



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

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

Том I

МОСКВА
2014

ТЕКТОНИКА
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ
ЕВРАЗИИ: СХОДСТВО,
РАЗЛИЧИЕ, ХАРАКТЕРНЫЕ
ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО
ГОРООБРАЗОВАНИЯ,
РЕГИОНАЛЬНЫЕ
ОБОБЩЕНИЯ



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

**ТЕКТОНИКА
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ:
СХОДСТВО, РАЗЛИЧИЕ, ХАРАКТЕРНЫЕ
ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ,
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБОБЩЕНИЯ**

Материалы XLVI Тектонического совещания

Том 1

Москва
ГЕОС
2014

ББК 26.323

Т 67

УДК 549.903.55(1)

Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI Тектонического совещания Том I.
М.: ГЕОС, 2014. - 287 с.

ISBN 5-89118-649-1

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 13-05-06201

Ответственные редакторы
К.Е. Дегтярев, Н.Б. Кузнецов

На 1-ой странице обложки: Деформации юрско-меловых отложений на западном берегу Грен-фьорда, о. Западный Шпицберген. Фото Э.В.Шипилова.

Механизмы новейших поднятий коры в фанерозойских и докембрийских складчатых поясах

На основной части площади континентов земная кора образована складчатыми сооружениями докембрая и фанерозоя. В отдельные эпохи эти структуры испытывали интенсивные поднятия, во многих местах приводившие к образованию горных сооружений. Данный процесс широко проявился, в частности, в плиоцен-четвертичное время, когда в большинстве континентальных областей произошло резкое ускорение восходящих движений. В результате за несколько миллионов лет на дрейфующих континентах сформировалось большинство современных положительных форм рельефа. Амплитуда новейших поднятий изменяется в широких пределах: от первых сотен метров на Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах до нескольких километров в Африке и Центральной Азии, достигая 4–5 км на Памире, в Тибете и Гималаях [1 и др.].

Согласно широко распространенным представлениям, горные сооружения и высокие плато образуются в результате сильного сжатия коры вблизи активных конвергентных границ между литосферными плитами [2 и др.]. Такие области в современную эпоху занимают, однако, лишь очень небольшую часть общей площади континентов. Крупные новейшие поднятия коры произошли главным образом во внутриплитных областях, где сильное сжатие коры с формированием складчатых поясов давно закончилось. Во многих областях поднятие проявилась на докембрийской литосфере, занимающей 70% площади континентов, где сжатие завершилось ≥ 0.5 млрд лет назад. Так, например, крупные новейшие поднятия коры произошли в Восточной Сибири и на основной части площади Африканского и Австралийского континентов, в Гренландии и в Восточной Антарктиде. Новейшие поднятия с амплитудами до нескольких километров и более, не сопровождавшиеся большими горизонтальными деформациями литосферы, широко про-

¹ Институт физики Земли РАН

² Музей землеведения МГУ

явились также на коре герцинского и каледонского возраста, например, в Центральной Азии. За последние несколько миллионов лет сжатие коры, обусловленное столкновением Индийской и Евроазиатской плит со скоростью ~ 4 см/год, могло обеспечить там поднятия коры лишь на ~ 100 м [3]. За это же время крупные поднятия, не сопровождавшиеся сильным сжатием коры, проявились и в ряде областей складчатости киммерийского и альпийского возраста, например, в Верхоянском хребте и в Альпах.

