трахитов. На южных вулканических постройках базальты отличаются преобладанием LREE над HREE. Значения отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ в них составляют 2,9-4,1 и 4,3-5,0 соответственно, в отличие от базальтов северной группы, спектр распределения REE в них практически не фракционирован: $(La/Sm)_N$ – 1,0-1,3 и $(La/Yb)_N$ – 0,8-1,3. И последние наиболее близки к толеитам океанических островов и поднятий или толеитам гавайского типа. Кону-

сообразные стратовулканы позднеэоцен-раннеолигоценового возраста (31,5 и 34,0 млн лет) сложены вулканитами ряда от базальтов до риодазитов и относятся к образованиям островодужного типа. Они также подразделяются на две группы. Северные постройки сложены базальтоидами с высокими концентрациями Rb (11-26 г/т) и низкими – Sr (96-129 г/т), Ba (22-47 г/т) и Zr (13-18 г/т), а также повышенными концентрациями HREE по сравнению с LREE. Значения отношений $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ в них составляют 0,38-0,39. Базальтоиды южных вулканов обладают более высокими концентрациями Sr (229-372 г/т), Ba (207-327 г/т) и Zr (24-48 г/т). Для них также характерно слабое фракционирование REE с накоплением LREE: $(La/Sm)_N$ – 2,16-2,69 и $(La/Yb)_N$ – 3,0-4,08. Эти особенности позволяют разделить базальтоиды конусообразных вулканов на толеитовую и известково-щелочную серии островных дуг.

Куполообразные стратовулканы позднеолигоцен-раннемиоценового возраста образуют отдельные возвышенности и короткие хребты и приурочены к поперечным разломным зонам, пересекающим хребет Кюсю-Палау. Вулканические породы формируют ряд от базальтов до K-Na трахитов. Базальты характеризуются высоким уровнем TiO_2 (1,46-2,17%), железистости (11,15-14,06%), щелочности (3,90-5,64%), Rb (13-19 г/т), Sr (378-404 г/т), Ba (109-222 г/т) и Zr (128-194 г/т). Для них характерно слабое фракционирование REE с накоплением LREE: $(La/Sm)_N$ – 1,8-3,14 и $(La/Yb)_N$ – 2,5-3,5. Хребет Кюсю-Палау заложился на океанической коре в позднемезозойское время и претерпел несколько различных по значимости и характеру приложения сил (растяжение и сжатие) этапов в своем развитии. Главным фактором формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный вулканализм (от мелового до позднемиоценового возраста и состава от океанических толеитов до известково-щелочных базальтоидов), который привел к наращиванию земной коры под хребтом, мощность которой достигает 15 км, в отличие от коры окружающих его котловин (4-6 км) [2].

Амирантская дуга расположена в западной экваториальной части Индийского океана в северно-западной части Маскаренского бассейна между островом Мадагаскар и Сейшельским микроконтинентом. Она обладает морфологическими признаками, характерными для островодужных систем Тихоокеанского типа: наличием дугообразного островного поднятия (собственно Амирантский хребет, вытянутый в меридиональном направлении на 500 км) с одноименным желобом, выдвинутым в сторону Сомалийской котловины и задуговым бассейном (Амирантской котловиной), но отличается от них ассейсмичностью, отсутствием аккреционной призмы перед фронтом дуги и составом пород магмати-

ческого фундамента, обладающих геохимическими чертами базитов срединно-океанических хребтов [3].

Хребет подразделяется на три блока: Северный, Центральный и Южный, в строении которых выделяется магматический фундамент перекрытый вулканогенно-осадочной толщой. В Северном и Центральном блоках он сложен в основном шаровыми лавами клинопироксен-плагиоклазовых базальтов, вкрашенники в которых представлены плагиоклазом An_{63-87} и авгитом, а основная масса содержит редкие микролиты клинопироксена и плагиоклаза. В виде единичных обломков подняты двупироксен-плагиоклазовые базальты и оливин-ортопироксеновая бесполевошпатовая вулканическая порода, которые сходны с продуктами инициального островодужного магматизма.

В строении магматического фундамента Южного блока преобладают plutонические породы. В разрезе нижней его части наблюдаются массивные и кумулятивные габбро-нориты и клинопироксеновые, клинопироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро, которые вверх по разрезу сменяются долеритами и мелкозернистыми габбро, выше которых появляются порфировые клинопироксен-плагиоклазовые базальты.

Все магматические породы Амирантской дуги характеризуются низкими концентрациями K_2O (0,12-0,37%), Rb (3-22 г/т), Ba (15-30), Sr (60-138). На диаграммах TiO_2 - FeO/MgO ; FeO - FeO/MgO фигуротивные точки магматических пород располагаются вдоль тренда океанических толеитов, а на диаграмме AFM они локализуются в поле толеитов Индийского океана. Значения REE характеризуются деплетированным спектром распределения легких лантаноидов: $(La/Sm)_N=0.43-0.80$; $(La/Yb)_N=0.38-1.00$, что аналогично спектру распределения РЗЭ толеитов срединно-океанических хребтов. Полученные нами данные о составе магматических пород Амирантской дуги, позволили нам отнести ее к особому типу морских структур - невулканических (амагматичных) хребтов, образование которых, вероятно, произошло путем скучивания океанической коры в процессе рифтогенеза и формирования спрединговых хребтов в Индийском океане в позднем мелу - кайнозое.

Новые геохимические данные позволили уточнить тип и характер различных этапов магматизма в этих структурах, проследить его эволюцию от начальных этапов до его завершения, установить магматические источники и геодинамические режимы магмагенерации. Установлены также существенные региональные различия рассмотренных хребтов, связанные, главным образом, с разным типом земной коры, которая была вовлечена в основные тектономагматические события и участвовала в генерации магматических расплавов.

Литература

1. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Геохимия гранитоидов фундамента Курильской островодужной системы // Геохимия. 2014. № 8. С. 675-688.
2. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18, № 6. С. 649-670.
3. Тарапин И.А., Леликов Е.П. Амирантская дуга в Индийском океане: данные об инициальном островодужном магматизме // Петрология. 2000. Т. 8, № 1. С. 59-73.

М.Г. Леонов¹

Транскоровые безофиолитовые сутуры и их роль в строении и эволюции подвижных поясов

Введение. Среди транскоровых линейных структур (глубинных и трансформных разломов, линеаментов, сутур, региональных сдвигов и пр.) выделяются узкие (первые километры) и протяженные (до нескольких сотен и тысяч километров) зоны с очень сложной внутренней тектонической структурой, интенсивной вещественной переработкой горных масс и своеобразным «клиповым» рельефом. Они играют существенную роль в структуре земной коры, определяя ее внутреннюю делимость и являясь зонами аккомодации (буфера) между разными по природе фрагментами земной коры. Даже сама протяженность таких шов (сотни и тысячи километров) свидетельствует об их значимости. Известны тектонические швы, к которым приурочены выходы пород офиолитовой ассоциации – они отражают взаимодействие в системе «палеоокеан-континент» или внутриокеанические коллизии. Но существуют сутуры, для которых породы офиолитовой ассоциации не характерны, – они свойственны внутрив плитным обстановкам с корой континентального или переходного типов. В работе приведено описание и сравнительная характеристика Пьениннского утесового пояса (Карпаты), Альпийско-Кавказского трансрегионального надвига и Главного Монгольского линеамента – протяженных трансрегиональных линейных структур, яв-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ляющихся одними из основных тектонических элементов земной коры подвижных поясов Евразии.

Пьенинский утесовый пояс. Пьенинский пояс - один из главных тектонических элементов Карпатского горного сооружения. Образуя выгнутую к северу дугу, он тянется в общекарпатском направлении почти на 900 км от окрестностей Вены на западе до Мармарошского массива на востоке, сохраняя на всем протяжении очень незначительную (от 2-х до 20 км) ширину. Сведения по геологии пояса содержаться в многочисленных работах (бидл. см. в [Леонов М., 1978]. Зона Пьенинских утесов сложена рыхлыми песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями верхнего мела – палеогена («осадочная оболочка» утесов), среди которых расположены выделяющиеся в рельфе, тектонически разобщенные и хаотически расположенные фрагменты (чешуи, глыбы, блоки) плотных кремнисто-карбонатных пород юрского и нижнемелового возраста («утесовые серии»), формирующие «клиповый» рельеф. Породы осадочной оболочки смяты в складки, сжатые до изоклинальных, с субвертикально и круто наклонными осевыми плоскостями и сорванными крыльями, иногда имеющие хаотический облик. Пластичные породы «оболочки» рассланцованны и покрыты на плоскостях сланцеватости зеркалами скольжения. Пласти компетентных пород (песчаников, кремней) разлинованы, будинированы, закручены. «Утесы» образуют несколько рядов соприкасающихся, надвинутых друг на друга и перекрывающих друг друга тектонических линз, блоков, чешуй и покровов. Внутренняя структура свидетельствует об интенсивном тектоническом скучивании пород, а также о хрупко-пластическом продольном к оси пояса тектоническом их течении, в совокупности отражающих условия транспрессии.

Пьенинский утесовый пояс является элементом Карпатской структурной петли, и его эволюция неразрывно связана со становлением Карпатского сооружения в целом. Установлено (бидл. см. [1, 2]), что, Пьенинский пояс сформирован из отложений глубоководного и широкого палеобассейна, ограниченного с севера и с юга мелководными линейно вытянутыми поднятиями. Палеомагнитные исследования показывают [1], что в процессе тектонической эволюции горные массы региона, в том числе и Пьенинского бассейна, были перемещены в пространстве, изогнуты и выжаты в виде горизонтальной сигмоиды к северу. Этап сжатия и покровообразования начался на пространстве Внутренних Карпат в середине мела; в маастрихте – раннем палеогене сжатие проявилось в пограничной области Внутренних Карпат и Пьенинского бассейна. Возникновение Карпатской петли приходится на интервал палеоген – ранний миоцен, а главные деформации - на конец этого этапа. Из-

гибание Карпатской дуги сопровождается поперечным сжатием и удлинением, что стимулирует продольное тектоническое течение горных масс. Деформация продолжается и в новейшее время, когда происходит формирование рельефа и оформление современного облика Пьенинского пояса.

Альпийско-Кавказский трансрегиональный надвиг. Структурные ограничения Альпийско-Гималайского подвижного пояса почти на всем протяжении представлены зонами разломных нарушений: системами шарьяжно-надвиговых структур или (реже) - зонами нарушений со взбросо-сдвиговой кинематикой. На отдельных отрезках граница не имеет разломной природы, и отложения альпийской молассы могут залегать на образованиях форланда стратиграфически. Но в масштабе пояса можно говорить о шарьяжно-надвиговой природе его границ. Строение граничных участков на разных отрезках различно по морфологии, типу и времени оформления. На одних участках трансрегиональный надвиг совпадает с границей пояса, на других – откатывается в более тыловые части пояса, или образует две и более дихотомирующие ветви. Наиболее информативны в излагаемом контексте зона надвига Динь-Барле (Зап. Альпы), район Хабкерн (Швейцарские Альпы), зона надвига Южного склона Большого Кавказа. На всех участках – это зоны покровно-надвиговых структур и приуроченных к ним огромных масс тектоногравитационных микститов – мегабрекчий хаотического строения, придающих области их распространения линзовидно-блоковую морфоструктуру и своеобразный рельеф, сходные с таковыми Пьенинского пояса. Сходство тектонической позиции микститов, идентичность их строения и палеотектонической природы, одинаковые морфоструктура и время проявления тектонических движений (поздний эоцен – ранний олигоцен), приведших к возникновению этого своеобразного комплекса пород на протяженных отрезках северной границы Альпид – все свидетельствует о существовании единого гигантского тектонического шва, который суммарно достигает протяженности более чем 10000 км. Возникновение этой сутурной зоны связано с постепенной деградацией флишевых бассейнов, объемной дезинтеграцией надвигающихся с юга внутренних тектонических покровов, образованием огромных свалов грубокластического материала и последующего его выжимания по системе надвигов (на Кавказе – ретронадвигов) в более верхние структурные горизонты подвижного пояса. Сдвиговая составляющая в зонах этих надвиговых систем либо отсутствует, либо минимальна.

Главный Монгольский линеамент (ГМЛ). ГМЛ является одной из основных структурных линий Центрально-Азиатского подвижного пояса, определяет многие черты его развития и контролирует проявление

тектонических, магматических и седиментационных процессов (Библ. см. в [3]). ГМЛ в виде пологой субширотной дуги протягивается через территорию Монголии более чем 2,5 тыс. километров и в западной и центральной частях орографически соответствует Монгольскому и Гобийскому Алтаю и цепочке массивов Вост. Монголии. Зона линеамента представляет собой сгущение субширотных сдвигов и взбросо-сдвигов, образующих две ветви: северную и южную, которые то расходятся, то сливаются воедино. Наиболее изучен отрезок линеамента, соответствующий системе хребтов Гурбан-Богдо в Гобийском Алтае. Это узкая (0–30 км) и протяженная (\approx 250 км) прерывистая полоса кулисно расположенных выходов палеозойского фундамента (горные массивы), обрамленных отложениями мезозойско-кайнозойского чехла (долинные участки). ГМЛ является областью концентрации разломов (сдвигов и взбросо-сдвигов), пликативных и дизъюнктивных деформаций, морфологических аномалий. Характерны линзовидно-ленточные структуры, сложенные тектонически обособленными блоками-ромбоэдрами различного размера, которые разделены или разломами, или катаkläзированной основной массой – тектоническими меланжами. Образование подобного структурного ансамбля характерно для линейных зон сдвигового течения. В общий сдвиговый парагенез вписаны кристаллические прорузыи гранитов и ультрабазитов. ГМЛ возник в период внутриплитной активизации на месте ранее сформированного структурного шва, который вошел в состав единого консолидированного слоя эпикаледонско-герцинской платформы. Его линзовидно-глыбовая структура сформирована поэтапно в течение мезозоя и кайнозоя по породам палеозойского фундамента и почти не затрагивает чехольных образований. Характерно объемное тектоническое брекчирование разного масштаба и практически полное отсутствие грубокластических микститов нетектонического генезиса. В отличии от ранее описанных структурных швов, формирование ГМЛ на плитном этапе происходило без сокращения геологического пространства, без значимого сближения ограничивающих его эпикаледонского и эпигерцинского доменов. ГМЛ возник на месте зоны межрегионального сдвига, как проекция палеозойского аккреционного шва. Развивался ГМЛ по иному сценарию, чем шов палеозойский, становление которого было связано со значительными латеральными сокращением океанического пространства на герцинском этапе тектогенеза. Морфоструктура ГМЛ возникла в результате объемного сдвигового течения горных масс и прорузыивного процесса в условиях левосдвиговой трансгрессии.

Заключение. Описанные выше структуры относятся к категории трансрегиональных зон концентрированной деформации и играют су-

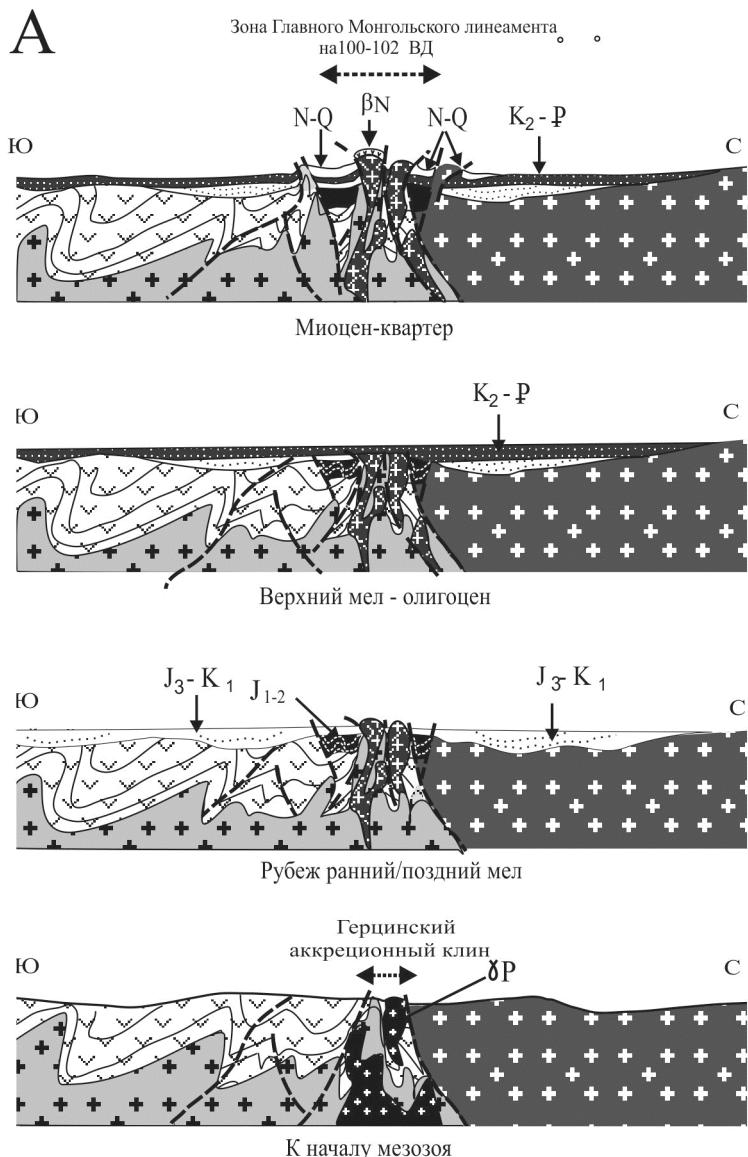
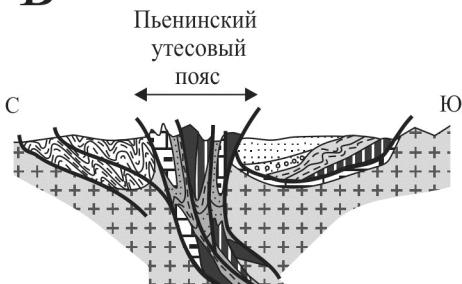


Рис. Палеогеодинамическая эволюция Главного Монгольского линеамента (А) и Пьенинского утесового пояса (Б)

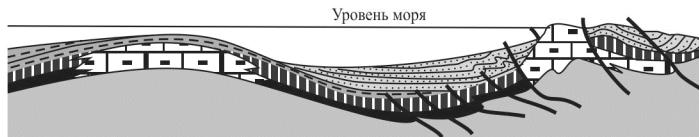
Б



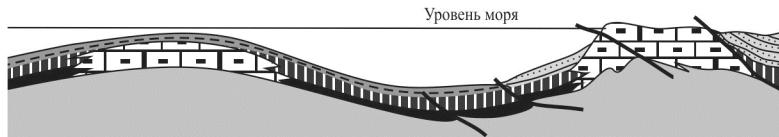
В настоящее время



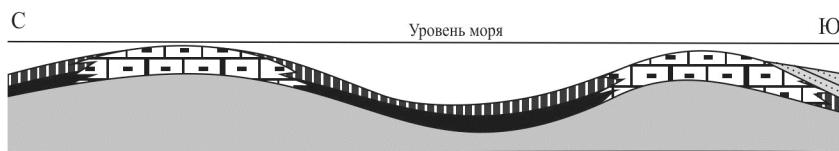
К началу палеогена



В сантоне



К концу сезона



К концу альба

Рис. Окончание

щественную роль в тектонической архитектуре земной коры Евразии. При сходстве внешних очертаний, морфологии, внутреннего строения, элементов кинематики, они различны по набору слагающих формаций, исходной палеогеодинамической ситуации, механизму формирования, положению в общей структуре Евразийского континента (рисунок). Это явление необходимо учитывать, ибо игнорирование его может привести к ошибочно-универсальному толкованию условий и механизма формирования существенно различных геологических объектов, хотя и объединенных общностью морфоструктурного облика.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН № 10 и Гранта РФФИ 13-05-00298.

Литература

1. Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли // Геотектоника. 1984. № 3. С. 17-31.
2. Леонов М.Г. Палеотектоническая эволюция Пьенинского утесового пояса (Карпаты) // Проблемы стратиграфии и исторической геологии / Ред. Е.Е. Милановский. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 104-115.
3. Пржиялговский Е.С., Леонов М.Г., Лаврушина Е.В. Гранитные прорези в структуре зон внутриплитной активизации (Южная Монголия) // Геотектоника. 2014.

**Е.Ф. Летникова^{1,2}, Н.И. Писарева¹, И.А. Вишневская¹,
Д.П. Назарова³**

Позднедокембрийские осадочные бассейны Дзабханского микроконтинента: различия в обстановках накопления и источниках сноса

Одним из наиболее крупных микроконтинентов в пределах Палеоазиатского океана является Дзабханский континентальный блок (Западная Монголия). В его составе выделяют докембрийский Байдарикский

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

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

блок, представленный архейскими и протерозойскими кристаллическими образованиями фундамента – байдарагинским комплексом с модельным возрастом 3,1–3,3 млрд лет и возрастом гранулитового метаморфизма 2664 ± 15 млн лет (U-Pb метод по цирконам) и бумбугерским комплексом с модельным возрастом 3,0–3,1 млрд лет и возрастом гранулитового метаморфизма 2364 ± 6 млн лет (U-Pb метод по цирконам) [1]. Кристаллические образования фундамента несогласно перекрывает рифейский чехол, представленный ульдзитгольской свитой, в состав которой входят преимущественно песчаники, известняки и доломиты. В этих породах проявлен региональный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев. В венд-кембрийское время Дзабханский микроконтинент благоприятен для активного карбонатонакопления в пределах его шельфа. Отложения чехла представлены последовательностью морских отложений (снизу вверх) – цаганоломской и баянгольской свитами, залегающих с угловым несогласием на вулканогенно-осадочной дзабханской серии верхнего рифея. Возраст пород дзабханской серии 805–770 млн лет, U-Pb по цирконам [2]. В основании цаганоломской свиты залегают тиллиты с возрастом надтиллитовых известняков 632 ± 14 млн лет [3].