Осуществление крупных поднятий, не сопровождавшееся большими нарушениями поля силы тяжести, потребовало значительного понижения плотности в литосферном слое. Один из механизмов – частичное или полное конвективное замещение подкоровой литосферы менее плотной астеносферой. Он характерен в первую очередь для областей с корой фанерозойского возраста, где подкоровая литосфера имеет высокую плотность. Судя по данным сейсмической томографии [4 и др.], подъем кровли астеносферы на ~ 100 км, связанный с этим явлением, наблюдается, например, под областями новейших поднятий в Центральной Азии и в Альпийском складчатом поясе. Разрушение подкоровой литосферы за один или несколько миллионов лет после периода стабильности продолжительностью ≥ 100 млн лет указывает на резкое размягчение данного слоя. Чтобы обеспечить разрушение подкоровой литосферы за несколько миллионов лет, потребовалась инфильтрация в нее мантийного флюида, которая привела к проявлению в породах эффекта Ребиндера [5]. Для резкого понижения вязкости пород на несколько порядков величины, на границах минеральных зерен должны были образоваться пленки флюида толщиной порядка 10^{-5} см. При этом для резкого размягчения слоя подкоровой литосферы толщиной ~ 100 км в него должен был поступить объем мантийного флюида, соответствующий его слою мощностью несколько сотен метров.

Как показывают расчеты, в фанерозойских складчатых поясах замещение астеносферой слоя более плотной подкоровой литосферы мощностью ~ 100 км привело к поднятиям поверхности коры на 1.0–1.5 км. Для обеспечения более крупных поднятий с амплитудами 2–4 км, помимо этого фактора, потребовалось одновременное проявление другого механизма. Его можно установить, анализируя данные о крупных новейших поднятиях в областях с корой докембрийского возраста. Значительного подъема кровли астеносферы в них не наблюдается, и подкоровая литосфера сохраняет там высокую мощность [6 и др.]. Это связано с тем, что сильно деплетированная докембрийская подкоровая ли-

сфера легче более железнстой подкоровой литосферы в фанерозойских складчатых поясах [там же], и поэтому она не может быть замещена астеносферой. В таких условиях новейшие поднятия докембрийской коры оказываются обусловленными главным образом метаморфизмом с разуплотнением пород в ее пределах. Его можно связать с ретроградным метаморфизмом (диафторезом) пород основного состава, испытавших в более древние эпохи глубокий метаморфизм с сильным уплотнением при высоких температурах и давлениях, но впоследствии охладившимися до 350–400 °С и оказавшимися на значительно меньших глубинах вследствие интенсивной денудации [7]. Как и размягчение подкоровой литосферы, этот процесс требовал притока в породы значительного объема флюида из мантии.

На разуплотнение пород вследствие диафтореза указывает также площадная неоднородность поднятий в областях развития докембрийской коры. Во многих местах, как, например, на Сибирской платформе, в Гренландии и на Бразильском щите, новейшие положительные структуры осложнены крутыми склонами высотой от нескольких сотен метров до 1–2 км и шириной всего лишь в несколько десятков километров. Это указывает на то, что разуплотнение произошло на небольших глубинах, сопоставимых с шириной склонов. Сильная неоднородность крупных поднятий на площади характерна и для областей с корой фанерозойского возраста. Так, в Верхоянском хребте и в Центральной Азии высота круtyх склонов достигает 1–2 км. Это указывает на то, что в областях с корой фанерозойского возраста одновременно с замещением астеносферой более плотной подкоровой литосферы во многих местах происходило разуплотнение пород вследствие диафтореза. Совместное проявление двух указанных механизмов привело к увеличению амплитуды новейших поднятий. На Тибетском плато, Памире и Тянь-Шане она достигает 4–5 км. Ввиду того, что под докембрийской корой значительный подъем кровли астеносферы не проявился, максимальные амплитуды новейших поднятий в них оказались значительно меньше, и в большинстве областей они не превышают 1–2 км.

Разуплотнение в земной коре глубоко метаморфизованных пород основного состава при диафторезе происходит вследствие образования в них водных минералов [8]. Объем флюида, поступившего в породы в новейшую эпоху, должен быть сопоставим с объемом рельефа, возникшего вследствие разуплотнения пород. В большинстве областей новейшие поднятия коры, обусловленные диафторезом, в среднем составляют несколько сотен метров, а на крупных поднятиях, сильно неодно-

родных на площади, они достигают 1–2 км. Как отмечалось, разрушение подкоровой литосферы в фанерозойских складчатых поясах потребовало инфильтрации в нее значительного объема флюида. Таким образом, проявление на основной части площади континентов новейших поднятий, не сопровождавшихся сильным сжатием коры, указывает на поступление в литосферу крупных объемов мантийного флюида.

Судя по данным об электропроводности мантии, в ней содержится большой объем воды (или гидроксила), составляющий по разным оценкам от одного до нескольких объемов Мирового океана [9, 10]. Поэтому новейшие поднятия коры можно, вероятно, объяснить поступлением в литосферу флюида из мантии. Природа его почти одновременного выброса под разными континентами, а, возможно, и под океанами потребует дополнительного рассмотрения.

Наши исследования проводились при поддержке РФФИ, грант 12-05-00603, Программы 24 Президиума РАН, а также Программы № 1 ОНЗ РАН.

Литература

1. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А.Ф. Грачев // Министерство природных ресурсов России, Российская Академия Наук. М., 1997.
2. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 2625-2647.
3. Артошков Е.В. Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 6. С. 138-160.
4. Koulakov I. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltimes data // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. N B04301. doi:10.1029/2010JB007938.
5. Ребиндер П.А. Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. М.: Наука, 1979. 382 с.
6. Artemieva I. The Lithosphere. An interdisciplinary approach. Cambridge Univ. Press, 2011. 773 p.
7. Коржинский Д.С. Трансмагматические флюиды и магматическое замещение. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976. Ч. 1. С. 117-129.
8. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация, диафторез и постмагматические процессы в докембрий Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967. 298 с.
9. Huang X.G., Xu Y.S., Karato S.H. Water content in the transition zone from electrical conductivity of wadsleyite and ringwoodite // *Nature*. 2005. V. 434. P. 746-749.
10. Kelbert A., Schultz A., Egbert G. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations // *Nature*. 2009. V. 469. P. 1003-1006.

**Дифференциации осадочного чехла в зоне Предпаратомского регионального прогиба по результатам электро- и сейсморазведочных исследований
(Сибирская платформа)**

Предпаратомский региональный прогиб в пределах Прибайкалья находится в зоне сопряжения юго-восточной части Сибирской платформы (Приленское плато) с Байкало-Паратомской складчатой системой и является одной из дискуссионных территорий Восточной Сибири.

Несмотря на то, что исследования данной территории геофизическими методами ведутся здесь с 1962 г., район долгое время оставался малоизученным.

А сложное строение переходной зоны сочленения Непско-Ботуобинской антеклизы, Предпаратомского регионального прогиба и Байкало-Паратомского нагорья оставалось неизвестным.

На данной территории выделяются две зоны складок – западная Марковско-Ичерская и восточная Киренско-Приленская. Складчатость имеет стройный линейной характер, который, наиболее четко, проявлен в верхнем (надсолевом) структурном подэтаже.

К Марковско-Ичерской зоне относятся Криволукский и Марковско-Соснинский валы, Леоновский и Макаровский прогибы.

В пределах Киренско-Приленской зоны выделяются: Горелкинский прогиб, Иванушковский вал, Осино-Кутулакский прогиб и Киренский сложный вал.

В последние годы интерес к данной территории возобновился. В связи с этим здесь, был проведен целый комплекс геофизических исследований. Самые показательные результаты были получены по электроразведочным (ЗСБ) и сейсморазведочным данным.

Сейсмические данные показали раздробленность пород осадочного чехла от складчатой области до Иванушковского вала. На временных разрезах наблюдается отсутствие устойчивых стратифицируемых отражений в надосинской части разреза. В зонах смятия и дробления пород нет качественного и интерпретируемого материала. На тех участках, где породы осадочного чехла сохранились и не претерпели каких-либо изменений, имеется хорошо или частично интерпретируемая картина. Де-

¹ ОАО «Иркутскгеофизика» ГИЦ, Иркутск, Россия.