Терригенные породы ульдзитгольской свиты представлены преимущественно зелеными сланцами. Субстратом для этих метаморфических образований послужили аркозы, глинистые породы и вакки. На основе петрохимических особенностей среди глинистых пород была выделена базитовая пирокластика. Геохимические особенности (K_2O/Al_2O_3 менее 0,3) и преобладание в первичном субстрате иллита указывают на рециклированный тип этих отложений, т.е. эти осадочные породы образовались в результате переотложения более древнего осадочного материала, образовавшегося в результате разрушения пород кислого состава. Источники сноса для осадочных пород ульдзитгольской свиты формировались во внутренних континентальных обстановках и обстановках пассивной континентальной окраины. С целью более корректной оценки вероятных источников сноса был исследован изотопный состав Sm и Nd терригенных пород ульдзитгольской свиты. Для туффитов и глинистых сланцев ульдзитгольской свиты наблюдаются наиболее высокие значения ϵ_{Nd} -1,4... -2,1 и -6,2, соответственно. Модельный возраст этих отложений для пирокластических пород составляет 1,6–1,7 млрд лет и 2,0 млрд лет для глинистых сланцев. Следует отметить, что выделенные ранее на основе геохимических характеристик из группы глинистых сланцев туффиты имеют наиболее молодой модельный возраст среди рассмотренных отложений.

Вакки и аркозы этой свиты содержат значительно меньшие концентрации Sm и Nd и более низкие значения ϵ_{Nd} от -11 до -14, свидетельствующие о

вующие о вкладе древнекорового материала. Исследованные терригенные породы не имеют существенных вариаций изотопных параметров, что свидетельствует о едином источнике сноса для них с модельным возрастом не моложе 2,4–2,6 млрд лет. Это является свидетельством того, что в области эрозии преобладали позднеархейские и раннепротерозойские породы древней континентальной коры. Однотипности в распределении РЗЭ в терригенных отложениях этой свиты и метаморфических породах байдарагского и бумбугерского комплексов Байдарикского континентального блока указывает на то, что именно они являлись основными источниками сноса. Вместе с тем, более молодой модельный возраст песчаников ульзитгольской свиты относительно древних кристаллических образований этого метаморфического комплекса, указывает на вклад более молодого корового материала при формировании этих осадков. Наиболее вероятными источниками являются граниты, сформированные в пределах этого блока менее 2 млрд лет назад с модельными возрастами 2,5–2,3 млрд лет [1]. Снижение модельного возраста до 1,6–1,7 млрд лет в туффитах обусловлено вовлечением ювенильного базитового источника и его существенным вкладом при формировании этих пирокластических пород.

Таким образом, основным источником сноса для отложений ульзитгольской свиты послужили породы байдарагинской и бумбугерской свит и более молодые граниты Байдарикского метаморфического комплекса. Локальным источником поступления материала для основных туффитов из верхней части свиты стали ювенильные породы андезитового состава, вероятней всего, энсиматической островной дуги.

В результате многолетних международных исследований в Западной Монголии установлен наиболее полный разрез вендской системы Азии, представленный непрерывной последовательностью морских отложений (снизу вверх) – тайширской, цаганоломской и баянгольской свит. Венд-кембрийские отложения Дзабханского микроконтинента представляют собой единую осадочную последовательность. При этом терригенные разности свит представлены вакками, аркозами и в подчиненном количестве лититами и субаркозами. Следует отметить, что цаганоломские песчаники имеют существенную калиевую специфику, а баянгольские – натровую. Это обусловлено различными источниками поступления обломочного материала в бассейн седиментации.

Терригенные породы цаганоломской свиты образовались за счет переотложения (рециклинга) более древних осадочных пород, образовавшихся, в свою очередь, в результате разрушения пород гранитного состава. Отложения баянгольской свиты являются осадками первого цикла и имеют большее разнообразие в составе источников сноса, которые

представлены породами от гранитоидов до андезитов. Обломочный материал для цаганоломской свиты поступал в бассейн седиментации в результате эрозии кристаллических образований фундамента Дзабханско-го микроконтинента. Терригенные отложения баянгольской свиты образовались в результате разрушения вулканитов энсматических и, в меньшей мере, энсиалических островных дуг.

Различия в источниках сноса мы находим и при изучении Sm-Nd изотопных характеристик венд-кембрийских отложений чехла Дзабханского континентального блока. Песчаники цаганоломской свиты имеют модельный возраст 1,6–2,2 млрд лет и ϵ_{Nd} от -6 до -11, указывая на входления в состав питающих провинций как пород древней континентальной коры, так и неопротерозойских магматических пород кислого состава с более радиогенным неодимом, например щелочных гранитов Дзабханского массива [4]. Терригенные отложения баянгольской свиты характеризуются мезопротерозойским модельным возрастом источников сноса – 1,1–1,3 млрд лет и положительными значениями $\epsilon_{\text{Nd}} +1,9 - +7$. Близкие значения возраста и изотопные характеристики Nd установлены для позднерифейских пород Дзабхан-Мандалского блока - Nd-модельного возраста в интервале 1.1–1.4 млрд лет при $\epsilon_{\text{Nd(T)}} +1.9...+5.5$. Данный блок представляет собой позднерифейскую ювенальную континнетальную кору [5].

В пределах единого осадочного бассейна, который предполагался при накоплении отложений цаганоломской и баянгольской свит, невозможна столь кардинальная смена источников сноса без тектонических перестроек. Поэтому терригенные отложения ульзитгольской и цаганоломской свит накапливались в пределах Дзабханского континентального блока и сформировались в результате рециклинга терригенных отложений, образовавшихся за счет разрушения гранитоидов. Это свидетельствует о существовании в позднем докембрии стабильного пассивного тектонического режима на протяжении длительного времени в пределах древнего континентального блока.

Накопление терригенных пород баянгольской свиты, после перерыва в седиментации, происходило в обширном осадочном бассейне, выходящим за пределы древнего континентального Дзабханского блока. Источниками сноса послужили только позднерифейские образования ювенильной коры Дзабхан-Мандалского блока без вклада древнего корового материала. Этот сценарий возможен в том случае, если породы баянгольской свиты не связаны с отложениями докембрийского чехла Дзабханского микроконтинента, а являются «перекрывающими» отложениями, фиксирующими завершение аккреционного события в раннем кембрии. При этом произошла амальгамация Дзабханского континнеталь-

ного блока и блока (-ов) позднерифейской ювенильной коры ЦАСП, где отложения баянгольской свиты перекрывают фундамент вновь образованного составного террейна. Таким образом, отложения цаганоломской и баянкольской свит накапливались в различных осадочных бассейнах и не могут представлять собой единый осадочный комплекс.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ гранты 12-05-00569, 14-05-31013 мол _а, 13-05-12025-офи _м.

Литература

1. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрая Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 3-24.

2. Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 306-320.

3. Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Горюхов И.М., Летникова Е.Ф., Горюховский Б.М. U-Pb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской Цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20, № 6. С. 28-40.

4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценки времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН. 2008. Т. 420, № 3. С. 375-381.

5. Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Лыхин Д.А., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Фугзан М.М., Эрдэнэжаргал Ч. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd-изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22, № 5. С. 516-545.

Новые особенности строения юга СЗ плиты Пацифики

В последние годы в ИМГиГ ДВО РАН автором проведена геологическая интерпретация материалов НСП института, профиля МОГТ 1 и бурения на СЗ плите Пацифики [1-4 и др.]. Показано, что ее структура в основном связана с дивергентным срывом слоев 1-4 в неогене-квартере. Срыв происходит по кровле слоя 5 (автохтон) в обе стороны от рифтограбенов краевого вала и поднятий зоны разлома Хоккайдо и продолжается в настоящее время. Он сопровождается расчешуиванием аллохтона и «холодным» магматическим диапризмом (протрузии гранитов?), формирующих кусты, цепи и одиночные, одно- и многокупольные конические горы и абиссальные холмы. Существенны мелкофокусная сейсмичность и региональная газо- и возможно нефтенасыщенность осадочно-траппового разреза слоев 1, 2. Во фронте восточного аллохтона находится блоковая мегамоноклиналь Шатского. В платформенной стратиграфии СЗ плиты идентифицированы неоген-четвертичные фации молодой Пацифики в слое 1 (осадки фанов каньонов на краевом вале и Камчатского контурного мегафана в котловине Тускарора, севере поднятия Шатского и котловины Картоографов). Их подстилают пестрые субаэральные лессы палеосуши Пацифики позднего мела–палеоген-раннего миоцена. Поэтому прибрежно-морские осадки опакового слоя и шельфовые карбонаты поздней юры–раннего мела отнесены к фациям другого океана (поздний эпиконтинентальный Тетис). Траппы мезозоя в низах слоя 2 и высокоскоростном слое 3 облекают первично-осадочные, частью гранитизированные, толщи раннего, вероятно эпиконтинентального, Тетиса в слое 4 (палеозой-венд или рифей?) с орогенным траппами в подошве на краевом валу (см. профиль МОГТ 1). Вместе с тем материалы НСП и бурения указывают на своеобразие строения и мезокайнозойской истории периферии СЗ плиты (мелководный олигоцен на севере, окремнелые карбонаты позднего мезозоя на поднятии Шатского и др. [4, 7, 8]). Ниже рассматриваются три новых примера такого своеобразия на юге СЗ плиты (рис. 1), которые не обсуждались в литературе и несомненно представляют большой интерес.

Первый пример связан с конседиментационной моноклиналью в слоях 1,2 на профиле НСП 19, пересекающем ЮЗ окраину южного блока поднятия Шатского (рис. 1). Ширина моноклинали достигает 15 км, высота от 70 м в рельефе дна (холм, обтекаемый абиссальным руслом с

¹ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

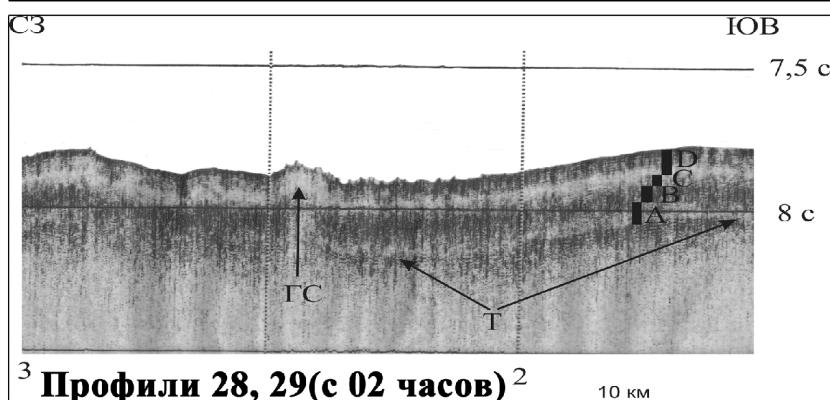
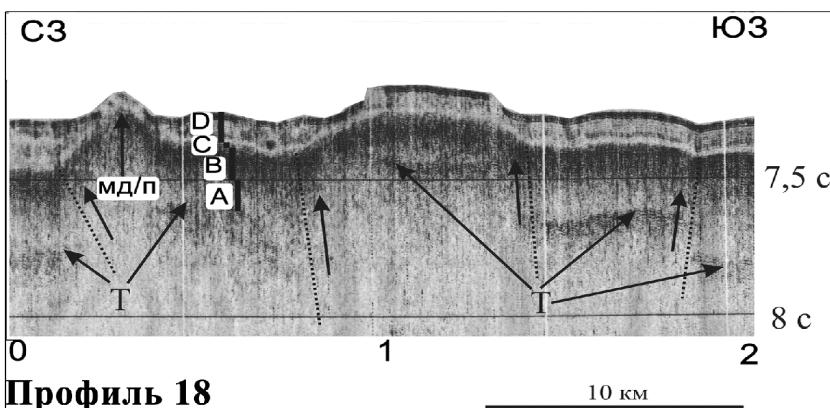
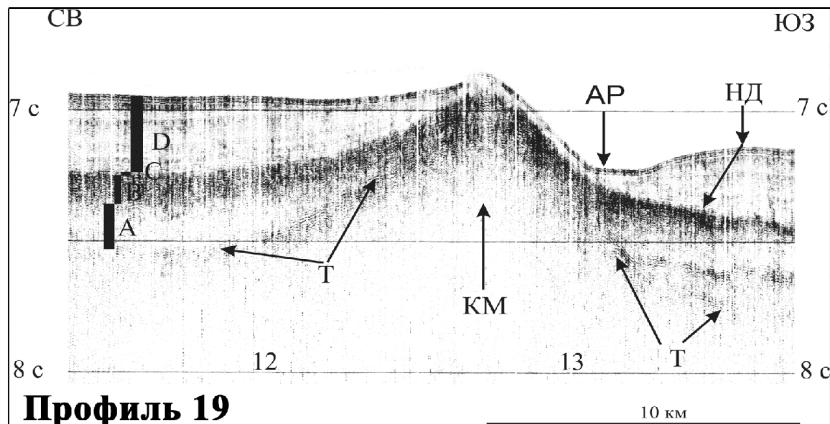


Рис. 1. Фрагменты профилей НСП 19, 18 и 29 5 рейса НИС «Проф. Гагаринский»-1989. Их положение см. в [7]. Вертикальный масштаб в секундах

двойного пробега; вертикальные линии – марки, времени. Стратиграфия по [3, 4, 8]: **Т** – финальные траппы поздней юры – раннего мела, **А** – надбазальтовые шельфовые карбонаты поздней юры – раннего мела, **В** – опаковый слой пестрых кремней и глин конца раннего–позднего мела, **С** – пестрые субаэральные лессы, **Д** – осадки Камчатского контурного мегафана (неоген-квартер); пунктир со стрелкой – разломы и смещения по ним; **КМ** – конседиментационная моноклиналь, **МД/П** – магматический диапир или протрузия гранитов, **АР** – абиссальное русло, **НД** – намывная дамба, **ГС** – газовый столб

намывной дамбой) до 300 м по кровле опакового слоя и 550 м по финальным траппам). У моноклинали пологий и протяженный северо-восточный склон и крутой, короткий юго-западный, что согласно [1] указывает на смещение плиты к югу по скрытому надвигу северного падения. История моноклинали восходит к поздней юре-раннему мелу, что фиксирует утонение прозрачных карбонатов толщи **А** к ее своду. Позднее в эпоху формирования опакового слоя (толща **В**) и горизонта **С** подвижки по разлому прекратились, поскольку их мощность на крыльях моноклинали выдержана. В неоген-четвертичное время они снова возобновились, что видно по конседиментационному утонению контуриров толщи **Д** (мегафан) к своду моноклинали. Т.о., налицо унаследованное развитие скрытого разлома и связанной с ним конседиментационной моноклинали в позднем мезозое и позднем кайнозое. Отметим, что абиссальный холм над моноклиналью имеет тектоническое, точнее тектоно-седиментационное, а не вулканическое [5], происхождение и довольно длительную историю. После заложения смежных желобов в среднем плейстоцене и перехвата русловых турбидитов в отдельную проблему вырастает свежий облик абиссального русла и его намывной дамбы (придонные течения к батицентру котловины Тускарора, связанные с топовихрем или абиссальными бурями при прохождении атмосферных циклонов [3, 4]).

Неподалеку от моноклинали на ЮЗ окраине южного блока поднятия Шатского профиль НСП 18 пересек разломную зону шириной 25 км (рис. 1). Финальные траппы и вышележащий мезокайнозойский разрез здесь подняты или выжаты на 0.1-0.4 с (до 200-400 м) над прилегающей равниной. В структуре зоны выделим приподнятый (выжатый?) осевой блок с уплощенной вершиной и рифовой шапкой (линза прозрачных надбазальтовых карбонатов) шириной 9 км. С обеих сторон блок ограничен надвигами, частью скрытыми. Так, разлом вдоль СЗ края зоны маскирует молодой (квартер?) постседиментационный магматический диапир (протрузия), выраженный в рельефе дна симметричным абис-

сальным холмом высотой ~60 м. Примечательно, но в опаковом слое он уже асимметричен и его высота возрастает до ~200 м, что указывает на подвижки по этому скрытому надвигу в кайнозое. Заложение разломной зоны произошло в конце поздней юры - раннем мелу после излияния финальных траппов. Позднее во время формирования толщи **В** и возможно горизонта **С** исследуемый район был немного (50-100 м) приподнят над прилегающей равниной, на что указывает некоторое утонение первой к осевому блоку. В неогене-квартере произошла активизация разломов и подновление разломной зоны с унаследованным выжиманием осевого блока (уплощенный абиссальный холм), а также внедрение диапира или протрузии вдоль ее СЗ края. Т.о. в данном примере видим унаследованность мезокайнозойского структурного плана юга СЗ плиты с молодым магматическим диапиризмом (протрузии) и становлением океанического бассейна Пацифики [4].

В третьем примере рассматривается небольшой фрагмент профилей 28 и 29 на юго-западе котловины Тускарора и СЗ плиты (рис. 1). Он располагается в зоне регионального разлома Тускарора, следующего к краевому валу и Курильскому желобу [7, 9]. Здесь в небольшой депрессии шириной 24 км и глубиной 100 м обнаружены более десятка миниконусов высотой до 5-15 м и диаметром основания до 10-30 м. Последний за счет сейсмического сноса очевидно завышен. На профилях НСП ИМГиГ по ложу СЗ Пацифики миниконусы до сих пор не описывались [1-4, 7, 9]. Строение дна здесь традиционное для котловины Тускароры [1-4, 7], включая вертикальную «нарезку» видимого разреза и связанную с миграцией газа [2]. Обсуждение возможной природы миниконусов, в том числе с д.г.-м.н. Н.С. Остапенко (ИГиП ДВО РАН, 16.09.2014 г.) позволяет предварительно считать их с т.н. «черными курильщиками», связывая их с неглубокой молодой интрузией по результатам моделирования Покровского силла в [6]. Этот вывод подтверждают данные по теплопотоку на рис. 5 в [9], где в ~300 км к северу и северо-западу от исследуемого района выполнены две станции с повышенными значениями 138.0 и 85.8 мВт/м² соответственно.

Литература

1. Ломтев В.Л. К строению ложа Северо-Западной СЗ Пацифики // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1. С. 21–32.
2. Ломтев В.Л. Признаки газоносности мезокайнозойского чехла ложа Северо-Западной Пацифики // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2013. № 3. С. 11-17.
3. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сейсмостратиграфия кайнозойского осадочного чехла Северо-Западной плиты Тихого океана //

Структура и вещественный состав осадочного чехла Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 21-41.

4. Ломтев В.Л., Патрикей В.Н., Сергеев К.Ф. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2004. Т. 1. С. 131-144.

5. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.

6. Остапенко Н.С., Нерода О.Н., Бородавкин С.И. Экспериментальное моделирование конвекции рудообразующего флюида над внедрившимся в гидротермальную систему магматическим силлом (ситуация С-В фланга Покровского месторождения) // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии: Третья Всерос. науч. конф. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2014. Т. 1. С. 150-153.

7. Патрикей В.Н. Атлас сейсмических разрезов Северо-Западной плиты Тихого океана. М.: ГЕОС, 2009. 208 с.

8. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.

9. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 118 с.

**М.В. Лучицкая¹, С.Д. Соколов¹, Л.М. Натапов², Е.Белоусова²,
А.Б. Котов³, Е.Б. Сальникова³, С.М. Катков¹**

Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Чукотки: особенности состава, обоснование возраста и положение в структуре арктического региона

На территории Чукотки выделяются следующие крупные тектонические элементы: Алазейско-Олойская, Южно-Ануйская и Ануйско-Чукотская складчатые системы. Они образовались в результате коллизии структур активной окраины Северо-Азиатского (Сибирского) континента и Чукотского (Чукотка – Арктическая Аляска) микроконтинента [5, 8, 10].

В пределах Ануйско-Чукотской складчатой системы (Чукотских мезоэоид) широко проявлен позднемезозойский гранитоидный магматизм; на разномасштабных геологических картах гранитоидные комплексы

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия, luchitskaya@ginras.ru

² Macquarie Univ, GEMOC, Sydney, Australia

³ Институт геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия

отнесены к раннемеловым чукотскому (Западная Чукотка) или тауре-ранскому (Восточная Чукотка) комплексам [2, 4, 13].

В то же время в последние годы установлен палеозойский возраст для ортогнейсов или гранито-гнейсов, присутствующих в структурах поднятий, которые первоначально выделялись как горстообразные выступы, в которых вскрыты палеозойские отложения чехла докембрийского массива [9, 11], а в настоящее время рассматриваются как гранитно-метаморфические купола [1, 3, 7, 14–16]. Так, для ортогнейсов из ядра купола Коолень Восточной Чукотки оценки возраста цирконов составляют 369 и 375 млн лет [U-Pb TIMS, 19]. В.В. Акининым с соавторами [14] по цирконам установлен девонский возраст ортогнейсов Великтенайского массива 363 ± 44 млн лет, позднедевонский возраст гранито-гнейсов Куэкуньюского поднятия 380 млн лет (U-Pb SIMS). Ранее к допозднепалеозойским относили гранитоиды Киберовского массива Куульского поднятия (Rb-Sr метод, 439 ± 32 млн лет) [12].