ло в том, что породы, подвергающиеся складчатости, весьма разнообразны по своим механическим свойствам и обладают слоистостью. Обычно плоскости слоистости являются механически ослабленными поверхностями, вдоль которых возможно скольжение во время деформаций. Пластовые соли могут оказаться главным ослабленными поверхностями скольжения.

По дифференциальным разрезам электроразведки практически все валы представлены высокомными субвертикальными неоднородностями в виде гребневидных складок, облекаемых интенсивными проводящими аномалиями. Такая ситуация прослеживается и в Марковско-Ичерской зоне, и в Киренско-Приленской.

Комплексное рассмотрение аномалий ЗСБ и временных разрезов не вызывает сомнений в соответствии неоднородностей, проявленных в дифференциальных и временных разрезах. Дизъюнктивными нарушениями в подсолевых отложениях отделяются структуры взбросового типа в виде чешуйчатых вееров и надвигов.

По сейморазведочным и электроразведочным данным наблюдается сложное строение двух положительных структур участка – Киренского и Иванушковского валов. По мере приближения к западному склону Киренского вала корреляция горизонтов становится затруднительной, а в направлении свода невозможной. Картина еще более ухудшается в направлении Иванушковского вала.

Имеющиеся данные позволяют сделать вывод о том, что на формирование структур в верхнем структурном ярусе оказали влияние как блоковые движения фундамента, так и тангенциальные силы со стороны Байкало-Патомского нагорья, следствием которых явился соляной тектогенез. Особенно широкое развитие он получил непосредственно на площади работ, примыкающей к Прибайкальскому прогибу. Складчатость в подсолевых толщах обязана своим происхождением подвижкам блоков фундамента, а также неровностям его рельефа. Складчатость верхнего структурного этажа в основном связана с неотектоническими процессами и тангенциальным сжатием со стороны Байкальской горной области.

Полученные данные являются добротной основой для:

- исследования и попытки выяснения природы и механизмов образования валообразных структур и прогибов;
- изучения строения осадочного чехла в переходной зоне, т.е. выявление фактов, подтверждающих наглядно сохранность подсолевых отложений.

Литература

1. Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1990. 103 с.
2. Гладков А.С. Надвиги Прибайкалья (тектонофизический анализ): Автореф. канд. дисс.. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 1995. 19 с.
3. Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1987. №3. С. 87–90.
4. Мицурский А.В. Перспективы нефтегазоносности шарьяжных дислокаций в зоне сочленения Сибирской платформы и Байкало-Патомского нагорья. Результаты работ по межведомственной региональной научной программе «ПОИСК» за 1992–93 гг. Новосибирск, 1995.
5. Мицурский А.В., Старосельцев В.С. Шарьяжное строение зоны сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем // Сов. геология. 1989. №7. С. 9–15.
6. Митрофанов Г.Л., Таскин А.П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым сооружением // Геотектоника. 1994. №1. С. 3–15.

Е.А. Баталева, В.Ю. Баталев¹

Проявление докембрийского Иссык-Кульского микроконтинента в геофизических полях

Надежность любых геофизических моделей, в том числе и представленных в настоящей работе, может быть подтверждена с помощью независимой информации. В виду того, что территория Центрального Тянь-Шаня достаточно хорошо изучена электромагнитными методами (рис. 1), существует несколько геоэлектрических моделей [1–3]. Достоверность модели получает подтверждение в том случае, когда она показывает ту же конфигурацию аномалий, что и результаты, полученные другими геофизическими методами, с использованием разных данных и подходов. Наиболее информативным нам представляется совместный анализ геоэлектрических и сейсмомагнитографических моделей. Сейсмомагнитографические исследования Центрального Тянь-Шаня и сопредельных территорий выполнялись многими авторами с различной детальностью, поэтому для сопоставления с геоэлектрической моделью были выбраны наиболее современные и детальные модели, представленные в работах [4–6].