Авторами проведены геохронологические исследования гранитоидов Киберовского массива Куульского поднятия и Куэкуньюского массива одноименного поднятия.

Куульское поднятие вытянуто в ЗСЗ направлении вдоль побережья Восточно-Сибирского моря на ~ 110 км при ширине до 15–30 км. В центральной части поднятия выходят преимущественно терригенные девонские и терригенно-карбонатные ниже-среднекаменноугольные отложения, которые со стратиграфическим несогласием перекрываются терригенными отложениями верхней перми – триаса. Гранитоиды Киберовского массива прорывают девонские отложения и слагают о. Шелаурова, расположенный севернее мыса Кибера. Эндоконтактовая зона массива, мощностью около 500 м, представлена среднезернистыми гнейсовидными амфибол-биотитовыми гранодиоритами. Основная часть массива сложена гранодиоритами, адамеллитами, биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, между которыми предполагаются постепенные переходы.

Для гнейсовидных биотитовых гранодиоритов эндоконтактовой зоны установлен раннекаменноугольный возраст (U-Pb TIMS, 353 ± 5 млн лет [6]). Близкие датировки получены авторами для гранитов из основной части Киберовского массива (357 ± 3.6 млн лет), для гранит-порфиров (352.1 ± 3.6 млн лет) и биотитовых гранитов из гальки конгломератов в основании С₁ отложений (359.2 ± 3.2 млн лет) (U-Pb SIMS).

Куэкуньюское поднятие вытянуто в широтном направлении примерно на 90 км и имеет около 25 км в поперечнике. В центре поднятия выходят метаморфизованные отложения девона – среднего карбона, которые со стратиграфическим контактом обрамляются терригенными отложениями верхней перми – нижнего триаса [Варламова и др., 2004]. Метамор-

фические породы вмещают пологие маломощные (до нескольких десятков метров) тела светло-серых гранитоидов, превращенных в очковые гнейсы или гранито-гнейсы с «очками» калиевого полевого шпата, пла-гиоклаза, кварца.

В Куэквуньском массиве были проанализированы Amph-Bi кварцевые сиениты. Конкордантный возраст составляет 352 ± 6 млн лет (U-Pb TIMS, [6]).

Гранитоиды Киберовского и Куэквуньского массивов характеризуются содержаниями SiO_2 56–79 и 56–76 мас. % соответственно. Концентрации K_2O в гранитоидах Киберовского массива варьируют от 3.0 до 6.43 мас. %, Куэквуньского массива – от 3.86 до 5.83 мас. %. По сумме $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ среди них выделяются породы нормального (преобладают) и субщелочного ряда. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ гранитоиды Киберовского массива попадают преимущественно в поля адамеллитов, гранитов, субщелочных гранитов, реже лейкогранитов и аляскитов; гранитоиды Куэквуньского массива – кварцевых монцодиоритов, кварцевых сиенитов, гранодиоритов, гранитов, аляскитов. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [Frost et al., 2001] породы Киберовского массива относятся преимущественно к магнезиальным ($\text{Fe}^*/\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})=0.70-0.85$), известковым и щелочно-известковым, умеренно- и первоглиноземистым (индекс глиноземистости $\text{ASI}>1.0$) образованиям. В составе гранитоидов Куэквуньского массива выделяются как магнезиальные, так и железистые разновидности ($\text{Fe}^*=0.75-0.90$), они являются щелочно-известковистыми и известково-щелочными, низко- и умеренно-, частично первоглиноземистыми образованиями. При этом для собственно гранитов с $\text{SiO}_2 \geq 70\%$ обоих массивов характерны содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 < 15\%$, т.е. по классификации Ф.Баркера, Дж.Арта [1976] они являются низкоглиноземистыми.

На диаграмме $\text{Rb}-\text{Y}+\text{Nb}$ [20], разделяющей гранитоиды по геодинамическим обстановкам формирования точки составов гранитоидов Киберовского и Куэквуньского массивов располагаются в пограничной области между полями гранитов вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных гранитов.

На диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ и $\text{Zr}-10^4\text{Ga}/\text{Al}$ [21], разделяющих граниты I-, S- и A-типов, точки составов гранитоидов обоих массивов преимущественно сосредоточены в поле гранитов I- и S-типов.

Таким образом, изложенные выше данные подтверждают представление о проявлении в пределах Чукотки гранитоидного магматизма позднепалеозойского возраста. Гранитоидные комплексы девонского–раннекаменноугольного возраста продолжаются на территории Арктической Аляски, включая п-ов Сьюард, Юкона и Арктической Канады.

Рубеж девона и карбона соответствует времени проявления тектонических событий элсмирской орогении в Арктическом регионе. Все это свидетельствует об общности геологической истории в рамках единого блока Чукотки–Арктической Аляски, перемещенного из района Арктической Канады согласно ротационной гипотезы [Grantz et al., 2011].

Литература

1. Бондаренко Г.Е., Лучицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмутского поднятия // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
2. Варламова В.А., Малышева Г.М., Вяткин Б.В. и др. Информационный отчет по незавершенным работам по объекту «Создание цифрового комплекта карт геологического содержания м-ба 1:500 000 территории Чукотского АО». Анадырь: ФГУГП "Георегион", 2004.
3. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. Статья 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.
4. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:2000000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-59-ХХIII, ХХIV. Объяснительная записка / Сост. Н.М. Саморуков. Ред. В.Т. Матвеенко. М., 1984. 50 с.
5. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Т. 2. 327 с.
6. Катков С.М., Лучицкая М.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковleva С.З. Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 2. С. 193–198.
7. Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Катков С.М. Состав и геодинамическая обстановка гранитоидного магматизма Алярмутского поднятия (Западная Чукотка) // Геохимия. 2010. № 9. С. 946–971.
8. Парfenov Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск, 1984. 192 с.
9. Садовский А.И., Гельман М.Л. Геологическая карта СССР м-ба 1:2000000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-ХХVII, ХХVIII. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 84 с.
10. Соколов С.Д. Классификация и иерархия складчатых сооружений // М.В. Муратов – ученый и педагог. К 100-летию со дня рождения. М.: ГЕОС, 2007. С. 71–100.
11. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Н.: Наука, 1973. 325 с.
12. Тиболов И.В., Милов А.П., Давыдов И.А. О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // Тихоокеанская геология. 1986. №4. С. 95–98.

13. Тиболов И.В., Черепанова И.Ю. Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 2001. 94 с.
14. Akinin V.V. New geochronological data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic to Devonian) of Arctic Chukotka // ICAM-VI Abstracts. 2011.
15. Akinin V.V., Miller G.E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: an update of GEOCHRON2.0 // Geophysical Research Abstracts. 2012. Vol. 14. EGU2012-3876.
16. Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. Vol. 16, № 5. P. 713–729.
17. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
18. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canadabasins, Arctic Ocean / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Shrensen K. (eds) // Arctic Petroleum Geology Geological Soc. London, Memoirs. 2011. Vol. 35. P. 771–800.
19. Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonic of Arctic region // Tectonics. 1999. Vol. 18. P. 977–1003.
20. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. № 4. P. 956–983.
21. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

К тектоническому районированию Дагестанского сектора Восточного Кавказа

По Дагестанскому сектору Восточного Кавказа имеются ряд тектонических карт и схем разной направленности [4, 5, 9-12 и др.], однако все они отражают тектоническое строение ограниченных участков или узкоспециальные вопросы региональной геотектоники и не позволяют отразить обобщенную картину тектонического районирования региона. Видимо, отсутствие или недостаток геолого-геофизической информации не позволило авторам различных моделей Восточного Кавказа, предложить законченную его модель.

Нами был проведен анализ исследований по истории развития Восточного Кавказа в результате чего была разработана схема развития Восточного Кавказа в альпийском цикле тектогенеза [6]. Многообразие геоструктурных элементов, их взаимодействие и история геологического развития определяет уникальность этой территории, более того – его аномальность. Какие бы представления о геодинамике этого аномально-го участка не существовали (реликт зоны субдукции (Уломов, 1993), результат конвекции в верхней мантии (Михайлов и др., 1999) и т.д., Восточный Кавказ с его Дагестанским выступом является аномальной). Как показано в [13], на подобных аномальных участках имели место крупнейшие землетрясения с магнитудами до $8,0 \pm 0,2$. В современный период наблюдается определенная активизация сейсмических процессов в регионе [6-8].

В основу составленной модели (схемы) тектонического районирования (рис.), положены крупномасштабные геологические, тектонические, геолого-структурные карты восточной части северного склона Кавказа И.О. Брова, Л.А. Варданянца, В.П. Ренгартена, Н.Н. Ростовцева, Ю.Г. Леонова и других, а также мелкомасштабные карты А.И. Летавина, В.Л. Галина, Д.Г. Шарафутдинова, Г.Д. Буторина, Г.Г. Гасангусейнова, Д.А. Мирзоева, В.М. Пирбудагова и многих других, детальный анализ накопленных геолого-геофизических материалов производственных предприятий «Дагнефть», Дагнефтегаз, «Дагестангеология» и др. Новая обобщенная схема тектонического районирования масштаба 1:500000, на котором отражены почти все основные известные геологические структуры и тектонические элементы является одним из возможных вариантов модели тектонического развития Дагестанского сектора Восточного

¹ Институт геологии ДНЦ РАН

Кавказа на современном этапе его изученности. При составлении схемы использовался метод структурного анализа, основанный на изучении построенных геологических карт и геологических разрезов. Основные принципы тектонического районирования заключались в объединении геотектонических элементов по структурно-вещественным признакам с учетом возраста складчатости, структурно-исторических особенностей и глубины залегания кристаллического фундамента.

Несмотря на многообразие взглядов и различных точек зрения на геологическое строение столь сложного узла Дагестанского сектора Восточного Кавказа, все сходятся на том, что в пределах Дагестана четко выделяются следующие тектонические элементы: Дагестанский сегмент мегантиклиниория Большого Кавказа (Горный Дагестан); Дагестанский выступ, включающий Сулакский, Эльдама-Иргартбашский и Талгинский выступы; Нараттюбинская складчато-надвиговая зона; зона внутренних депрессий, включающая Буйнакскую и Катынтаускую, переходящую в Карапайскую депрессии; Акташ-Аксайская депрессия; Южно-Дагестанская тектоническая ступень, включающая Западную, Восточную и Приморскую (Морскую) антиклинальные зоны; Дербентская ступень с одноименной депрессией (рис.). Связующим структурным элементом Южно-Дагестанской ступени и Дагестанского выступа является Карапайская депрессия. Самурская поперечная флексура, рассматриваемая как Касумкентский глубинный разлом, выделен на основании гравимагнитных данных М.Н. Смирновой и трассируется от зоны Главного Кавказского надвига на западе до Срединного разлома на востоке в центральной части Каспия, проходя по линии селений Курах-Белиджи. Касумкентский разлом, находящийся в 40 км севернее Самурского, является северным ограничением рифта, а Самурский – южным. Известняковый и Сланцевый Дагестан разделены друг от друга флексугообразным уступом, ориентированным в северо-восточном направлении. Вероятно, эта зона соответствует глубинному разлому, по которому Сланцевый Дагестан приподнят над Известняковым Дагестаном. Крупнейшими неотектоническими структурами района являются Хадумский (расположен на острие Сулакского выступа) и Кукуртауский (Талгинский) своды, дешифрованные как кольцевые структуры [2], а также Сулакский шток (индикатор активных глубинных деформаций земной коры) [7], в куполе которого и в настоящее время активно врезаются долины рек Аварское и Андийское Койсу и река Сулак, отделяя друг от друга Гимринский и Салатауский хребты. Эльдама-Иргартбашский выступ также имеет кольцевой облик. Образование структур связано с активизацией новейших тектонических движений. Среди крупнейших разломов продольного направления прослежены такие, как Срединный и

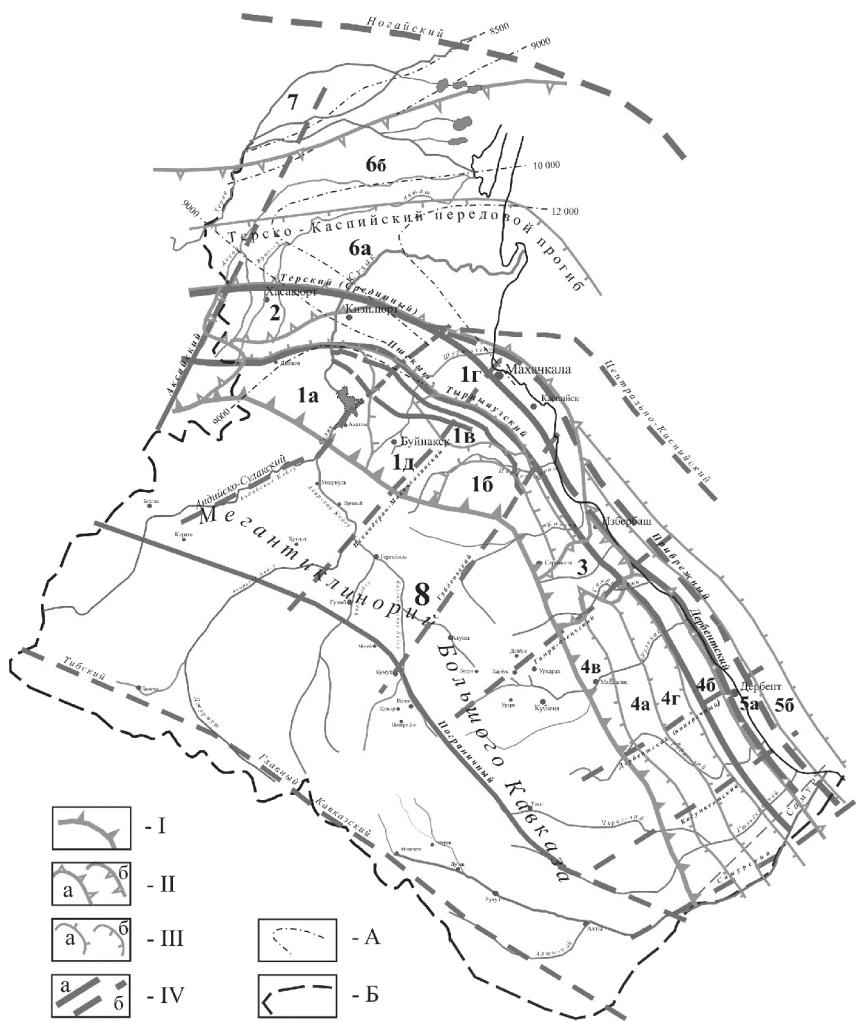


Рис. Тектоническое районирование Дагестана

I – Крупнейшие тектонические элементы. II – Крупные тектонические элементы:
 II_а – положительные, II_б – отрицательные. III – Средние тектонические элементы:
 III_а – положительные, III_б – отрицательные. IV – Региональные глубинные разломы:
 IV_а – достоверные, IV_б – предполагаемые. А – изогипсы поверхности фундамента.
 Б – граница республики. 1 – Дагестанский выступ: 1_а – Сулакский выступ; 1_б – Эль-
 дама-Иргартбашский выступ; 1_в – Талгинское поднятие; 1_г – Нараттюбинская
 складчато-надвиговая зона; 1_д – зона внутренних депрессий. 2 – Акташ-Аксайская
 депрессия. 3 – Карапайская депрессия. 4 – Южно-Дагестанская область линейных
 складок: антиклинальные зоны: 4_а – Западная, 4_б – Восточная. Синклинальные зо-
 ны: 4_в – Утемиш-Карчагская (Алхаджикентская депрессия), 4_г – Карапай-Бильга-

динская (Бильгадинская). 5 – Дербентская ступень: 5а – Дербентская депрессия, 5б – Морская антиклинальная зона. 6 – Терско-Каспийский передовой прогиб: 6а – Сулакская впадина (осевая зона прогиба), 6б – Аграханская моноклиналь (платформенный склон прогиба). 7 – Прикумская область поднятий (северный борт передового прогиба), (1+2+3+4) – южный борт передового прогиба. 8 – Дагестанский сегмент мегантиклинория Большого Кавказа (Горный Дагестан)

Пшекыш-Тырныаузский, выделенные Г.Д. Ажгирем и Е.Е. Милановским [8]. Последний является самым сейсмоактивным, с ним связаны крупнейшие срываы коренных пород и интенсивное осыпание склонов.

Выделенные на схеме тектонические элементы с трассирующими главными субкавказскими глубинными разломами, секущимися вкрест их простирания, поперечными разломами и неотектонические структуры, дешифрированные как кольцевые структуры являются основными элементами, формирующими современный субкавказский облик структурно-тектонического плана осадочного чехла рассматриваемой территории и обуславливает ее высокую современную сейсмичность.

Литература

1. *Брод И.О.* Тектоника и нефтеносность Вост. Предкавказья // Сов. геол. 1938. № 7.
2. *Бунин Г.Г.* Результаты геолого-структурного дешифрирования космоснимков Предгорного Дагестана в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности // Нефтегазоносность мезозойских отложений Кавказа. Махачкала. 1986. С. 117-123.
3. *Буторин Г.Д., Галин В.Л.* Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа // Сов. геол., 1972. № 9.
4. Карта тектонического районирования Дагестана // Объединение «Дагнефть». Мин. нефт. пром. 1983 г.
5. *Криволицкий Н.В.* Тектонические характеристики области Известнякового Дагестана // Тр. ВНИГРИ. 1954. № 4. С. 148-193.
6. *Магомедов Р.А.* Геодинамический режим области Дагестанского клина в альпийском цикле развития Восточного Кавказа. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Вып. 56. Махачкала, 2010. С. 66-80.
7. *Магомедов Р.А.* Дизьюнктивная тектоника и современная сейсмичность территории Восточного Кавказа // Отечественная геология. № 3. 2014. С. 69-77.
8. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 482 с.
9. Неотектоническая схема Дагестана с использованием материалов Е.Е. Милановского и М.Ю. Никитина. Тектоника Дагестана и акватории Средне-

го и Северного Каспия. Объяснительная записка // Труды института геологии. Вып. 57 / Леонов Ю.Г. Черкашин В.И., Сабанаев К.А., Волож Ю.А., Гаврилов Ю.О. Отв. ред. Леонов Ю.Г. Махачкала, 2011. 77 с.

10. Соборнов К.О. Формирование складчато-надвиговой структуры Дагестанского клина // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34-46.

11. Схема тектонического районирования Дагестана. Сост. Сабанаев К.А., Шалбузова Л.В. по материалам ОАО «НК «Роснефть-Дагнефть», ООО «Каспийгазпром». Масштаб 1: 500 000. Махачкала, 2005.

12. Тектоническая карта Дагестана. Масштаб 1:500000. Составил Пирбудагов В.М. с использованием материалов Института геологии, «Дагнефти», ДКГРЭ, ВНИГНИ, В.Д. Голубятникова, И.О. Брова, Д.В. Несмейнова, В.А. Галина, В.Е. Хаина и др. Махачкала, 1966.

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

Н.В. Макарова¹, В.М. Макеев², А.Л. Дорожко²,
Т.В. Суханова¹, И.В. Коробова²

Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы

В настоящее время практически всеми отечественными и зарубежными исследователями признается динамическое воздействие на платформы прилегающих к ним тектонически активных областей (коллизионных, спрединговых). Первые геологические доказательства такого воздействия на Восточно-Европейскую платформу со стороны окружающих ее орогенов приводятся в работах А.П. Карпинского в конце XIX века. Затем они были дополнены Н.С. Шатским, Е.Е. Милановским и др., а позднее, с учетом концепции тектонически и реологически расслоенной литосферы Ю.Г. Леоновым [2], Ю.К. Щукиным [10, 11], В.И. Макаровым [3, 4, 9, 11], М.Л. Коппом [1] и др.

В середине 90-х годов на основе этих идей Ю.К. Щукиным и В.И. Макаровым разработана концепция новейших геодинамических

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), геологический ф-т, Москва, Россия

² Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия

систем, направленная на изучение происхождения и механизма формирования платформенных неотектонических структур. В новейшие геодинамические системы этими исследователями включены тектонически активные области – источники тектонических сил и напряжений – и сопряженные с ними территории, на которые распространяется воздействие этих активных областей. Тектонически активные области являются, по существу, коромантийными объемами, определяющими масштаб, направленность, интенсивность проявления современных тектонических процессов, включая и сейсмичность. При этом исследовались как глубинные латеральные и вертикальные процессы, происходящие на разных уровнях литосферы, так и проявление этих процессов в приповерхностной части земной коры в виде новейших деформаций [9, 11].

По отношению к Восточно-Европейской платформе и развитым в ее пределах новейшим структурам тектонически активные области можно подразделить на глобальные *внеплатформенные* и региональные и локальные *внутриплатформенные*. Первые расположены по окраинам платформы. Это Альпийский коллизионный пояс с Кавказским и Карпатским орогенами, Фенноскандинавская область, связанная с Северо-Атлантическим спредингом, Уральский ороген. К особым тектонически активным областям относятся глубоководные впадины Черного и Каспийского морей. Влияние последних, особенно Каспийской, распространяется на большие расстояния, при этом блокируется или ослабляется влияние Альпийского пояса [3].

Внутриплатформенные тектонически активные области обусловлены напряжениями и деформациями, прямо или косвенно вызванными структурно-вещественными преобразованиями и силами гравитации в глубинах платформы. Под их воздействием образуются структуры разного ранга, как крупные сводовые поднятия (Токмовское, Воронежское и др.) и прогибы (Окско-Донской, Днепровско-Донецкий и др.), так и менее крупные структуры, развитие которых, в свою очередь, вызывает формирование структур еще меньшего ранга. При этом внутриплатформенные глубинные процессы и латеральное влияние внеплатформенных глобальных источников (взаимодействующих плит) не альтернативны, а являются независимыми, но действующими одновременно. Поэтому неотектонические структуры платформы являются следствием воздействия на литосферу, земную кору и отдельные ее слои и объемы совокупности внутренних и внешних сил [9, 11].

На разных стадиях новейшего этапа степень воздействия той или иной активной области на прилежащие территории и соответственно на формирование новейших структур в пределах геодинамических систем может меняться: более активным сначала может быть один источник, а

затем другой. Для подтверждения этого необходимы дальнейшие детальные исследования.

Границами геодинамических систем или территорий влияния разных источников напряжений, являются *геодинамически активные зоны* (ГдАЗ) [4, 7, 8, 11]. По определению, данному в [4], это пространственно локализованные линейные или изометричные объемы земной коры разного масштаба, в которых в силу различных причин (суперпозиции, дискордантности структур и т.д.) возникают условия для концентрации и разрядки напряжений с формированием повышенных градиентов деформаций. В отличие от существующих употреблений этого термина, включающих в него зоны трещиноватости, отдельные линеаменты или разломы, мы к ГдАЗ относим зоны, разделяющие территории, на которых формирование новейших структур происходит под воздействием разных источников напряжений. Зоны трещиноватости или разрывы могут быть частью ГдАЗ, хотя, следует заметить, что существование настоящих разрывов с нарушением сплошности слоев и смещением типа, сбросов, взбросо-надвигов или сдвигов в плитном чехле Восточно-Европейской платформы проблематично.

ГдАЗ классифицируются нами по ряду признаков (рисунок). Соответственно рангу геодинамических систем ГдАЗ также имеют различный ранг. Наиболее крупный ранг имеет Смоленско-Дмитровско-Ветлужская зона, разделяющая Альпийскую и Фенноскандинавскую геодинамические системы.

В современном рельефе ГдАЗ могут быть выражены поднятиями-валами и прогибами-впадинами, в зависимости от ранга зон имеющими разную морфологию (гипсометрию, ширину, протяженность и др. характеристики). Они могут иметь относительно простое и более сложное внутреннее геологическое и тектоническое строение.

Кинематический тип ГдАЗ различен. Находясь в определенных геодинамических условиях, ГдАЗ могут квалифицироваться как зоны сжимающих напряжений и как зоны напряжений растягивающих, как правило, сопровождающиеся сдвиговыми напряжениями. Например, Москворецко-Рязанская зона характеризуется правосдвиговыми напряжениями с предполагаемой компонентой растяжения, Нижнеокская – с напряжениями сжатия с левосдвиговой компонентой и др.

Сочленение структур может быть торцовым, как, например, в Нижнеокской зоне, где сочленяются меридиональные структуры Окского-Цинского вала и субширотные структуры Токмовского поднятия. В то же время простижение структур, развивающихся под действием различных источников напряжений, может быть параллельным. Примером являются Приволжское поднятие, где структуры восточного крыла Воро-

нежского поднятия и прилежащей западной части Прикаспийского прогиба на отдельных участках имеют северо-восточное, близкое к мериодиональному простирианию.

Соотношение со структурами фундамента и чехла ГдАЗ связано с объемом геологической среды, вовлеченным в деформации или зоны повышенной концентрации напряжений. Некоторых зоны наложены на структуры фундамента, являясь несогласными с ними по простирианию. Так субмеридиональная Нижнеокская и широтная Сеймская зоны наложены на структуры фундамента, имеющие северо-западное простириание. В то же время диагональная Москворецко-Рязанская зона юго-восточного простириания частично согласуется с таким же простирианием Пачелмского авлакогена.

Возраст ГдАЗ новейший, но длительность их формирования может значительно превышать рамки новейшего этапа. Так Нижнеокская зона имеет длительное существование. Еще в позднем протерозое здесь был прогиб, который продолжал существовать в девоне, карбоне и перми. Лосевская зона, разделяющая структуры Воронежского поднятия и Окско-Донского прогиба, также существует практически на протяжении всей геологической истории.

Современная активность ГдАЗ оценивается с разных позиций. Прежде всего, это степень морфологического выражения в рельфе, амплитуды и градиенты движений, включая сейсмичность, а также активность современных экзогенных процессов. Некоторые зоны смещаются по латерали в ту или другую сторону, иногда со значительной скоростью, что связано с активностью источников, от которых передается напряжение. Так Приволжская зона на протяжении неотектонического этапа последовательно смещается на крыло Воронежского поднятия, что объясняется агрессивностью Прикаспийского прогиба, расширяющегося в западном направлении. Но здесь следует учитывать еще и влияние сил Кориолиса [6]. Возможно, что большая активность присуща зонам, в которых сочленение структур происходит торцово (Нижнеокская). Но главным, по всей вероятности, является удаленность (или близость) от источников напряжения, и активность последних.

Выводы. Геодинамические системы и ГдАЗ позволяют районировать геологическую среду платформ и, в частности, Восточно-Европейской, в структурно-геодинамическом отношении. При этом выявляется связь территорий, на которых формируются новейшие структуры, с тектонически активными источниками напряжений и сил разных типов и рангов. ГдАЗ, по существу, являются новыми структурными элементами платформы, или придают новое геодинамическое содержание ранее из-

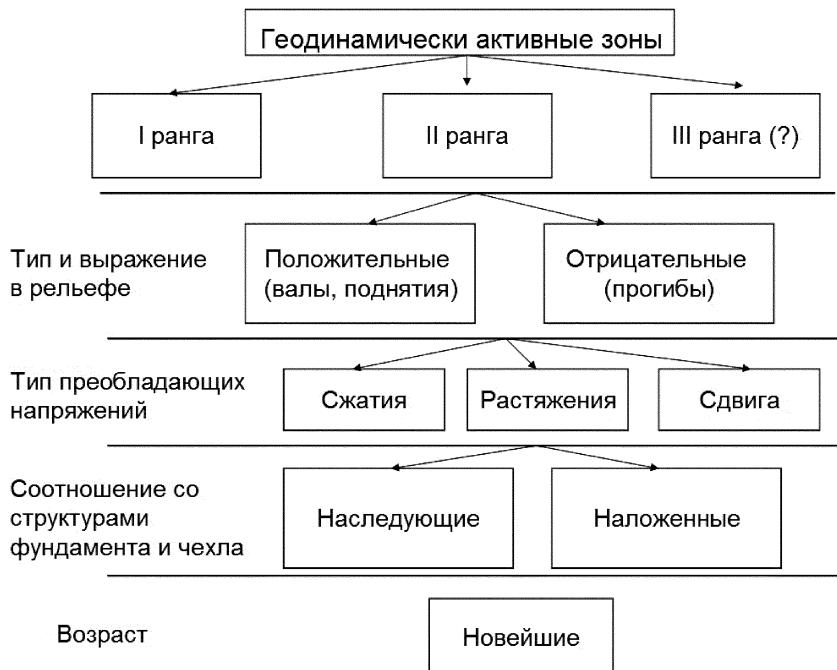


Рис. Предварительная классификация геодинамически активных зон платформ

вестным новейшим структурам. ГдАЗ позволяют прогнозировать развитие структур в дальнейшем.

Литература

1. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Тр. ГИН РАН. Вып. 552. М.: Наука, 2004. 340 с.
2. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.
3. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. № 13. Спец. вып. С.53-60.
4. Макаров В.И., Дорожко А.Л., Макарова Н.В., Макеев В.М. Геодинамически активные зоны платформ // Геоэкология. 2007. № 2. С. 99-110.
5. Макарова Н.В., Макеев В.М., Суханова Т.В. и др. Новейшая тектоника и геодинамика Нижнеокского района (Русская плита) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. №. 4. С. 3-11.

6. Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В. О соотношении эрозионных и тектонических процессов в платформенных и горных условиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. №. 5. С. 4-11.
7. Макарова Н.В., Макаров В.И., Корчуганова Н.И. и др. Окско-Донской прогиб – современная геодинамическая зона Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3-13.
8. Макеев В.М., Макарова Н.В., Дорожко А.Л. и др. Геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы – принципы выявления и классификации // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности; современное состояние проблемы. Матер. XIX научно-практич. конф. с междунар. участием. Октябрь, 2014. С. 225-229
9. Новейшая тектоника и геодинамика (область сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты). М.: Наука, 2006. 206 с.
10. Щукин Ю.К. Глубинная сейсмотектоника Северной Евразии // Недра Поволжья и Прикаспия. Спец. выпуск. № 13. 1996. С. 6-11.
11. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

Н.В. Макарова, Т.В. Суханова¹

Неотектоническое строение равнинного Крыма

На космических снимках и топографических картах общая неотектоническая структура всего Крымского полуострова представляется в виде четырех широтных блоков или ступеней, в плане несколько сдвинутых относительно друг друга к востоку (рисунок) [3]. Они разделяются линеаментами, отражающими глубинные разломы, однако в новейших отложениях, по данным геологической съемки семидесятых годов [1], последние не зафиксированы. Ниже рассматриваются блоки равнинного Крыма. Они имеют закономерное строение: при общем снижении поверхности (рельефа) блоков с юга на север и с запада на восток южные их части приподняты относительно северных, а восточные ниже западных. К пограничным северным относительно опущенным частям блоков приурочены вдающиеся в сушу заливы и озера. Восточные части блоков

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ), геологический ф-т. Москва, Россия

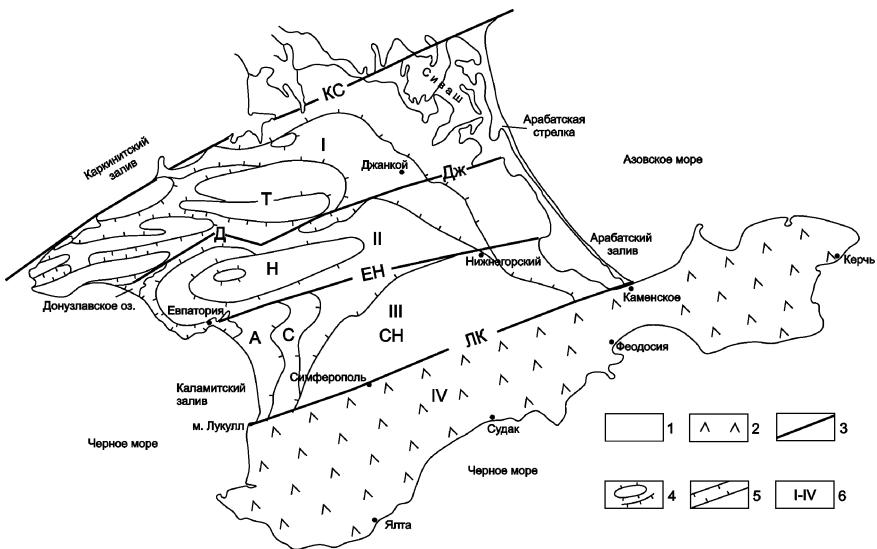


Рис. Неотектоническое строение равнинного Крыма

1 – равнинный Крым; 2 – Горный Крым и Керченский полуостров; 3 – основные линеаменты; 4–5 – новейшие структуры: 4 – поднятия, 5 – прогибы; 6 – номера блоков. Буквенные обозначения. Линеаменты: КС – Каркинитско-Сивашский, Д – Донузлавский, Дж – Джанкойский, ЕН – Евпаторийско-Нижнегорский, ЛК – Лукульско-Каменский. Поднятия: Т – Тарханкутское, Н – Новоселовское, С – Сакское, СН – Симферопольско-Новоцарицинское. А – Альминский прогиб

ков, гипсометрически самые низкие, находятся в пределах западных замыканий Индоло-Кубанского и Сивашского прогибов. Существование всех широтных блоков подтверждается геологическими данными: строением верхнемеловых и кайнозойских отложений, в том числе четвертичных, их фациями и мощностями. При общем увеличении мощности отложений к северу, в пониженных пограничных частях блоков они значительно больше. Кроме того здесь же местами сохранились триасовые и юрские отложения [1].

В равнинном Крыму новейшие движения были дифференцированными: опускания неоднократно сменялись поднятиями и формированием конседиментационных складок. Некоторые поднятия появились в рельфе еще в среднем и позднем миоцене. Но основной импульс движений приходится на плиоцен и четвертичное время. Позднемиоценовые морские понтические осадки, имеющие небольшую мощность, то залегают на водоразделах на абс. отметках до 50-60 м и более, то спускаются до уровня моря, ингрессионно выполняя заливы.

Северный – *Тарханкутско-Джанкойский* блок (I) с севера ограничен Каркинитским заливом, наследующим одноименный грабен, отделяющий эпипалеозойскую Скифскую плиту, являющуюся основанием равнинного Крыма, от расположенной к северу докембрийской Восточно-Европейской платформы. Каркинитско-Сивашский линеамент (КС на рис.), проводимый вдоль северного побережья полуострова, отражает флексуру, по которой докембрийский фундамент погружается с севера на юг на глубину до 12 км. С юга блок ограничен линеаментами Донузлавским (Д) на западе и Джанкайским (Дж) на востоке, также соответствующими глубинным разломам [1]. Внутреннее строение блока сложное. Основное новейшее Тарханкутское поднятие (Т) или вал [3], занимающее западную и центральную части блока, состоит из нескольких цепочек поднятий, объединяющих многочисленные локальные складки, и разделяющих их прогибов. Общий плановый рисунок простирания структур предполагает левосдвиговые напряжения при их формировании. Восточная часть блока несколькими пологими ступенями снижается к востоку к Сивашскому прогибу.

Следующий к югу *Новоселовский* блок (II) в плане смешен к востоку относительно северного. Северная пониженная его часть, в которой находится Донузлавское озеро, наследует узкий мезозойский грабен, выполненный триасовыми и юрскими отложениями. В новейшее время по нему заложилась Донузлавско-Войковская синклиналь, разделяющая Новоселовское и Тарханкутское поднятия. Южной границей блока является Евпаторийско-Нижнегорский линеамент (ЕН), которому отвечает глубинное нарушение, контролировавшее формирование платформенного чехла на всех этапах геологической истории [1]. Основное поднятие блока – Новоселовское (Н). Оно асимметрично, северный его склон положе южного. В его пределах палеозойский фундамент находится выше на 500 м относительно примыкающего с юга блока, и также сокращена мощность осадочного чехла. Поднятие конседиментационно развивается с позднего мела.

Третий блок – *Каламитско-Арабатский* (III). В его пределах в сушу вдаются широкие заливы – Каламитский на западе и Арабатский на востоке, приуроченные к новейшим прогибам, соответственно Альминскому и центриклинальной части Индоло-Кубанского. Альминский прогиб асимметричен, его северная, более низменная и прогнутая часть наследует Калиновский грабен, в котором сохранились триасово-юрские отложения. На фоне однообразной равнины, повышающейся к востоку, большей эрозионной расчлененностью выделяется не большое Сакское поднятие (С). Фундамент в пределах Альминского прогиба находится на глубине более 2 км, что ниже, чем в Симферопольско-Новоцарицын-

ском поднятии (СН). Последнее, объединившее в новейшее время однотипные поднятия в единое, занимает центральную большую часть блока, разделяя Альминский и Индоло-Кубанский прогибы. Длительное развитие поднятия отражено сокращенной мощностью в его пределах всего осадочного чехла, в том числе плиоценовых и четвертичных отложений.

Южной границей блока является Лукульско-Каменский линеамент (ЛК), соответствующий зоне глубинного разлома, выраженного в геофизических аномалиях, отделяющего платформенный или равнинный Крым от мегантиклинория Крымских гор [1].

Рассмотренная кратко неотектоническая структура равнинного Крыма позволяет сделать некоторые выводы. Асимметричное строение блоков, приподнятость их южных частей относительно северных, что особенно характерно для западных частей блоков, сходно с общим куэстовым строением северного крыла Крымского мегантиклинория. Восточные наиболее опущенные части блоков находятся в пределах Сивашского и Индоло-Кубанского прогибов, испытывающих прогибание и в настоящее время. Плановое расположение блоков, простиранье локальных структур в их пределах предполагают участие левосдвиговых движений при их формировании в условиях возможного субмеридионального сжатия.

Литература

1. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Крымская. Киев, 1973.
2. Кац Я.Г., Макарова Н.В., Козлов В.В., Трофимов Д.М. Структурно-геоморфологический анализ Крыма по дешифрированию космоснимков // Изв. Вузов. Геол. и разв. 1981. № 3. С. 8-20.
3. Муратов М.В. Основные тектонические элементы равнинного Крыма. Геология СССР. Т. VIII. Ч. 1. 1969.

Особенности формирования микроконтинентов Элан и Ян-Майен (сравнительный анализ)

Наличие изолированных блоков континентальной коры в структуре океанической встречаются в разных частях Мирового океана. В нашей работе рассматриваются два таких примера, это банка Элан в структуре плато Кергелен, расположенному в юго-восточной части Индийского океана, и хребет Ян-Майен, расположенный в северной части Атлантического океана.

Плато Кергелен представляет собой крупнейшую магматическую провинцию Мирового океана и является одним из крупнейших подводных плато планеты. В пределах плато выделяют следующие сегменты: Южное плато Кергелен, Центральное плато, Северное плато, банка Скифа и банка Элан, бассейн Эндерби и бассейн Лабуан. Геологогеофизические исследования, проведенные на плато Кергелен, свидетельствуют о том, что в его составе имеются блоки, фундамент которых сложен как континентальной корой, так и океанической [5].

Хребет Ян-Майен расположен между Гренландской и Норвежской котловинами. Северная часть хребта представляет собой блок континентальной коры с приблизительной мощностью 10-15 км, ограниченный двумя осадочными бассейнами [10].

Образование этих двух микроконтинентальных блоков связано с воздействием горячей точки. Так, в Индийском океане действие горячей точки Кергелен сопровождало раскол Гондваны в позднеюрское – раннемеловое время (150-130 млн лет назад) [5]. Действие горячей точки проявилось на сопряженных окраинах континентов – базальты Банберри в Западной Австралии (132-122 млн лет), траппы Раджмахал в восточной Индии (118-115 млн лет) [11]. С действием горячей точки также связывают перескок спредингового хребта к северу около 118 млн лет назад в сторону Индийской континентальной окраины [7] (рис. 1). В пользу этого свидетельствует наличие отмершего спредингового хребта в котловине Эндерби с возрастом выделенных линейных магнитных аномалий около 129 млн лет [3].

При расколе Северной Атлантики вблизи отproto-хребта Ян-Майен находился Исландский плюм. Не смотря на то, что некоторые авторы допускают наличие предраскольного растяжения, сформировавшего ослабленную зону между Гренландией и будущим микроконтинентом Ян-

¹ МГУ им. М.В.Ломоносова, г. Москва, e-mail: anya.makushkina@gmail.com

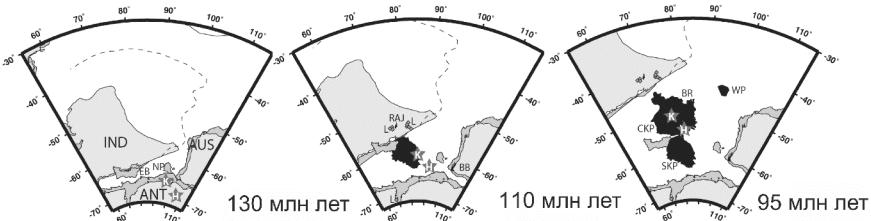


Рис. 1. Начальные этапы эволюции восточной части Индийского океана. По [6]. IND: Индия; ANT: Антарктида; AUS: Австралия; EB: банка Элан; NP: плато Натуралистов; BB: базальты Банберри; RAJ: траппы Раджмахал; SKP: Южное плато Кергелен; CKP: Центральное плато Кергелен; BR: хребет Брошен; WP: плато Валлаби; SB: банка Скифа; NER: хребет 90-оградуса; NKP: Северное плато Кергелен.

Майен в первую фазу растяжения (около 53 млн лет назад), нельзя отрицать термического влияния плюма при отделении хребта Ян-Майен от Гренландии [8]. Основной кинематической особенностью развития этой области Атлантики является, по мнению автора, то, что образование микроблока произошло в результате развития кинематики «перекрытия трещин». То есть, в результате встречного продвижения двух трещин. При этом происходит вращение блока за счет «веерообразного» спрединга на хребтах.

Для исследования процесса образования микроконтинента по механизму «перекрывающихся трещин» было проведено экспериментальное моделирование по методике, описанной в работах [1, 2, 4]. Было проведено несколько десятков экспериментов для выявления главных параметров, влияющих на образование изолированных микроблоков на стадии перехода от рифтинга к спредингу. Целью представленной серии экспериментов было определение оптимального смещения заложенных разрезов в условиях однородной плиты, а также исследование последующих деформаций блока.