¹ Научная станция РАН в г. Бишкеке (НС РАН), Бишкек, Киргизстан

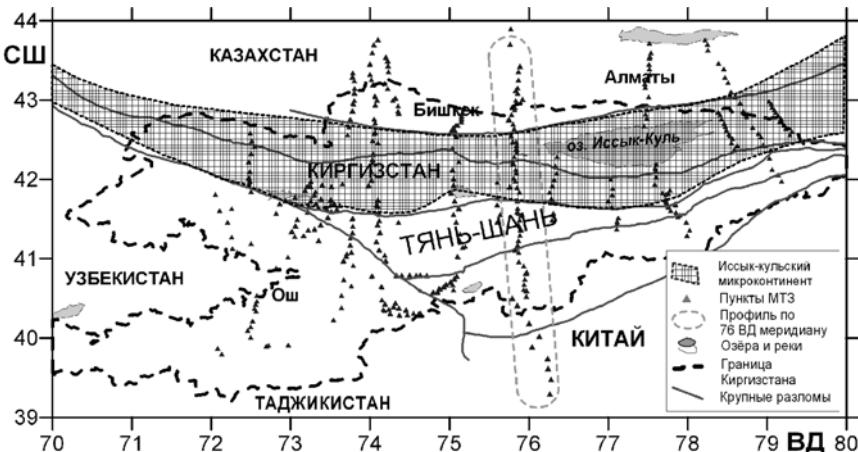


Рис. 1. Схема геоэлектрической изученности Центрального Тянь-Шаня

На рис. 2 геоэлектрическая модель вдоль меридиана 76° в.д. через Тянь-Шань [2] совмещена с сейсмотомографической моделью по тому же профилю [5]. Для построения сейсмотомографической модели по меридиану 76° в.д. использовались данные сетей сейсмических станций KNET, сети Института сейсмологии Киргизской Республики, сети GHENGIS и трансекта MANAS [6].

При сопоставлении разреза электросопротивлений с разрезом скоростей продольных сейсмических волн наблюдается хорошее соответствие крупных аномальных объектов, выделяемых обоими методами. Наиболее интересными объектами представляются следующие: «А» – зона пониженных сейсмических скоростей и пониженных электросопротивлений, расположенная в основном под поверхностью подвига Тарима под Тянь-Шань. Представляется оправданным объяснение этой аномалии через присутствие флюидной компоненты в массивах субдуцированных в карбоне (C_{1-2}) пород. «Б» – зона повышенных скоростей и повышенных электросопротивлений; «В» – зона интенсивной положительной аномалии сейсмических скоростей и столь же интенсивной положительной аномалии электросопротивлений.

В геоэлектрическом разрезе под Нарынской впадиной (п. 504) обращает на себя внимание зона «В» – высокое сопротивление, расположенное в диапазоне глубин от ~20 км до ~90 км, и характеризующееся величиной электросопротивления 3000–6000 Ом·м. Очевидно, что это тело не мо-