Начальными параметрами моделирования являлись две заложенных на противоположных краях плиты ослабленные зоны со смещением (рис. 3а). В результате растяжения в ослабленных зонах сформировались трещины и началось их встречное продвижение, сформировалось перекрытие, наращивание коры шло по правой трещине (рис. 3б). При дальнейшем растяжении началось одновременное наращивание новой коры справа и слева относительно формирующегося микроблока, который начал вращаться против часовой стрелки (рис. 3в-е). В процессе вращения блок наклонялся – левый край микроблока опущен, правый поднят (рис.

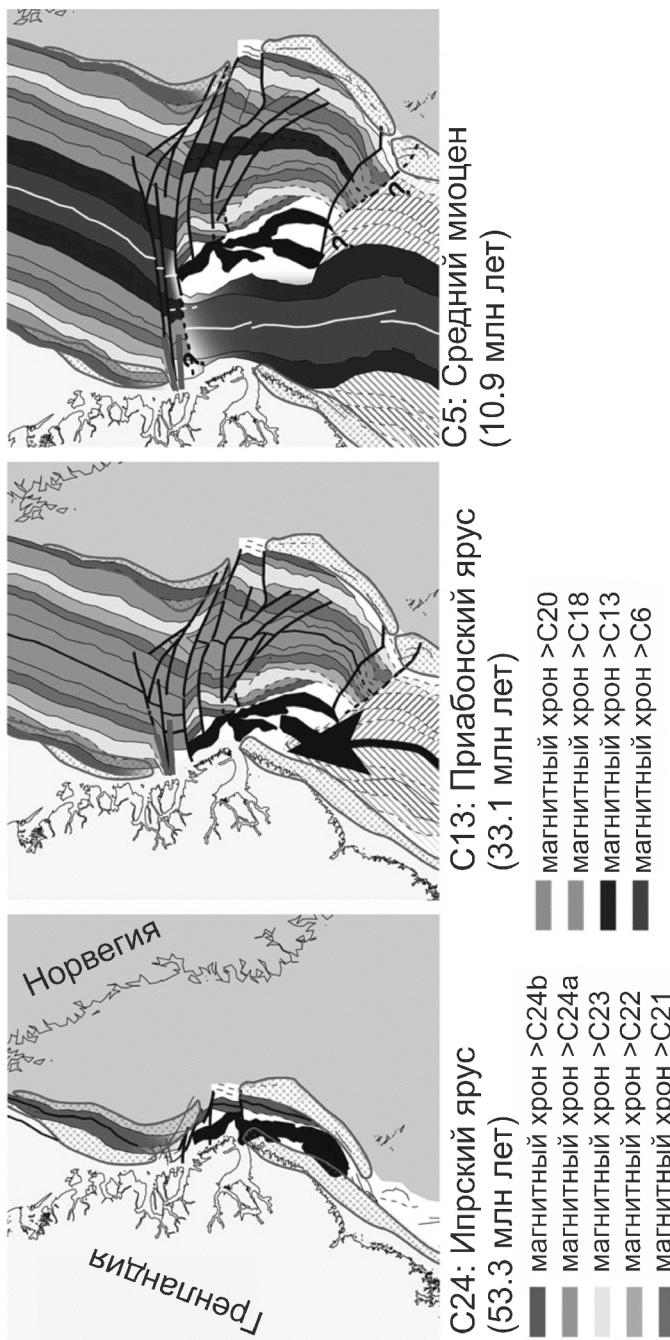


Рис. 2. Кинематическая эволюция Норвежского бассейна и микроконтинента Ян-Майен, по [9]

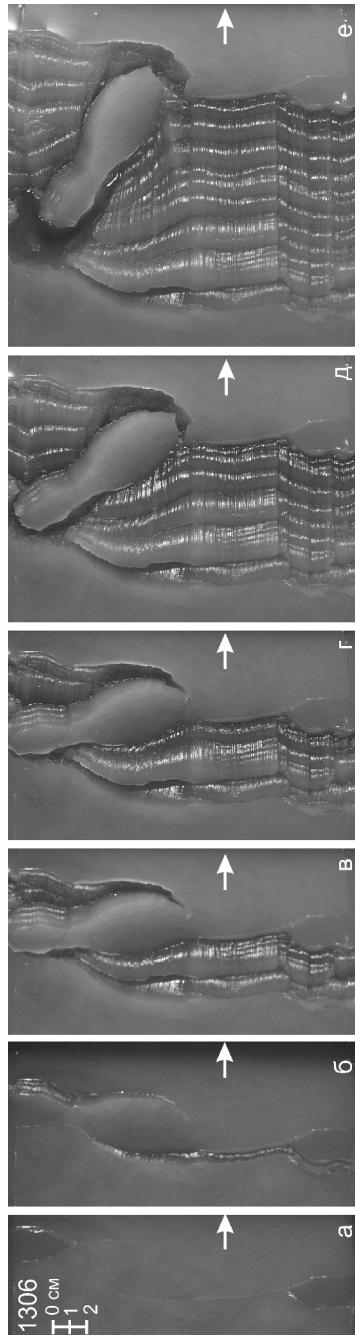


Рис. 3. Фото в плане эксперимента 1306. Параметры эксперимента: $V = 1,67 * 10^{-5}$ м/с, $H_1 = 3$ мм, плита 12×20 см,
 $L_1 = 3,5$ см, $L_2 = 4$ см, $x = 1,5$ см. Белой стрелкой показано направление растяжения

3 б-в). Причем наклон блока определялся изначальным наклоном про-двигающегося рифта. В эксперименте 1306 поверхности правой и левой трещин падали в сторону растяжения. В случае разнонаправленного падения трещин деформация блока либо не происходит (направление падения трещин к центру микроблока), либо центральная часть микроблока испытывает прогибание (направление падения трещин в стороны от микроблока).

Проведенное физическое моделирование показало возможность образования изолированных континентальных блоков посредством перескока оси спрединга внутрь континента посредством механизма «перекрывающихся трещин», причем основными параметрами, влияющими на возможность формирования микроконтинентальных блоков, являются: углы заложения первоначальных рифтовых сегментов (разрезов или ослабленных зон), длина первоначальных рифтовых сегментов, а также наличие первичных структурно-вещественных неоднородностей в структуре континентальной литосферы

Литература

1. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П., Севинян К.Т., Галушкин Ю.И. Экспериментальное моделирование взаимодействия горячей точки и спредингового хребта (на примере Юго-Восточного Индийского хребта) // Жизнь Земли. М.: МГУ, 2012. № 34. С. 24–35.
2. Грохольский А.Л., Дубинин Е.П. Экспериментальное моделирование структурообразующих деформаций в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 2006. № 1. С. 76–94.
3. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дэйвиса, плато Кергелен) // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Первые результаты. Строение и история развития литосферы / Ред. Ю.Г. Леонов. М., 2010.
4. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
5. Borissova I., Moore A., Sayers J., Parums R., Co-n M.F., Symonds P.A. Geological framework of the Kerguelen Plateau and adjacent ocean basins // Geoscience Australia Record. Canberra, 2002. 120 p.
6. Coffin M.F., Pringle M.S., Duncan R.A., Gladczenko T.P., Storey M., Muller R.D., Gahagan L.A. Kerguelen Hotspot magma output since 130 Ma. // Journ. Petrology. 2002. Vol. 43, № 7. P. 1121–1139.

7. Gaina C., Muller R.D., Brown B., Ishihara T., Ivanov S. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. *Antarctica* // *Geophys. Journ. Int.* 2007. Vol. 170. P. 151–169.
8. Gaina C., Gernigon L., Ball P. Palaeocene-Recent plate boundaries in the NEAtlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // *Journal of the Geological Society, London*. 2009. Vol. 166. P. 601–616.
9. Gernigon L., Gaina C., Olesen O., Ball P.J., Peron-Pinvidic G., Yamasaki T. The Norway basin revisited: From continental breakup to spreading ridge extinction // *Marine and Petroleum Geology*. 2012. Vol. 35. P. 1–19.
10. Ingle S., Scoates J.S., Weis D., Brügmann G., Kent R.W. Origin of Cretaceous continental tholeiites in southwestern Australia and eastern India: insights from Hf and Os isotopes // *Chemical Geology*. 2004. Vol. 209. Is. 1-2. P. 83–106.
11. Peron-Pinvidic G., Gernigon L., Gaina C., and 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.

С.Ю. Маленкина¹

Структурные предпосылки формирования верхнеюрских черных сланцев Москвы и Подмосковья

Во всем мире, в последнее время растет интерес к сланцам, не только как к вместилищам широкого спектра полезных ископаемых, включая месторождения золота, урана, марганца, железа, ванадия, свинца и цинка, но в первую очередь как к нетрадиционным ресурсам углеводородов, особенно с появлением целого ряда инновационных технологий. В свете этого, исследование распространения сланцев, их состава и реконструкция условий их образования приобретают особое значение. Несмотря на то, что первые упоминания о существовании верхнеюрских «горючих сланцев» на территории Москвы и ближайших окрестностей появились довольно давно [4, 7], их изученность оставляет желать лучшего. Конкретных сведений о них, а также данных их химических анализов в литературе до недавних пор не было [6], что вероятно связано с отсутствием их промышленной значимости. На описываемой территории существует два стратиграфических уровня углеродистых пород, один из которых принадлежит оксфордскому, а другой волжскому ярусу верхней юры.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

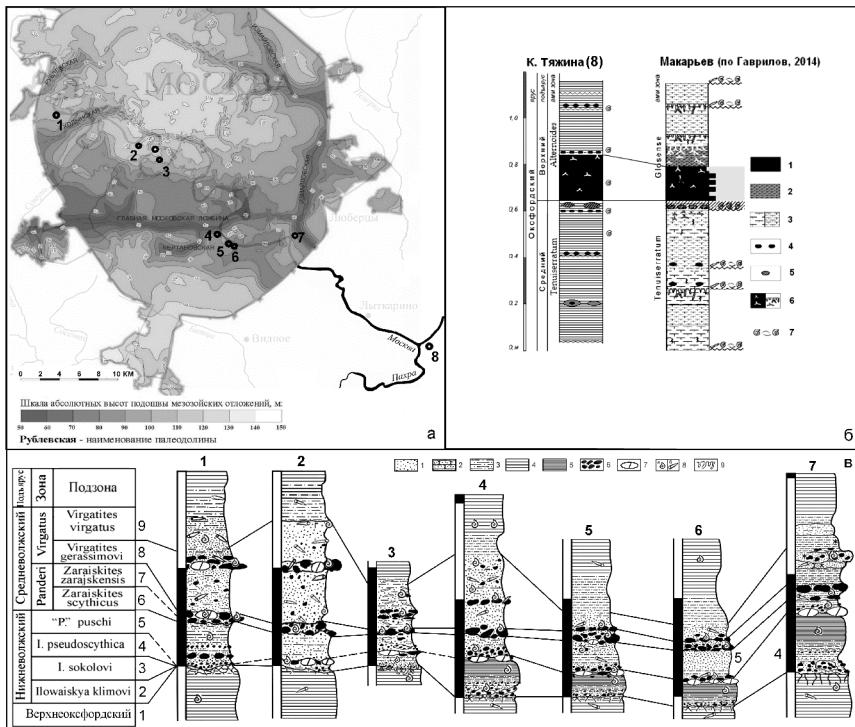


Рис. 1. Корреляции исследованных верхнеюрских разрезов.

а – Схема расположения разрезов на карте рельефа подошвы мезозойских отложений с указанием палеодолин (по [1] с изменениями); б – Сопоставление изученного разреза оксфордских отложений № 8 (Каменная Тяжина) с разрезом Макарьева по [2]. Условные обозначения: 1 – сланцы углеродистые, 2 – глины углеродистые, 3 – глины известковистые, 4 – фосфоритовые стяжения, 5 – пиритовые стяжения, 6 – ходы зарывающихся организмов, 7 – уровни размыва и конденсации; в – Сопоставление изученных нижне- и средневолжских разрезов: 1 – Крылатское (котлован тоннельного участка проспекта Маршала Жукова), 2 – Дорогомилово (Стройплощадка Московского театра «Мастерская П.Н. Фоменко»), 3 – Котлован строительства жилого комплекса у ст. м. Фрунзенская (бывш. Завод «Каучук»), Обнажения: 4 – Коломенское, 5 – Сабурово, 6 – Борисовские Выселки, 7 – Капотня

Условные обозначения: 1 – пески, 2 – песчаники, 3 – алевриты, 4 – глины, 5 – сланцы, 6 – конкреции фосфоритов, 7 – мергельные стяжения, 8 – фаунистические остатки: аммониты, белемниты, 9 – крупные ихтиофоссилии

Ближайшие их аналоги в пределах Московской синеклизы расположены в Костромской области на р. Унже: оксфордские разрезы – на протяжении от г. Макарьева до д. Михаленино [2] и средневолжские – от с. Унжа до г. Мантурово [3].

Нижний – оксфордский интервал наблюдается в русле р. Москвы у Коломенского, Сабурова, Капотни, но более доступен в разрезе Каменная Тяжина (близ с. Еганово Моск. обл.) (рис. 1 а, б). Здесь он представлен темно-серыми до черных сланцами, плотными, с горизонтальной слоистостью, легко раскалывающимися на тонкие плитки, иногда листоватые пластины. На поверхности напластований наблюдаются гастроподы, крупные и мелкие двустворки, а также аммониты, биодетрит и плоские стяжения пирита. По присутствующим аммонитам относится к зоне *Alternoides* (подзона *Novaiskii*) основания верхнего оксфорда. Изредка отмечаются ходы типа *Chondrites*, выполненные более светлой глиной или пиритизированные. Нижняя граница пачки очень резкая и отчетливая, носящая явные следы перерыва. Непосредственно ниже ее, в кровле подстилающих темно-серых и серых плотных слоистых глин, спорадически наблюдаются известковисто-глинистые, с зеленым глауконитом и пиритом линзы строматолитового строения (до 10 см мощности и 15-35 см в поперечнике), крупные давленные пиритизированные аммониты, а также прослой округлых мелких фосфоритовых конкреций. Верхняя граница маркируется обилием детрита, порошкообразными присыпками пирита, а также заметным усилением биогидратации, выразившейся, как в увеличении количества ихноФоссилий типа *Chondrites*, чаще всего пиритизированных, так и в нарушенности первоначальной текстуры темных глин, их «раздробленности» на отдельные куски, часто разноориентированных. Мощность сланцевой пачки 0,1-0,3 м. Под микроскопом, в прозрачных шлифах, видно, что неравномерная тонкая горизонтальная слоистость сланцев обусловлена неоднородным расположением фрагментов коллоальгинита (бесструктурное сапропелевое ОВ), имеющего вид уплощенных линзочек желтовато- и красновато-коричневого цвета, растительного дегрита, тонкодисперсного ОВ и глинистых частиц. Аналитические исследования, проведенные в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН [6], показали в них полное отсутствие CO₂ (т.е известковистости) и одновременно довольно высокое содержание Сорг 8,20, хотя и несколько ниже, чем в унженских разрезах (10,40–15,50 % – в разрезе у г. Макарьева [2]). По классификации Я.Э. Юдовича и М.П. Кетрис [9] они относятся к углеродистым черным сланцам. Содержание других элементов: никеля, молибдена и ванадия несколько меньше, чем в Макарьеве: Ni – 151 г/т (280–590 – в Макарьеве); Mo 22,9 г/т (39,9–60,8); V – 194 г/т (250–330), хотя и заметно превышает их кларковое содержание, серы же 4,68% существенно выше, чем в Макарьеве (1,82–2,84 %), при этом содержание железа (9,92%) также превышает кларковое, что показывает некоторое обогащение сланцев пиритом.

Верхний – нижневолжский интервал, представлен в ряде разрезов вдоль р. Москвы, причем сланценосные лишь юго-восточные (рис. 1 а, в). Он сложен в оврагах у Коломенского темными серовато-зелеными сланцеватыми глинистыми алевритами с глауконитом, в средней части переходящими в тонкослоистые черные и горючие сланцы, наверху несколько песчанистые, с мелкой галькой фосфоритов, с деформированными раковинами *Nowaiskya pseudoscythica* (Пов.), *I. ianshini* (Пов.). Нижняя граница очень отчетливая, маркируется прослойем небольших сгруженных окатанных черных глянцевых фосфоритов. В кровле сланцев встречаются крупные бурье мергели и мергелистые фосфориты, в которых из других обнажений с аналогичным строением (Капотня, Борисовские высокие) найдены *Nowaiskya cf. pseudoscythica* (Пов.), зоны *I. pseudoscythica* нижневолжского подъяруса [8]. Ранее и до последнего времени этот интервал относился к зоне *D. panderi* средневолжского подъяруса. Мощность интервала 0,2-0,25 м. Сланцы представляют собой темно-серые до буровато-черных и черные породы (при выветривании с желтым или рыжим налетом) с очень тонкой горизонтальной слоистостью и листоватой или плитчатой отдельностью. На поверхностях напластований отмечаются различная макрофауна и биодетрит, на попечевых сколах иногда видны мелкие ходы типа *Chondrites*, обычно более светлые. В прозрачных шлифах, также как и в оксфордском интервале наблюдается неравномерная тонкая горизонтальная микрослоистость, выраженная неоднородным распределением фрагментов коллоальгинита, в виде уплощенных линзочек оранжевого и красновато-коричневого цвета, растительного дегрита, тонкодисперсного ОВ и глинистых частиц. Аналитические исследования, показали вариации содержаний Сорг от 11,20 до 19,20, то есть довольно близкие к аналогичным в разрезе Ивкино Костромской области [2, 3]. По Сорг они могут быть отнесены к высокоуглеродистым черным сланцам [9] или даже горючим сланцам [5]. Также колеблются содержания CO₂ от полного отсутствия до 2,8 (тогда как в Ивкино все сланцы в той или иной степени известковисты). Выделяются даже по сравнению с Ивкино [2] повышенные содержания хрома, меди и мышьяка (особенно в Капотне). В целом наблюдается превышение кларковых содержаний, нередко значительных, и других элементов, таких как V, P, Ba, Ni, Mo, Fe, Zn, U, Th, Pb, S.

Другие разрезы построены сходным образом, изменяются лишь мощности отдельных пачек (рис. 1 в). При наложении карты рельефа подошвы мезозойских отложений на схему расположения разрезов и русла р. Москвы, становится видно, что все разрезы со сланцами тяготеют к доюрским ложбинам, а наиболее мощные сланцы наблюдаются вблизи их осевых частей (рис. 1 а). То же самое вероятно относится и к

оксфордским разрезам. Из всего изложенного следует вывод о приуроченности сланцев к относительно более глубоководным участкам – доюрским палеодолинам. На мелководных приподнятых участках они фациально переходят в прослои фосфоритов, содержащих повышенное количество органического вещества.

Литература

1. Геологический атлас Москвы (в 10 томах с пояснительной запиской). Масштаб 1:10 000. М.: ГУП Мосгоргехрест, 2010.
2. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Щербинина Е.А. Седиментологические и геохимические обстановки формирования углеродистых толщ в мезозойских палеобассейнах Европейской части России // Георесурсы. Геоэнергетика. Геополитика. 2014. Вып. 1(9). 30 с.
3. Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А. Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литол. и полез. ископ. 2008. № 4. С. 396-424.
4. Иванов А.П. Геологическое исследование фосфоритовых отложений в Клинском, Московском и Дмитровском уездах Московской губ. и Егорьевском у. Рязанской губ. // Труды Комиссии по исследованию фосфоритов. 1912. Т. IV. С. 389-463.
5. Карпузов А.Ф., Соболев Н.Н., Миронов Ю.Б., Мозолева И.Н., Бузовкин С.В., Карпунин А.М. Черные сланцы: вопросы типизации и минерагенеза // Разведка и охрана недр. 2008. № 7. С. 21-25.
6. Малenkina C.Ю. Предварительные результаты исследования оксфордских и нижневолжских верхнеюрских черных сланцев Москвы и окрестностей // Нетрадиционные ресурсы углеводородов: распространение, генезис, прогнозы, перспективы разработки. Материалы Всероссийской конференции. М.: ГЕОС, 2013. С. 155-158.
7. Розанов А.Н. Горючие сланцы Европейской части СССР // Геологический комитет. Материалы по общей и прикладной геологии. Вып. 73. 1927. 59 с.
8. Рогов М.А., Школин А.А., Малёнкина С.Ю. Новые данные по стратиграфии волжского яруса верхней юры в разрезах г. Москвы и Подмосковья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Науч. матер. Екатеринбург: ИздатНаука сервис, 2013. С. 191-196.
9. Юдович Я.Э, Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта

В 2009-2013 гг. сотрудниками лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН и лаборатории изучения современных движений земной коры методами космической геодезии НС РАН (г. Бишкек) проведены исследования палео- и современного напряженного состояния земной коры Северного Тянь-Шаня. Проведенные полевые тектонофизические исследования позволили реконструировать основные параметры локальных стресс-состояний по комплексу геологических индикаторов палеонапряжений. Для реконструкции палеонапряжений мы использовали метод катаакустического анализа (МКА) применительно к геологическим данным [4] и метод структурно-парагенетического анализа [3]. Район исследования охватывал северный склон Киргизского хребта от долины р. Аксу на западе до Бoomского ущелья на востоке. Основную часть собранного материала представляют замеры тектонических трещин и разрывов со следами смещений, позволяющих устанавливать кинематику их относительных перемещений (зеркала скольжения, отрывы и т.д.). В ходе расчетов получены основные параметры локальных стресс-состояний (ориентация осей главных напряжений, коэффициент Лоде-Надаи и др.). Рассчитаны параметры 53 локальных стресс-состояний. При этом в 29 точках реконструировано по одному стресс-состоянию, а в 12 точках удалось определить по два стресс-состояния.

Проведенная реконструкция палеонапряжений установила, что северный склон Киргизского хребта характеризуется значительными вариациями направлений осей главных напряжений, показанных на розах-диаграммах (рис. 1). Наиболее хорошо выражены следующие азимуты погружения осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3): СЗ 310° , С $350-10^\circ$ и ЮЗ $140-150^\circ$. Слабее проявлены направления северо-восточное (СВ 30° до СВ 60°) и субширотное (В 90°). Углы наклона (погружения) осей максимального сжатия близки к субгоризонтальным ($15-25^\circ$). Однако довольно много и субвертикально ориентированных (угол погружения от 50 до 80°) осей максимального сжатия. Подобные ориентировки осей сжатия и обстановки горизонтального растяжения приурочены в основном к области вблизи НС РАН (сел. Кой-Таш, сел. Алмалы). Проявленный здесь меридиональный максимум (С $350-10^\circ$) связан в

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

² Научная станция РАН, Бишкек, Кыргызстан, nelya@gdirc.ru

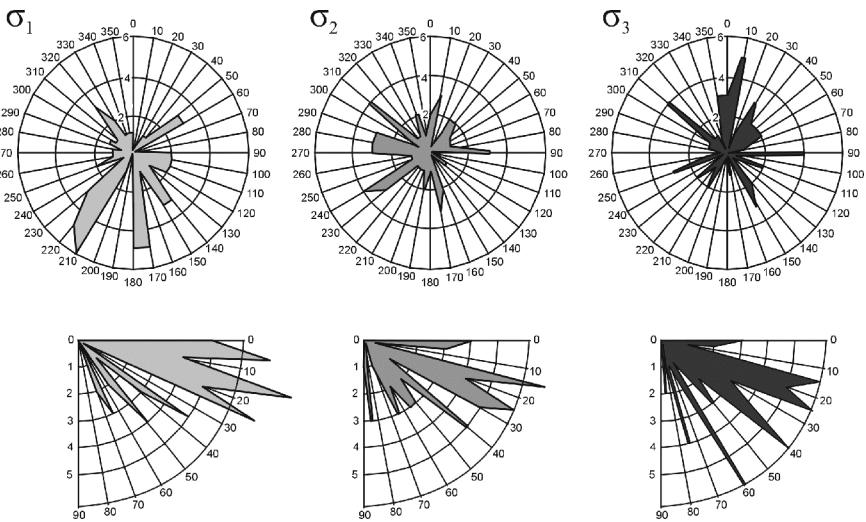


Рис. 1. Ориентировка осей главных напряжений Киргизского хребта по данным реконструкции полевых данных (2009, 2011 и 2012 гг.) по геологическим индикаторам палеонапряжений. В верхнем ряду расположены розы-диаграммы распределения азимутов погружения осей главных напряжений: σ_1 - минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 - промежуточных и σ_3 - максимальных (сжатие) сжимающих напряжений; в нижнем ряду – диаграммы углов наклона осей главных напряжений. Показано количество определений для определенного азимута погружений (с шагом 10°) и для угла наклона (с шагом 5°)

основном с осями максимального сжатия, круто погружающимися на север. При рассмотрении преимущественных ориентировок простирания субгоризонтальных (с углами погружения до 45°) осей максимального сжатия определяются три основных направления: СЗ $310\text{-}330^\circ$, СВ 30° и широтное (В-З). Оси девиаторного растяжения образуют три основных направления: меридиональное (с погружением по азимуту Ю 180°), северо-западное (погружения СЗ 320° и ЮВ $140\text{-}150^\circ$) и северо-восточное (погружения СВ 60° и ЮЗ 210°). Углы наклона большинства реконструированных осей растяжения близки к субгоризонтальным (от 0° до 25°).

Следует отметить, что при рассмотрении более локальных областей в пределах северного склона Киргизского хребта устанавливаются меньшее разнообразие ориентировок осей главных напряжений. Как уже отмечалось, область вблизи НС РАН характеризуется наличием субвертикальных ориентировок осей максимального сжатия, а субгоризонтальные ориентировки осей максимального сжатия ориентированы здесь в

направлении СЗ-ЮВ. На западе региона (в долине р. Аксу) реконструированные оси максимального сжатия погружаются к северу, а на востоке (между долинами рек Кегеты и Чу) для них характерны падения по азимутам ЮВ 150° и В 90°.

В зависимости от близости положения реконструированных осей главных напряжений к оси на зенит (т.е. от их пространственной ориентировки) определяются обстановки горизонтального растяжения, горизонтального сдвига и горизонтального сжатия, а также различные их сочетания. Применительно к реконструкции тектонических напряжений для участков земной коры по сейсмологическим данным эти обстановки характеризуют геодинамический тип напряженного состояния [3]. Из 53 реконструированных локальных стресс-состояний по 15 определений связано с обстановками горизонтального сдвига и горизонтального растяжения (рис. 2). С обстановками горизонтального сжатия и горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом оказались связаны 10 и 6 определений соответственно. Согласно проведенному нами выделению областей со сходными геодинамическими обстановками в точках наблюдения на основе рассчитанных МКА определений локальных стресс-состояний и преобладающим ориентировкам осей главных напряжений определяются три основные области в пределах северного склона Киргизского хребта: долина р. Аксу и долина р. Джыламыш, район вблизи полигона НС РАН, участок между долинами рек Норус и Бoom. В первой (западной) области не наблюдается четкого преобладания определенного типа напряженного состояния, но её особенностью являются наличие взрезовых типов (субгоризонтальна ось σ_2). Особенностью второй (центральной) области является наличие обстановок горизонтального растяжения при субвертикальном положении оси максимальных сжимающих напряжений (σ_3) и субгоризонтальном положении оси минимальных сжимающих напряжений (σ_1). Дугообразная форма максимально выдвинутых на север новейших структур в этой части Киргизского хребта возможно обусловила при своем изгибе обстановку растяжения на своде структуры. В третьей (восточной) области преобладают режимы горизонтального сдвига (оси σ_1 и σ_3 имеют близгоризонтальное положение) и горизонтального растяжения в сочетании со сдвигом. Здесь же намечается ориентация большего числа реконструированных осей максимальных сжимающих напряжений (σ_3) в направлении СЗ-ЮВ - субперпендикулярно простиранию новейших структур. Большинство выявленных геодинамических типов напряженного состояния и ориентировок осей максимального сжатия хорошо коррелируются с данными по современному напряженному состоянию земной коры [5]. Интересно, что эти области различаются также и по строению рельефа [6], что под-

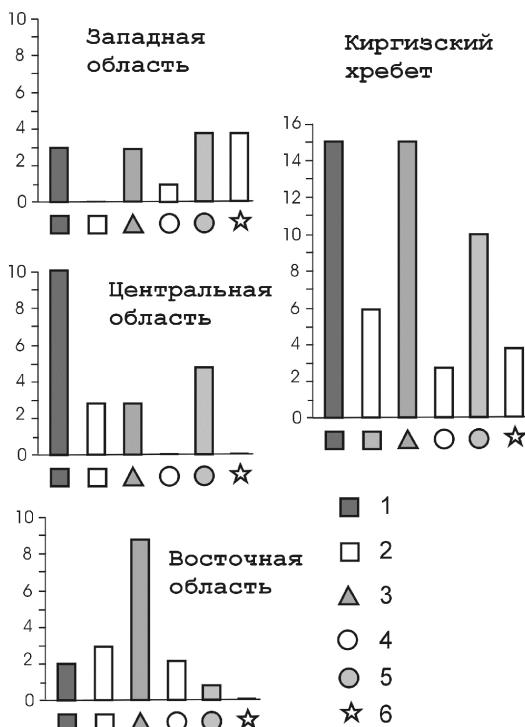


Рис. 2. Диаграммы распределения геодинамических типов напряженного состояния для реконструированных локальных стресс-состояний:
1 - горизонтальное растяжение, 2 - горизонтальное растяжение в сочетании со сдвигом, 3 - горизонтальный сдвиг, 4 - горизонтальное сжатие в сочетании со сдвигом, 5 - горизонтальное сжатие

черкивает связь большей части реконструированных палеонапряжений с современным этапом. Так, для области Киргизского хребта западнее долины р. Аксу характерно развитие довольно пологого склона при отсутствии предгорий. Для центральной части (район НС РАН) присущи максимальные значения высоты водораздела Киргизского хребта (до 4855 м). В восточной части Киргизский хребет понижается и разворачивается в юго-восточном направлении.

Другим важным выводом проведенных исследований является наличие как минимум двух существенно разных и разделенных по времени региональных тектодинамических обстановок. Северо-западные и меридиональные (до ССВ) азимуты погружения осей сжатия совпадают с определенными ранее ориентировками по сейсмологическим данным для

верхних слоев земной коры [5]. Наиболее «свежие» следы относительных перемещений в молодых кайнозойских отложениях, свидетельствующие об обстановке горизонтального сжатия, нам удалось обнаружить в районе сел. Чонкурчак. Относительно полого (Аз Пд $120\angle 20^\circ$) залегающие красноцветные отложения киргизской свиты нарушены многочисленными зеркалами скольжения надвигового характера с изменившейся амплитудой до 0.7 м и падениями плоскостей этих нарушений преимущественно в северных и южных румбах. Установлены ориентировки осей главных напряжений: $\sigma_1 - 171\angle 65^\circ$, $\sigma_2 - 292\angle 13^\circ$, $\sigma_3 - 27\angle 20^\circ$. Конгломераты нарушены трещинами, образующими две системы, в остром угле между которыми и лежит определенная ось максимального сжатия. Следовательно, двумя группами геологических стресс-индикаторов здесь четко фиксируется один этап деформирования с обстановкой горизонтального сжатия с ССВ осью максимального сжатия (σ_3) и субвертикальной осью максимального девиаторного растяжения (σ_1). Северо-восточные и широтные направления максимального сжатия могут быть отнесены к более «древним» тектодинамическим обстановкам рассматриваемого региона. Этот вывод основывается на отличии этих обстановок от современного поля напряжений, рядом конкретных взаимоотношений структурно-парагенетических ассоциаций в отдельных точках и данными полученными несколькими группами исследователей [1, 2, 7].

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 12-05-00234-а, 12-05-00550-а.

Литература

1. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Корженков А.М. Трещиноватость осадочных горных пород и новейшая геодинамика Восточного Тянь-Шаня // г. Бишкек. 2014. С. 15.
2. Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н., Маринин А.В. Особенности палео- и современных напряжений Тянь-Шань // Физика Земли. 2014. №3. С. 127-141.
3. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дислокационных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987, ч.2, С. 173-235.
4. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Изд. Наука. 2007. 406 с.
5. Ребецкий Ю.Л., Сычева Н.А. Напряженное состояние земной коры Бишкекского геодинамического полигона по данным сети KNET // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы.

Тез. Докладов, Четвертый междунар. симпозиум, 15-20 июня 2008, г. Бишкек. Изд. Бишкек, МНИЦ-ГП, 2008. С. 378-381.

6. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе. 1986. 314 с.

7. Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdurakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia Tectonophysics. 2013. Т. 602. С. 194-222.

С.А. Медведева¹

О тектонических обстановках накопления протерозойских и рифейских песчаников Улканского района (Алдано-Становой щит) по данным литохимического изучения

Изучение вещественного состава песчаных пород позволяет реконструировать условия осадконакопления, установить связь осадочных бассейнов с определенным типом тектонических обстановок, оценить состав пород областей денудации, удаленность бассейнов от этих областей, климат и рельеф в областях размыва, влияние вулканической деятельности. Ранее в осадочных бассейнах мира были установлены корреляционные связи между составом терригенных пород и тем или иным типом тектонических обстановок.

Улканский район расположен на юго-восточной окраине Сибирской платформы [1]. Разрез стратифицируемых образований состоит из нижнепротерозойских топориканской (песчаниковая), улкачанской (терригенно-вулканогенная), элгэтэйской (преимущественно вулканогенная) свит улканской серии, нижнерифейских бириндинской (терригенно-вулканогенная) и конкулинской (песчаниковая) свит уянской серии. Улканская и уянская серии залегают в разных прогибах района.

В Улканском прогибе нижнепротерозойская базальная топориканская свита залегает с размывом на коре выветривания архейских образований, улкачанская свита – несогласно на гравелитах или песчаниках топориканской свиты, а также и на кристаллическом фундаменте Алдано-Станового щита. Нижнерифейская бириндинская свита уянской серии участвует в строении сложно построенной Учурской впадины, где с

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

угловым и стратиграфическим несогласием залегает на корах выветривания и выветрелых вулканитах элгэтайской свиты.

Коры выветривания в основании нижнериифейского разреза широко развиты в районе и являются автохтонными [1]. Они свидетельствуют о достаточно пассивном тектоническом режиме.

По минералого-петрографическому составу нижнепротерозойские и нижнериифейские псаммиты – это кварцевые, реже полевошпатово-кварцевые песчаники. Они являются зрелыми породами, образование которых происходит в периоды тектонической стабильности, способствовавшей вызреванию пород.

Оксиды в песчаниках содержатся в количестве (здесь и далее в масс. %): SiO_2 – 62.14-94.5, TiO_2 – 0.04-0.95, Al_2O_3 – 1.3-11.8, Fe_2O_3 – 0.14-3.44, MgO – 0.01-1.58, CaO – 0.01-9.8, Na_2O – 0.08-5.78, K_2O – 0.52-5.99, P_2O_5 – 0.01-0.78 [1]. По химизму песчаники конкулинской свиты отличаются от песчаников топориканской, улкачанской, элгетайской и бириндинской свит более низкими содержаниями оксидов титана, железа, магния, кальция, натрия, высокими концентрациями оксида калия, высокими $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$.

Реконструкции проведены с применением диаграмм Дж. Мейнарда с соавторами [5],

М. Бхатия [4], Б. Розера и Р. Корша [6] с целью сопоставления реконструкций, основанных на разных методах. На большинстве различных диаграмм, использующих сведения о содержаниях оксидов кремния, алюминия, калия, натрия, титана, железа и магния figuratивные точки докембрийских песчаников располагаются в поле пассивной континентальной окраины.

На диаграммах по М.Р. Бхатия [4] figuratивные точки докембрийских песчаников Улканского района тяготеют к полям бассейнов, связанных с пассивной континентальной окраиной. На диаграммах $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ и $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ абсолютное количество figuratивных точек песчаников Улканского района находится значительно выше полей пассивной континентальной окраины и весьма значительно удалено от других полей. Такое их положение обусловлено высокими содержаниями SiO_2 , K_2O , низкими содержаниями суммы Fe_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 , Na_2O .

Наряду с химическим составом песчаников Улканского района были использованы из [4, Tabl. 10, Р. 625] средние составы палеозойских песчаников Восточной Австралии разных тектонических обстановок, предложенные М. Бхатия [4] в качестве эталонных. Figuratивные точки палеозойских песчаников Восточной Австралии расположились в полях океанических вулканических дуг (oceanic island arc - OIA), активной

континентальной окраины (active continental margin - ACM) и пассивной континентальной окраины (passive continental margin - PM) соответственно, то есть в предназначенных для них полях.

На диаграммах SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Б. Роузера и Р. Корша [6] и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ Дж. Мейнарда с соавторами [5], все фигуративные точки докембрийских песчаников Улканского района находятся в поле пассивной континентальной окраины (PM - passive continental margin). Фигуративные точки песчаников Восточной Австралии расположились в полях океанических вулканических дуг (OIA), активной континентальной окраины (ACM) и пассивной континентальной окраины (PM) соответственно (рисунок).

Все это позволяет сделать заключение о неплохой сопоставимости геологического, минералого-петрографического и литохимического методов реконструкций.

Однако интрига заключается в том, что на дискриминантной диаграмме F I – F II

М. Бхатия [4] с использованием всех породообразующих оксидов, в том числе марганца и фосфора, фигуративные точки песчаников Улканского района расположились в поле активной континентальной окраины. Расчет параметров производился по формулам

$$\begin{aligned} \text{F I} = & 0.303 - 0.0447x\text{SiO}_2 - 0.972x\text{TiO}_2 + 0.008x\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.267x\text{Fe}_2\text{O}_3 + \\ & 0.208x\text{FeO} + 0.14x\text{MgO} - 3.082x\text{MnO} + 0.195x\text{CaO} + 0.719x\text{Na}_2\text{O} - \\ & 0.032x\text{K}_2\text{O} + 7.51x\text{P}_2\text{O}_5; \quad \text{F II} = 43.57 - 0.421x\text{SiO}_2 + 1.988x\text{TiO}_2 - \\ & 0.526x\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.551x\text{Fe}_2\text{O}_3, \quad 1.61x\text{FeO} + 0.881x\text{MgO} + 2.72x\text{MnO} - \\ & 0.907x\text{CaO} - 0.177x\text{Na}_2\text{O} - 1.84x\text{K}_2\text{O} + 7.244x\text{P}_2\text{O}_5, \end{aligned}$$
 используемым коллективом авторов [2, 3] со ссылкой на [4]. В работах этих авторов диаграмма F I – F II больше других диаграмм М. Бхатия подвергалась сомнению. На помощь с целью проверки рассчитанных по этой формуле параметров и дополнения дискриминантной диаграммы автором данной работы были привлечены средние составы палеозойских песчаников Восточной Австралии из [4, Tabl. 10, P. 625], как это было сделано ранее. Ожидалось обнаружить положение фигуративных точек, подобное их положению на вышеописанных диаграммах, поскольку были использованы те же самые содержания оксидов. Но, к некоторому удивлению автора, фигуративные точки эталонных средних песчаников, как и песчаников Улканского района, также расположились в поле активной континентальной окраины как бы зеркально. Возможно в [4] применялся расчет параметров, отличный от предложенного в [2, 3], иначе получались бы аналогичные результаты.

Выводы. Петрографические и литохимические типы песчаников в целом совпадают. Состав песчаников свидетельствует о глубоком химическом выветривании возможном при влажном климате, спокойном

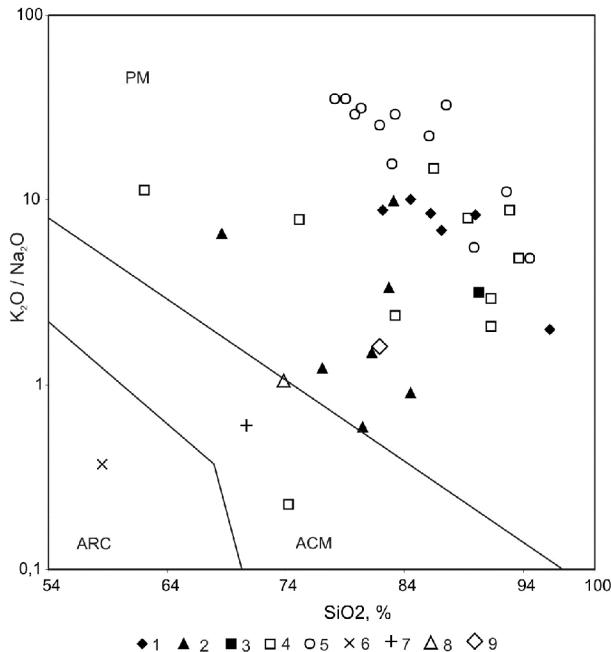


Рис. Диаграмма SiO_2 - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ для песчаников Улканского района по [6].
Бассейны тектонических обстановок: PM - пассивной континентальной окраины,
ACM - активной континентальной окраины, ARC - океанических вулканических дуг.
1-3 - песчаники протерозойских свит: 1-тобриканская, 2-улкачанская, 3-элгэтайская;
4-5 - рифейских свит: 4-биринданская, 5-конкулинская. 6-9 - средние
песчаники из [4, Tabl. 10, P. 625] - 6-оceanических вулканических дуг, 7- активной
континентальной окраины, 8-континентальных вулканических дуг, 9 - пассивной
континентальной окраины

рельефе областей денудации и достаточно продолжительном времени выветривания.

Анализ положения фигуративных точек песчаников на различных литохимических диаграммах позволил заключить, что во время формирования нижнепротерозойских отложений палеобассейн был связан с обстановками пассивной континентальной окраины, испытывавшей иногда периоды тектонической активизации; во время формирования нижнерифейских отложений - с обстановками пассивной континентальной окраины.

Литература

1. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. – 227 с.
2. Маслов А.В., Гареев Э.З., Ишерская М.В. «Стандартные» дискриминантные палеогеодинамические диаграммы и платформенные песчаниковые ассоциации // Отечественная геология. 2012. № 3. С. 55-65.
3. Маслов А.В., Подковыров В.Н., Гареев Э.З. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 5. С. 55-68.
4. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91, № 6. P. 611-627.
5. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-see sands from arc related basins // Trench-Forearc Geology. 1982. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. P. 551-561.
6. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94, № 5. P. 635-650.

С.В. Межеловская, А.К. Корсаков, А.Д. Межеловский¹

Время заложения палеопротерозойской структуры Ветреный Пояс. (Юго-восток Фенноскандинавского щита)

Палеопротерозойский Ветреный Пояс – пограничная зеленокаменная структура, расположенная на стыке Карельского и Беломорского геоблоков [2-4]. По простирианию он прослеживается более чем на 250 км при ширине от 8 до 40 км. С северо-востока Ветреный Пояс ограничен глубинным разломом мантийного заложения взбросо-надвигового типа, отделяющим Ветреный Пояс от надвинутой сопредельной части Беломорского геоблока. На юго-западе Ветреный Пояс надвинут на палеоархейское серогнейсово-основание и мезоархейские зеленокаменные пояса Карельского геоблока. Максимальная мощность слагающего пояса осадочно-вулканогенного зеленокаменного комплекса достигает 3,5-4

¹ ФГБОУ ВПО Российской государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе (МГРИ-РГГРУ), Москва, Россия

км. Породы пояса метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой субфа-ции зеленосланцевой фации, но по мере приближения к крупным разло-мам степень метаморфизма повышается до серицит-хлоритовой и био-тит-хлоритовой субфаций.