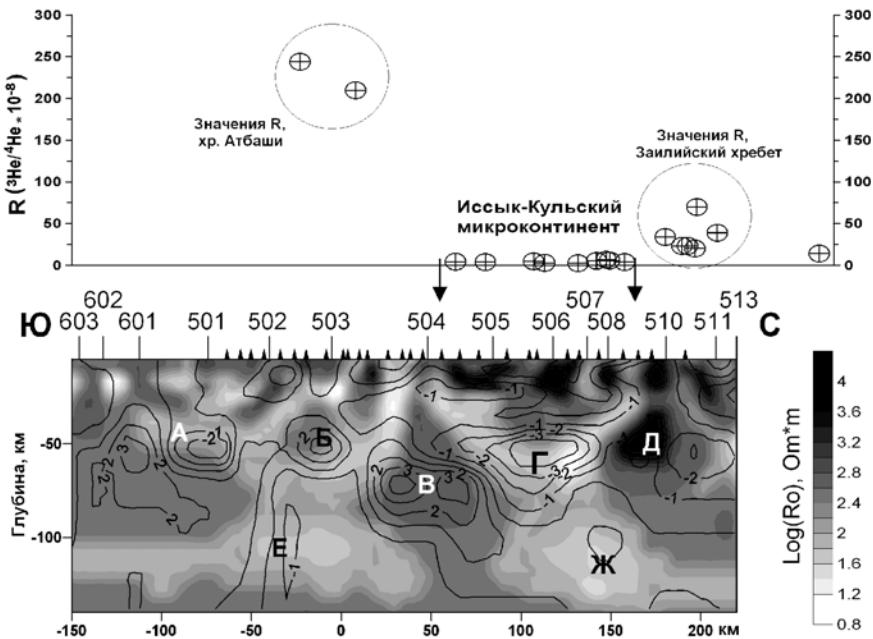


Рис. 2. Соответствие аномальных объектов геоэлектрической модели [2], показанной цветом и сейсмотомографической модели [5] показанной изолиниями. Числами над разрезом показаны номера пунктов ГМТЗ. На верхней панели показано схематическое распределение значений R (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \cdot 10^{-8}$) в проекции на геоэлектрический разрез по профилю МТЗ 76° в.д. по данным [7]

жет быть представлено одним типом пород, так как внутри указанного диапазона глубин, согласно рассчитанной нами тепловой модели [8], температура возрастает от $\sim 400^\circ\text{C}$ до $\sim 900^\circ\text{C}$ и, соответственно, электросопротивление (одного типа пород) при этом должно уменьшиться в несколько раз. Таким образом, геоэлектрическая зона «В» должна состоять как минимум из двух частей. Это предположение подтверждается положением положительных и отрицательных аномалий скоростей V_p , согласно которым зона «В» делится на верхнюю и нижнюю части.

Наиболее интенсивные аномалии электросопротивления и скоростей сейсмических волн в рассматриваемых разрезах наблюдаются вдоль нижней границы Иссык-Кульского микроконтинента в зоне «Г», которая характеризуется как пониженными значениями сейсмических ско-

ростей, так и пониженными значениями электросопротивления, и располагается преимущественно под основанием и с боков Северо-Тяньшанского блока (Иссык-Кульского микроконтинента по [9]). Трапециевидная форма сечения Иссык-Кульского микроконтинента также наблюдается и в геоэлектрическом разрезе по профилю МТЗ 74° в.д. через Тянь-Шань [10].

По данным [7] установлено, что отношение содержания изотопов гелия R ($R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) является очень чувствительным индикатором для выявления зон проникновения мантийных флюидов в верхнюю часть земной коры. Распределение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ на рис. 2 свидетельствует об отсутствии в пределах Иссык-Кульского микроконтинента каналов из мантии в кору, по которым мантийный гелий мог бы подняться к поверхности.

Представленная на рис. 2 конфигурация аномалий и слабая проникаемость Иссык-Кульского микроконтинента для мантийного гелия позволяет сделать предположение о перемещении мантийных флюидов по зоне ордовикской субдукции [11], и их концентрации под основанием Иссык-Кульского микроконтинента.

С севера зона «Г» граничит с зонами «Д» и «Ж». Зона «Д» представляет собой высокоомный массив в средней–нижней коре с повышенными значениями сейсмических скоростей V_p , а зона «Ж» имеет повышенные сейсмические скорости и пониженные электросопротивления. Согласно модели глубинных температур [8], между зонами «Д» и «Ж» температура возрастает от $\sim 400^\circ\text{C}$ до $\sim 1000^\circ\text{C}$. Учитывая, что в ордовике в этом районе происходила субдукция земной коры Джунгаро-Балхашского океанического бассейна [11], может быть рассмотрено предположение о эклогитизации массивов пород между зонами «Д» и «Ж», причем распределение электропроводности от температуры для указанного интервала температур очень близко к лабораторным оценкам зависимости электропроводности от температуры для образцов эклогитов из хр. Атбashi, Южный Тянь-Шань. Положительная аномалия сейсмических скоростей V_p в зоне «Ж» указывает на высокую плотность предполагаемого эклогитового массива.