В разрезе Ветреного Пояса снизу вверх выделяют: терригенно-осадочную токшинскую свиту, кирическую свиту (вулканиты андезиба-зального состава), калгачинскую свиту (полимиктовые конгломераты), виленгскую и кожозерскую свиты (песчано-глинистые отложения) и за-вершает разрез свита ветреного пояса (коматиты) [4].

Авторами рассмотрена токшинская свита, залегающая в основании разреза, так как она формировалась на начальных стадиях образования Ветреного Пояса и в особенностях ее строения и состава должны быть запечатлены условия заложения зеленокаменной структуры. Токшин-ская свита сложена терригенными образованиями – кварцитами, кварце-выми гравелитами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. По данным геолого-съемочных работ она прослеживается в виде довольно широкой и протяженной полосы вдоль юго-западной границы Ветреного Пояса. На большей площади породы токшинской свиты перекрыты четвертичными отложениями и недоступны непосредственному изуче-нию. Породы свиты с резким несогласием перекрывают фундамент Ка-рельского геоблока. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 1,5 км (в восточной части пояса).

Для детального изучения метаосадочных пород токшинской свиты был выбран участок горы Двойная на территории Водлозерского нацио-нального парка. Основу разреза составляют рассланцованные кварциты от молочно-белых до прозрачных. Главным их минералом является кварц, другие минералы (серицит, гематит, эпидот, фуксит) встречаются в виде небольших примесей (до нескольких процентов). Таким образом, токшинская свита, начинающая разрез зеленокаменного комплекса, сложена зрелыми терригенными образованиями – кварцевыми конгло-мератами, аркозами, кварцевыми гравелитами, полимиктовыми песча-никами. Это указывает на ее формирование в условиях литорали (конг-ломераты и гравелиты) и сублиторали (песчаники) и дает основание ут-верждать, что структура Ветреного Пояса заложилась на континенте.

Для определения возможных источников сноса при формировании кварцитов токшинской свиты, была отобрана проба на юго-восточном склоне горы Двойная, из которой были выделены цирконы минералоги-ческой группой института Геологии и геохронологии докембрия РАН. В изотопном центре исследований Всероссийского научно-исследователь-ского геологического института им. Карпинского было проведено U-Pb изотопное датирование 114 дегритовых цирконов. При измерениях ис-

пользовалась система лазерной абляции в комплекте с эксимерным лазером DUV 193 (Lambda Physic Compex) совместно с элементным высокоразрешающим, высокочувствительным масс-спектрометром *Thermo-Quest Finnigan MAT ELEMENT-2*. Цирконы отличаются между собой по морфологии, внутреннему строению, кавернозности. Диапазон значений возрастов цирконов колеблется в широком интервале: от $2654,31 \pm 38,48$ млн лет до $3364,72 \pm 5,75$ млн лет, т.е. все возраста детритовых цирконов соответствуют архею (неоархею, мезоархею и палеоархею).

Анализ возрастов цирконов показывает, что подавляющая их часть принадлежит диапазону от $2654,31 \pm 38,48$ млн лет до $2984,48 \pm 3,42$ млн лет, что соответствует лопио - времени формирования Карельской гранит-зеленокаменной области. Логично предположить, что за счет разрушения пород прилегающей гранит-зеленокаменной области ишло образование токшинской свиты. В указанном возрастном диапазоне характер распределения значений возрастов детритовых цирконов имеет два пика. Один пик фиксируется на уровне значений от $2755,39 \pm 1,9$ млн лет, а другой - $2824,26 \pm 4,5$ млн лет. Единичные цирконы имеют более древние значения возрастов. Основной объем пород гранит-зеленокаменного комплекса сформировался в лопийский цикл, который разбивается на три подцикла: неолопийский ($2,75 - 2,6 \pm 0,5$ млрд. лет), мезолопийский ($2,9 - 2,75 \pm 0,5$ млрд лет) и палеолопийский ($3,15 - 2,9 \pm 0,5$ млрд лет) [1]. Выделяющиеся на гистограмме распределения возрастов детритовых цирконов пики соответствуют основным событиям в геологической истории восточной части Карельского геоблока.

Датировки цирконов с пиковым значением $2755,39 \pm 1,9$ млн лет, скорее всего, относятся к микроклиновым гранитам и мигматитам, образовавшимся при гранитизации как лопийского зеленокаменного комплекса, так и его фундамента [1, 6, 7]. Цирконы данной группы имеют изометричную, реже призматическую форму, для них характерны высокие содержания урана и тория (более 200 ppm) и низкие торий урановые отношения. Группа цирконов с пиковым значением $2824,26 \pm 4,5$ млн лет самая многочисленная. Они характеризуется разнообразием морфологических типов. Содержания тория и урана небольшие (менее 100 ppm), торий – урановое соотношение в среднем 0,6. Большое морфологическое разнообразие цирконов этой группы объясняется скорее всего тем обстоятельством, что они вы свобождались при разрушении очень пестрых по составу интрузивных комплексов мезолопия: габбро-диорит-плагиогранитных, гипербазитовых, габбро-анортозитовых, габбро-диабазовых и гранитных. Цирконы третьей возрастной группы ($2919,71 \pm 7,67$ млн лет) отличаются меньшим объемом и разнообразием. Данная группа

отличается большими значениями торий-урановых отношений (как правило, больше 1,0) и наличием, как и удлиненных, так и изометричных кристаллов. Источником данной возрастной группы цирконов вероятнее всего стали осадочно-вулканогенные образования лопийских зеленокаменных поясов: дацит-андезитовая, базальт-коматиитовая, дацит-риолитовая формации. Эти формации относятся к палеолопию ($3,15 - 2,9 \pm 0,5$ млрд лет) [1]. Наиболее древние цирконы (их всего 4) имеющие возраста соответственно: $3148,38 \pm 1,03$ млн лет; $3256,74 \pm 1,21$ млн лет; $3267,77 \pm 1,73$ млн лет и $3364,72 \pm 5,75$ млн лет образовались скорее всего за счет разрушения фундамента зеленокаменных поясов - саамского серогнейсового комплекса. Содержания урана преобладают над торием. По всей видимости, источником цирконов данной группы являлся Водлозерский блок, который находится на небольшом удалении от Ветреного Пояса.

Сделанные выводы относительно источников обломочного материала, принимавших участие в образовании кварцитов токшинской свиты, согласуются с геохронологическими данными по Каменноозерской зеленокаменной структуре (Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс), ближайшей из лопийских зеленокаменных структур к Ветреному Поясу [5]. Мафит-ультрамафитовая нижняя часть разреза (комчинская и кумбуксинская свиты) Каменноозерской структуры образовалась примерно 2,9 млрд лет: коматиты - 2916 ± 117 млн лет (Sm-Nd возраст) и базальты - 2892 ± 130 млн лет ($\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{207}$ возраст). Приведенные датировки соответствуют возрасту дегритовых цирконов третьей возрастной группы из токшинской свиты ($2919,71 \pm 7,67$ млн лет), источником которых мы предположили исходя из [1] лопийские зеленокаменные толщи, что и подтверждается данными по Каменноозерской структуре. Источником цирконов второй возрастной группы ($2824,26 \pm 4,5$ млн лет) могли быть образовавшиеся позже породы каменноозерской толщи (от основных до кислых) и адакиты вулкано-плутонической серии, которые отнесены к островодужному комплексу и имеют возраст 2875 ± 2 млн лет и 2876 ± 6 млн лет [5]. Самые молодые цирконы (пиковое значение $2755,39 \pm 1,9$ млн лет) в состав кварцитов токшинской свиты могли попасть при разрушении интрузивного гранитного комплекса Каменноозерской структуры (Хижозерский, Вожмореченский, Солотозерский и Лексинский массивы) и дайкового комплекса пород кислого-среднего составов. Таким образом, кварциты токшинской свиты были сформированы в раннем палеопротерозое.

Авторы выражают огромную благодарность сотрудникам Национального Водлозерского парка за оказанную помощь и поддержку в проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Проект № 14-05-00559-а.

Литература

1. Голубев А.И., Щипцов В.В., Михайлов В.П. Основные минерагенические события Карельского региона (восточная часть Фенноскандинавского щита) и их следствия // Минерагения докембрия. Материалы Всероссийской конференции. Петрозаводск, 2009. С. 51-59.
2. Коматиты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988.
3. Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М. Блоковое строение Ветреного Пояса // Геология и разведка. 2010. №2.
4. Куликов В.С., Куликова В.В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса // Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1982.
5. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Федюк З.Н. Перспективы золотоносности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса// Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 15–25.
6. Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Левский Л.К., Коваленко А.В. Архейские террейны Карелии; их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. №6.
7. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Чекулаев В.П. и др. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 155–171.

М.В. Минц¹

История раннедокембрийских кратонов в сейсмических образах коры и коро-мантийной границы

К настоящему времени детальные характеристики строения коры и коро-мантийной границы раннедокембрийских кратонов получены вдоль геотраверсов в пределах Восточно-Европейского кратона, где выполнены геотраверсы 1-ЕВ и ТАТСЕЙС, профиль 4В, проекты DOBRE на Украине и FIRE в Финляндии [2, 3, 9], и Северо-Американского кра-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

тона по программе LITHOPROBE [6, 7]. Глубинное строение Австралийского кратона охарактеризовано в рамках проекта ANSIR [8].

Термины «коро-мантийная граница» и «раздел Мохо» не являются синонимами. Раздел Мохо – это геофизический образ плавно изгибающейся поверхности планетарного ранга, при пересечении которой скорость продольных волн более или менее скачкообразно возрастает с 6.9-7.4 до 8.0-8.2 км/сек. Этот раздел традиционно рассматривается в качестве усредненного и сглаженного образа границы между корой и мантией Земли. Скоростные и связанные с ними плотностные модели предполагают разделение коры на субгоризонтальные «слои», различающиеся составом и уровнем метаморфизма [4]. Наиболее популярной является трехслойная модель с выделение соответственно «верхней», «средней» и «нижней» коры. В свою очередь, «коро-мантийная граница» – это комплексный геологический феномен, совмещающий сведения о составе, уровне метаморфизма и механических свойствах горных пород земной коры, мантии и переходной зоны, а также структурные особенности границы между корой и мантией. Геологическое строение коры и коро-мантийной границы детально охарактеризовано картинами сейсмических отражений (сейсмическими образами, *seismic images*), полученных методом отраженных волн – общей глубинной точки (МОГТ), которые демонстрируют ведущую роль наклонных поверхностей раздела [2, 6]. Большинством исследователей нижняя кора отождествляется с областью интенсивных сейсмических отражений в основании коры – то есть с т.н. «зоной рефлексивити», которая во многих случаях, хотя далеко не повсеместно, непосредственно перекрывает коро-мантийную границу. Однако необходимо подчеркнуть, что высокоскоростная и высоко-плотная «нижняя кора» во многих случаях характеризуется низким уровнем сейсмических отражений (не может рассматриваться в качестве «зоны рефлексивити»).

Сейсмические образы демонстрируют широкие вариации структурных характеристик раннедокембрийской коры, особенностей строения и степени контрастности (резкости) коро-мантийной границы. Исследование сейсмических образов коры древних кратонов и коро-мантийной границы позволяет типизировать главные структурно-морфологические типы коро-мантийной границы, связать их особенности с геологическим строением и геологической историей соответствующих частей (провинций) в пределах этих кратонов и наметить главные направления в глобальной эволюции раннедокембрийской коры.

(1) В основании архейских кратонов (например, кратона Йилгарн в Западной Австралии) наблюдается диффузная и лишь в некоторых участках четкая граница, фиксирующая постепенный переход от умеренно

отражающей коры к акустически прозрачной мантии. Гранито-гнейсы, образующие фундамент зеленокаменных поясов, были сформированы ранее 3.0 млрд лет в результате парциального плавления первичной мафит-ультрамафитовой коры под воздействием мантийных плюмов. Формирование рифтогенных зеленокаменных поясов связано с последующими мантийно-плюмовыми событиями ~2.8 и ~2.7 млрд лет назад. Отсутствие зоны рефлективити в основании коры указывает на то, что вулканические извержения мантийных магм не сопровождались существенными явлениями андерплейтинга. Сочетание системы полого-наклонных границ в нижней-средней коре и брахиформных структур в верхней части коры свидетельствует о тектоническом сжатии на завершающем этапе эволюции кратона.

(2) Резкая ровная «гладкая» коро-мантийная граница, которая непосредственно ограничивает снизу нижнекоровую «зону рефлективити», типична для коры архейских областей, испытавшей прирост в палеопротерозое в результате андерплейтинга и интраплейтинга мафитовых магм мантийно-плюмового происхождения.

(3) «Зубчатая» коро-мантийная граница связана с областями погружения пластин нижней коры, которые постепенно как бы растворяются в мантии. С этими областями сопряжены взбросо-надвиговые ансамбли в верхней коре. Структурные ансамбли нижней и верхней коры нередко разделены акустически прозрачными областями в средней части коры, которые связаны с гранитоидами, возникшими при парциальном плавлении нижней коры. Сопряженное формирование взбросо-надвигового и поддвигового структурных ансамблей определялось тектоническими напряжениями при коллизии и орогенезе.

(4) Граница, близкая предыдущему типу, наблюдается в основании неоархейского Волго-Уральского кратона: «зубчатая» граница образована непрерывным эшелоном нижнекоровых пластин (фрагментированной «зоной рефлективити») протяженностью несколько сотен километров, а верхняя кора представляет собой ансамбль синформных структур, выдавленных на породы обрамления. Эта структура была сформирована в результате андерплейтинга мантийных магм, парциального плавления и гранулитового метаморфизма мезоархейской коры в неоархее (~2.7 млрд лет) и последовавшего за ними формирования внутриконтинентального коллизионного орогена.

(5) Особый вариант «зубчатой границы» связан с ситуацией, когда растяжение в надплюмовой области приводит к кратковременному разрыву континентальной коры и в результате мантийного магматизма формируется не только нижнекоровая «зона рефлективити», но и океаническая кора короткоживущего океанского бассейна. После отмирания

плюма в зоне столкновения фрагментов прежнего континента формируется нижнекоровый аккреционный комплекс, а в верхней части коры формируется покровно-надвиговый ансамбль (структура типа «крокодил»). Такая структура наблюдается в сечении геотраверсом 1-ЕВ палеопротерозойского Восточно-Воронежского орогена.

(6) Подобно предыдущим случаям, сейсмический образ коры по профилю FIRE-1, пересекающему поздне-палеопротерозойский Свеко-финский аккреционный ороген, также ограничен снизу «зубчатой» границей. Кора образована ансамблем наклонных тектонических пластин, слагающих ее преобладающую часть. Образ пластин, погружающихся в мантию, быстро становится расплывчатым и исчезает.

(7) «Фантомная» («исчезающая») коро-мантийная граница, разделяющая акустически в равной степени прозрачные области коры и мантии, которая фиксируется методами сейсморазведки в преломленных волнах, наблюдается в основании коры, подстилающей крупные депрессии, такие как, например, Онежская. Аналогичный образ нижней коры и коро-мантийной границы характерен и для фанерозойской Прикаспийской депрессии [1].

(8) Структура палеопротерозойской коры орогена Уопмей вдоль северо-восточной окраины Северо-Американского кратона, сформированного в обстановках активной окраины и аккреции островодужных ассоциаций, также принадлежит типу «крокодил». «След» океанической плиты, погружавшейся под окраину кратона, прослеживается по пакетам отражений до глубины около 100 км [5].

Приведенный обзор сейсмических образов (картин сейсмических отражений) раннедокембрийской коры в пределах типовых тектонических структур убедительно свидетельствует:

1) в коре раннедокембрийских кратонов и в особенностях коро-мантийной границы законсервированы свидетельства процессов формирования коры и последовательности структурно-тектонических и вещественных преобразований, которые определялись геодинамическими обстановками в истории возникновения и эволюции тектонических провинций;

2) удается типизировать разрезы коры и особенности коро-мантийной границы, сформированные в соответствии с глобальными моделями тектоники плюмов (внутриконтинентальные орогены) и тектоники плит (орогены, возникающие при аккреции островных дуг и коллизии континентов и континентальных блоков).

3) внутриконтинентальные мантийно-плюмовые события фиксируются специфическими структурами коры, приводят к наращиванию древней (первичной?) коры снизу в результате андерплейтинга и интра-

плейтинга мантийных магм и переработки коры в результате корового магматизма и высокотемпературного метаморфизма;

Особенности глубинного строения раннедокембрийской коры, очевидно, подобны таковым в пределах фанерозойских тектонических провинций.

Автор благодарен А.Е.Шлезингеру за плодотворные дискуссии.

Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с., Т. 2. 400 с.
2. Минц М.В. Объемная модель глубинного строения раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона, палеогеодинамические следствия // Геотектоника. 2011. № 4. С. 3–29.
3. Стровба С.Н., Толкунов А.П., Майстренко Ю.П., Стифенсон Р.А., Баэр У., Гаевский Д., Раббель В., Старостенко В.И., Тибо Г. Глубинные исследования по профилю DOBRE методом ОГТ // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPLOBE / Отв. ред. Н.И. Павленкова. Вып. 2. Разд. 3.5. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 328–332.
4. Christensen N.I., Mooney W.D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100 (B6). P. 9761–9788.
5. Cook F.A., van der Velden A.J., Hall K.W., Roberts B.J. Frozen subduction in Canada’s Northwest Territories: Lithoprobe deep lithospheric reflection profiling of the western Canadian Shield // Tectonics. 1999. Vol. 18. P. 1–24.
6. Cook F.A., White D.J., Jones A.G., Eaton D.W.S., Hall J., Clowes R.M. How the crust meets the mantle: Lithoprobe perspectives on the Mohorovičić discontinuity and crust–mantle transition // Can. J. Earth Sci. 2010. Vol. 47. P. 315–351.
7. Hammer P.T.C., Clowes R.M., Cook F.A., Van der Velden A.J., Vasudevan K. The Lithoprobe trans-continental lithospheric cross sections: imaging the internal structure of the North American continent // Can. J. Earth Sci. 2010. Vol. 47. P. 821–857.
8. Kennett B.L.N., Saygin E., Fomin T., Blewett R. Deep Crustal Seismic Reflection Profiling: Australia 1978–2011. ANUE Press and Commonwealth of Australia (Geoscience Australia), Canberra, Australia, 2013. 170 p.
9. Kukkonen I.T., Lahtinen R. Finnish reflection experiment FIRE 2001–2005. Geological Survey of Finland, Special Paper. 2006. Vol. 43. 247 p.

**Кембрийский высокотемпературный орогенический пояс
в центральном секторе Восточной Антарктиды: результат
коллизионной тектоники или внутриплитной
активизации?**

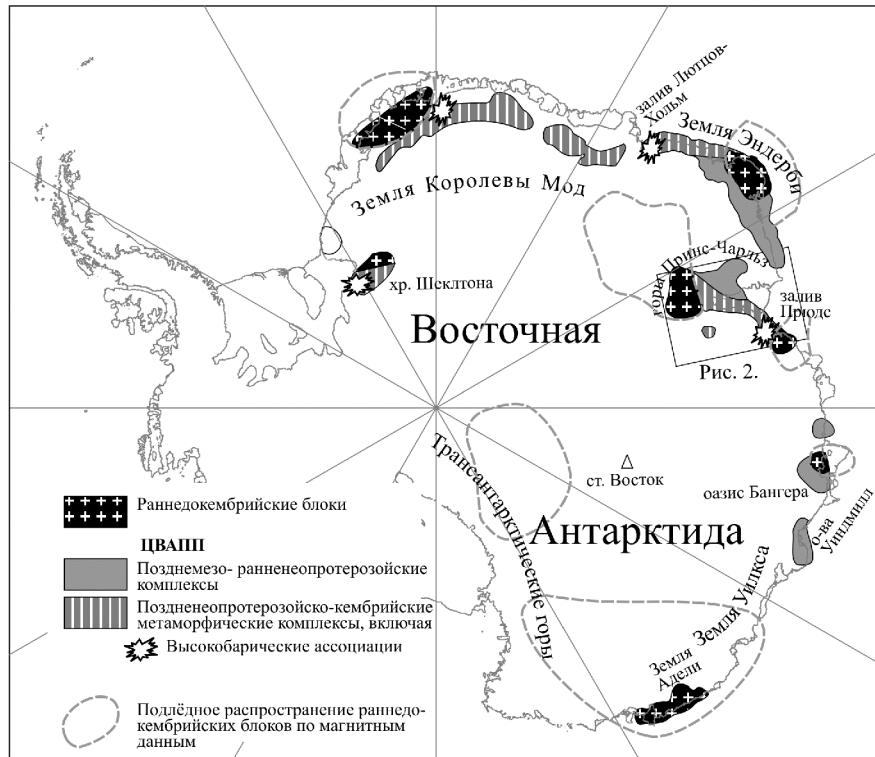
Высокотемпературные метаморфические пояса слагают большую часть Восточной Антарктиды и варьируют по возрасту от неоархея до кембрия. Наибольшей площадной распространённостью пользуются позднемезо–ранненеопротерозойские метаморфические и плутонометаморфические комплексы, испытавшие завершающую фазу тектономагматического развития на интервале от 1150 млн. лет до 950–900 млн. лет, а поздненеопротерозайско-кембрийские или кембрийские метаморфические комплексы охватывают лишь отдельные, но иногда крупные районы и были практически синхронны (рис. 1).

Пиковые условия метаморфизма на поздненеопротерозайско-кембрийском этапе развития имеют варьирующие оценки в различных районах Восточной Антарктиды. В большинстве районов они составляют 6–8 кбар и 700–800 °C, но высокобарические условия были определены в хребте Шеклтона (20–23 кбар), в западной части Земли Королевы Мод (свыше 12 кбар), на побережье залива Лютцов-Хольм (9–11 кбар) и на островах Рёуэр в восточной части побережья залива Прюдс (10–12 кбар) (по опубликованным данным различных авторов). На этих участках предполагается постпиковая эволюция эндогенного режима по модели изотермической декомпрессии.

Геодинамический режим тектонотермальных процессов на поздненеопротерозайско-кембрийском этапе развития остаётся дискуссионным. Большинство исследователей придерживается коллизионной модели развития с участием трёх крупных блоков земной коры (материков), в которых земная кора современной Антарктиды составляла значительную долю. Однако, ювенильная земная кора на этом этапе не формировалась, что следует из отсутствия каких-либо геологических признаков океанической коры или островодужных образований. Вместо этого на некоторых участках поздненеопротерозайско-кембрийского тектогенеза развиты высокотемпературные гранитоиды (чарнокиты). Необходимо также отметить, что практически все известные проявления высокоба-

¹ ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С.Грамберга»

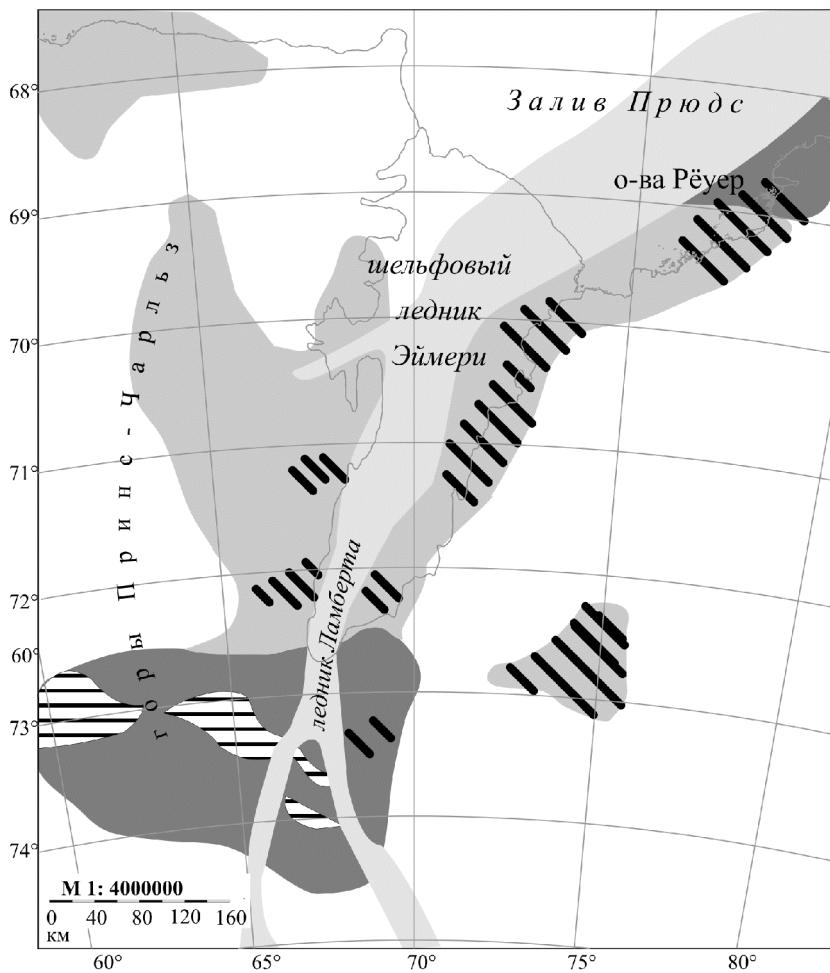
² Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург,
e-mail: ygulbin@yandex.ru



рических ассоциаций этого возраста приурочены к участкам, граничным с раннедокембрийскими блоками.

В центральном секторе Восточной Антарктиды (горы Принс-Чарльз – побережье залива Прюдс) на нескольких участках развиты кембрийские (550–500 млн лет) высокотемпературные метаморфические комплексы, наложенные на структуры позднемезо-раннеопротерозойских комплексов (рис. 2). Формирование кембрийских комплексов обычно сопровождалось пликативными деформациями, которые затрагивали также краевые, а некоторых случаях и внутренние зоны раннедокембрийских блоков, испытавших также и определённые термальные преобразования.

Нами предварительно изучены неопротерозойские фенит- и гранат- содержащие метаосадочные породы серии содружества (мощность 6–10 км), развитые в пределах раннедокембрийского блока в южной части



- | | | | |
|--|---------------------------------------|--|---|
| | Раннедокембрийские блоки | | Поздненепротерозойско-кембрийские комплексы |
| | Мезо-ранненеопротерозойские комплексы | | Мезозойско-кайнозойская рифтовая система |
| | Неопротерозойская серия Содружества | | |

Рис. 2. Схема геологического строения центрального сектора Восточной Антарктиды

гор Принс-Чарльз (рис. 2), содержащие дометаморфические силы базитов. Осадочные породы частично были метаморфизованы в условиях высокобарической части нижней амфиболитовой фации. В момент появления граната метаосадочные толщи располагались на глубине около 25 км, затем они испытали погружение еще на 10–12 км, благодаря чему давление выросло от 6–8 до 9–10 кбар. По нашим оценкам, основанным на составе и размере кристаллов граната, скорость погружения была достаточно большой – от 4 до 6 см/год, что сопоставимо со средней скоростью субдукции океанических плит. Достижению пиковых давлений на проградном этапе могло способствовать удвоение мощности земной коры в ходе орогенеза. Этот вывод согласуется с идеализированными представлениями,ложенными в основу тектонотермальной модели Ингланда-Томпсона, согласно которым утолщенная кора формировалась в результате «мгновенного» надвига одного фрагмента исходной коры на другой, либо горизонтального сжатия коры в ходе коллизии. Породы затем подверглись изменениям на ретроградном этапе, когда был образован поздний хлорит на границе эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Эти наблюдения, как будто, указывают на коллизионный характер поздненеопротерозойско-кембрийского тектогенеза. Однако, содержащиеся в осадочной толще силы базитов, по нашим данным, имеют специфический высокотитанистый и высокофосфористый состав (порядка 4% TiO_2 и 1% P_2O_5), что указывает на их внутриплитное происхождение, связанное с подъемом мантийного плюма, а не обусловленное конвергентными процессами. Очевидно, что развитие метаморфизма серии содружества связано с весьма масштабными и быстрыми тектоническими процессами, связанными с мощными вертикальными движениями, которые необходимо изучить более детально. Однако, серия содружества залегает *в пределах* раннедокембрийского блока (рис. 2), а не его окраине, и предположение о том, что кембрийский метаморфизм обусловлен коллизией отдельных, самостоятельных материков, не испытавших никакой предшествовавшей совместной истории геологического развития, по-прежнему не представляется убедительным. Вместе с тем, некоторые внутриплитные геодинамические режимы, вероятно, допускают проявления экстремально мощного тектогенеза с очень глубоким погружением верхних горизонтов земной коры и требуют дальнейшего изучения.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| <i>Алхалум А.</i> Офиолиты и нефтегазоносность (на примере Ахтырско-Тырнаузской офиолитовой и Анастасьевско-Троицкой нефтяной зон Кавказа) | 3 |
| <i>Акимова С.В., Галле И., Аникин И.С., Фатьков А.М., Мазуркевич А.Н., Долбунова Е.В.</i> Оценка перспективности изделий из обожженной глины из археологических раскопок селища Большое Саврасово-2 (Московская область), Новоиерусалимского монастыря (Московская область), селения Ракушечный Яр (Ростовская область) для археомагнитных исследований | 6 |
| <i>Артаманов А.В.</i> Формирование внутриплитных поднятий в океане: спорные моменты | 10 |
| <i>Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Петров Е.И., Чехович П.А.</i> Континентальная кора глубоководных котловин и поднятий в Центральной Арктике. Механизмы погружения | 15 |
| <i>Астафьев Д.А.</i> Глубинная структура и роль в планетарной геодинамике Земли поясов и областей субдукции | 19 |
| <i>Бабарина И.И., Аристов В.В.</i> Структурная эволюция западного фланга Ольчанской тектонической зоны Кулар-Нерского пояса (Восточное Верхоянье) | 24 |
| <i>Баженов М.Л., Левашова Н.М.</i> Сравнение палеомагнитных полюсов по докембрию и фанерозою Балтики: просто совпадения или что-то иное? | 29 |
| <i>Балуев А.С.</i> Сравнительная тектоника палеорифтовой системы Белого моря и других систем континентального рифтинга | 31 |
| <i>Божко Н.А.</i> О некоторых закономерностях в ходе суперконтинентальной цикличности | 35 |
| <i>Бочкирев В.С., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Огнев Д.А.</i> Основные черты тектонической эволюции нефтегазоносного Западно-Сибирского бассейна (геосинеклизы) | 40 |
| <i>Булдыгеров В.В.</i> Тектоническая эволюция Байкало-Патомской дуги | 45 |
| <i>Буслов М.М., Добрецов Н.Л.</i> Модель формирования субдукционно-коллизионных орогенов на примере Кочетавской зоны северного Казахстана | 49 |

| | |
|--|-----|
| <i>Вахнин М.Г.</i> Современная тектоника гряды Чернышева, отражение ее в рельефе и на космических снимках | 53 |
| <i>Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Томсон С., Захаров В.С.</i> Результаты трекового датирования апатитов Хибинского массива и их интерпретация | 57 |
| <i>Ветров Е.В.</i> Низкотемпературная термохронология в изучении мезозойского и кайнозойского горообразования на Горном Алтае | 60 |
| <i>Викулин А.В., Иванчин А.Г.</i> Вращательные движения геосреды – альтернатива тектонике плит | 63 |
| <i>Владимиров А.Г., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Гаськов И.В., Крук Н.Н., Дьячков Б.А., Хромых С.В., Осипова Т.А., Мехонюшин А.С., Анников И.Ю., Травин А.В., Гертнер И.Ф., Котлер П.Д., Кузьмина О.Н., Рахимов И.Р.</i> Корреляция магматических событий и рудных месторождений Южного Урала и Алтая как отражение плейт- и плюмтектоники (средний – поздний палеозой) | 68 |
| <i>Водовозов В.Ю., Зверев А.Р., Котов А.Б., Ларин А.М.</i> Сибирский кратон в раннем протерозое – от террейнов до суперконтинента | 69 |
| <i>Войнова И.П.</i> Типизация вулканитов аккреционных комплексов мезозойской конвергентной границы Азиатского континента и Палеопацифики (юг Дальнего Востока России): петрогоеохимия, геодинамические ретроспекции | 71 |
| <i>Волчек Е.Н., Нечеухин В.М.</i> Тектоника и геодинамика восточного сегмента Уральского палеозойского орогена в условиях аккреционно-коллизионного скучивания | 78 |
| <i>Гаврилов А.А.</i> Некоторые общие особенности строения и унифицированные элементы организации орогенных систем | 81 |
| <i>Гайдук А.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Сизиков Е.А., Серов С.Г., Бондарев А.И., Романюк Т.В., Рудъко С.В.</i> U/Pb-изотопное датирование (La ISP-MS) дегритовых цирконов из ванаварской свиты венда (скважина Кулиндинская-1, внутренние районы юго-западной части Сибирской платформы) | 86 |
| <i>Гендлер Т.С.</i> Вариабельность магнитных характеристик основных Fe-содержащих минералов красноцветов (гетита и гематита) в зависимости от условий синтеза | 92 |
| <i>Гиоргобиани Т.В.</i> Этапы альпийского складкообразования Большого Кавказа и их связь с геодинамикой Африкано-Аравийского континента | 93 |
| <i>Гнилко О.М., Генералова Л.В., Гнилко С.Р.</i> Геодинамическая эволюция Внутренних Украинских Карпат | 97 |
| <i>Горожсанина Е.Н., Горожсанин В.М.</i> Модель палеотектонического развития оренбургской части Предуральского прогиба | 102 |

| | |
|---|-----|
| <i>Горьковец В.Я.</i> История геотектонических процессов позднеархейского этапа центральной части Карельского кратона | 107 |
| <i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.</i> Геологическая история Новосибирских островов в ордовике | 109 |
| <i>Денисова Ю.В.</i> Условия формирования гранитов Яротского массива (Приполярный Урал) | 112 |
| <i>Дербеко И.М.</i> Позднемеловой рифтогенез как показатель деструктивных процессов в южном обрамлении восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса | 117 |
| <i>Диденко А.Н., Ефимов А.С., Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С.</i> Тектоника и структуры фундамента юго-востока Сибирской платформы: профиль З-ДВ Томмот-Хандыга | 122 |
| <i>Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Ковач В.П., Прошенкин А.И.</i> Возраст и источники сноса терригенных пород парамской серии Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского пояса | 126 |
| <i>Долгая А.А., Викулин А.В.</i> Исследование пространственно-временных закономерностей сейсмичности Байкальской рифтовой зоны | 130 |
| <i>Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Макеев В.М.</i> Структурно-геодинамические исследования малых платформенных урбанизированных территорий на примере Москвы | 134 |
| <i>Дубинин Е.П., Кохан А.В.</i> Геодинамические условия проявления ультрамедленного спрединга | 140 |
| <i>Ермаков В.А.</i> Соотношение орогенеза (горообразования) и рифтогенеза в структурах обрамления Тихого океана | 144 |
| <i>Еришова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К.</i> Условия осадконакопления и реконструкция источников сноса девон-пермских отложений архипелага Новосибирские острова | 149 |
| <i>Забанбарк А.</i> Нефтегазоносные бассейны древних и современных континентальных окраин Северо-Американского континента при прогнозах углеводородов | 151 |
| <i>Зайцев В.А., Панина Л.В.</i> Восточно-Европейская платформа: глубинная неотектоника и геодинамика | 156 |
| <i>Зинчук Н.Н.</i> Тектоническая эволюция докембрийских кратонов и процессы алмазообразования | 160 |
| <i>Зябрев С.В.</i> Меловая конвергентная граница литосферных плит на Дальнем Востоке России: проблемы эволюции и последующей трансформации | 166 |
| <i>Ибламинов Р.Г.</i> Роль глобальной и региональной геодинамики в формировании экзогенных месторождений полезных ископаемых | 169 |

| | |
|---|-----|
| <i>Ивлиев А.И.</i> Тектонофизические эволюционные миграции очагов генерации глубинных магм и форм их становления в сегментных неоднородностях коры | 173 |
| <i>Ильченко В.Л.</i> Геотектоника и космический фактор в эволюции земной коры | 176 |
| <i>Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.</i> Сейсмогеодинамическая модель складчатых систем Алдано-Станового блока | 181 |
| <i>Иибаев Х.Д.</i> О внутриплитном молодом магматизме Тянь-Шаня | 185 |
| <i>Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.</i> Аномальные направления намагниченности в четвертичных отложениях - экскурсы или деформации? | 189 |
| <i>Каплун В.Б.</i> Глубинное строение северной части Сихотэ-Алинского складчатого пояса по данным магнитотеллурических зондирований профиля с. Лидога - п. Ванино | 192 |
| <i>Каримов Ф.Х.</i> Неинверсионный механизм возникновения полосовых магнитных аномалий | 196 |
| <i>Кириллова Г.Л.</i> Мезозойско-кайнозойские сдвиго-раздвиговые системы Восточноазиатской континентальной окраины и связанные с ними осадочные бассейны | 201 |
| <i>Кирилюк В.П.</i> Геодинамика раннедокембрийской земной коры: концепция кратоногенеза | 206 |
| <i>Коваленко Д.В., Петров В.А., Полуэктов В.В., Агеева О.А.</i> Геодинамическая позиция и магматические источники мезозойских вулканических пород восточного Забайкалья (на примере Стрельцовской кальдеры) | 210 |
| <i>Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М.</i> Позднерифейский возраст кристаллического фундамента карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента Центрально-Азиатского складчатого пояса | 214 |
| <i>Колодязный С.Ю.</i> Структурные парагенезы и особенности эволюции внутриплитной Сурско-Камской зоны сдвиговых дислокаций | 217 |
| <i>Деев Е.В., Корженков А.М., Абдиева С.В., Агатова А.Р., Гладков А.С., Казанцева Е.Ю., Лужанская Д.В., Мажейка Й.В., Рогожин Е.А., Родина С.Н., Родкин М.В., Юдахин А.С.</i> Палеосейсмологические исследования активных разломов Иссык-Кульской котловины, Северный Тянь-Шань | 222 |
| <i>Кочнев Б.Б., Паверман В.И., Карлова Г.А.</i> Об арктической границе Сибирской платформы в кембрии | 226 |
| <i>Кузин А.М.</i> Горизонты инверсии упругих свойств в рудных и нефтегазоносных районах | 230 |

| | |
|--|-----|
| <i>Кузьмичев А.Б., Данукалова М.К.</i> Источники дегритовых цирконов в девонских-юрских песчаниках Новосибирских островов: возможные варианты палеотектонической реконструкции | 234 |
| <i>Латышев А.В., Кушлевич Д.О., Федюкин И.В.</i> Вековые вариации геомагнитного поля в голоценовых лавовых потоках вулкана Ключевской, Камчатка | 238 |
| <i>Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В.</i> Ранняя история распада Гондваны по результатам исследований в Антарктике | 239 |
| <i>Леликов Е.П., Емельянова Т.А.</i> Эволюция магматизма некоторых подводных структур Тихого и Индийского океанов | 243 |
| <i>Леонов М.Г.</i> Транскоровые безофиолитовые сутуры и их роль в строении и эволюции подвижных поясов | 247 |
| <i>Летникова Е.Ф., Писарева Н.И., Вишневская И.А., Назарова Д.П.</i> Позднедокембрийские осадочные бассейны Дзабханского микроконтинента: различия в обстановках накопления и источниках сноса | 253 |
| <i>Ломтев В.Л.</i> Новые особенности строения юга СЗ плиты Пацифики | 258 |
| <i>Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Натапов Л.М., Белоусова Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Катков С.М.</i> Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Чукотки: особенности состава, обоснование возраста и положение в структуре арктического региона | 262 |
| <i>Магомедов Р.А.</i> К тектоническому районированию Дагестанского сектора Восточного Кавказа | 267 |
| <i>Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В.</i> Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы | 271 |
| <i>Макарова Н.В., Суханова Т.В.</i> Неотектоническое строение равнинного Крыма | 276 |
| <i>Макушкина А.И.</i> Особенности формирования микроконтинентов Элан и Ян-Майен (сравнительный анализ) | 280 |
| <i>Малenkina C.Ю.</i> Структурные предпосылки формирования верхне-юрских черных сланцев Москвы и Подмосковья | 285 |
| <i>Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н.</i> Реконструкция палеонапряжений северного склона Киргизского хребта | 290 |
| <i>Медведева С.А.</i> О тектонических обстановках накопления протерозийских и рифейских песчаников Улканского района (Алдано-Становой щит) по данным литохимического изучения | 295 |
| <i>Межеловская С.В., Корсаков А.К., Межеловский А.Д.</i> Время заложения палеопротерозойской структуры Ветреный Пояс. (Юго-восток Фенноскандинавского щита) | 299 |

| | |
|---|-----|
| <i>Минц М.В.</i> История раннедокембрийских кратонов в сейсмических образах коры и коро-мантийной границы | 303 |
| <i>Михальский Е.В., Гульбин Ю.Л.</i> Кембрийский высокотемпературный орогенический пояс в центральном секторе Восточной Антарктиды: результат коллизионной тектоники или внутриплитной активизации? | 308 |

Научное издание

**ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
И ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ:
ОБЩИЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ**

Материалы XLVII Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 30.12.2014.
Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 20,0 п.л.
Тираж 200 экз.

ООО Издательство ГЕОС
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 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.Яковleva, 15.



Издательство ГЕОС

издание и распространение
научной литературы

Издательство ГЕОС сотрудничает
с Российским фондом фундаментальных исследований и
другими фондами, издает книги, брошюры любых обрезных
форматов в твердой и мягкой обложке с черно-белыми и
цветными иллюстрациями, полноцветные журналы и буклеты

Издательство ГЕОС:

- составляет сметы издательских проектов;
- готовит рукописи к изданию (набор, литературное, техническое и художественное редактирование, верстку, изготовление оригинал-макетов) (за 1–4 месяца);
 - гарантирует высококачественную печать (за 2–4 недели) на лучших сортах отечественной и импортной бумаги;
 - осуществляет распространение книг в России и за рубежом, рассыпает их рекламу по ведущим научным учреждениям, университетам, библиотекам, книготорговым организациям!

Цены минимальные. Звоните, приходите и убедитесь!

Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91, (499) 152-19-14.

E-mail: geos-books@yandex.ru,
www.geos-books.ru

ДЛЯ ЗАМЕТОК