Литература

1. Трапезников Ю.А. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 3–20.

2. Bielinski R.A., Park S.K. Rybin A., Batalev V., Jun S., Sears C. Lithospheric heterogeneity in the Kyrgyz Tien Shan imaged by magnetotelluric studies // Geophysical Res. Lett. 2003. V. 30. № 15. N 1806, doi:10.1029/2003GL017455.
3. Рыбин А.К. Глубинное строение и современная геодинамика Центрального Тянь-Шаня по результатам магнитотеллурических исследований. М.: Научный мир, 2011. 232 с.
4. Koulakov I.Y. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide travel time data // J. Geophys. Res. 2011. V. 116, N B04301. P. 1–22.
5. Li Z.W., Roecker S., Li Z.H., Wei B., Wang H., Schelochkov G., Bragin V. Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination // Tectonophysics. 2009. V. 477. P. 49–57.
6. Сабитова Т.М., Багманова Н.Х., Миркин Е.Л. Скоростные неоднородности литосфера Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Вып. 4. Сборник материалов четвертого международного симпозиума, г. Бишкек, 15–20 июня 2008 г. Москва–Бишкек, 2009. С. 406–415.
7. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
8. Bagdassarov N., Batalev V., Egorova V. State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electrical conductivity of xenoliths // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. N B01202. doi:10.1029/2009JB007125.
9. Buslov M.M., Klerkx J., Abdurakhmatov K., Delvaux D., Batalev V.Yu., Kuchai O.A., Dehandschutter B., Muraliev A. Recent strike-slip deformation of the northern Tien Shan-Intraplate strike-slip deformation belts / Storti F., Holdsworth R.E., Salvini F. // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. V. 210. P. 53–64.
10. Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Егорова В.В., Матюков В.Е., Рыбин А.К. Геоэлектрическая структура литосферы Центрального и Южного Тянь-Шаня в сопоставлении с петрологическим анализом и лабораторными исследованиями нижнекоровых и верхнемантинийных ксенолитов // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 2022–2031.
11. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: Геодинамика в кайнозое. М.: ГЕОС, 2012. 188 с.

Альпийские палеонапряжения и геодинамика зоны сочленения Юго-Западного Тибета с Гималаями

На протяжении 30 лет в пределах высокогорных районов Центральной Азии сотрудниками Института физики Земли РАН выполнялись полевые геодинамические исследования. Основной задачей экспедиционных работ являлся сбор данных по внутрислойной трещиноватости мезозойско-кайнозойских (Mz - Kz) осадочных горных пород, используемых при реконструкциях альпийских палеонапряжений. В процессе полевых исследований был собран материал по трещиноватости осадочных образований более 20 различных по тектоническому развитию регионов Земли. Работами были охвачены активные в тектоническом отношении Памиро-Гималайский (Алтай, Памир, Тянь-Шань, Центральные Кызылкумы) и Кавказско-Загросский регионы (Крым, Кавказ, Копетдаг, Северное Предкавказье, северная часть Аравийской платформы, юго-восточная часть Загроса). В 2007–2013 годах геодинамические исследования были продолжены на территориях Юго-Западного Тибета, Центральных Гималаев и Северного Вьетнама.

В исследованиях принимали участие д.г.-м.н. Т.П. Белоусов, осуществляющий полевой сбор и интерпретацию тектонофизических данных, д.ф.-м.н. Ш.А. Мухамедиев, обосновывающий геомеханическую правомерность подобных исследований, и к.ф.-м.н. С.Ф. Куртасов, выполнивший программное обеспечение работ [1–3].

Трещиноватость исследована нами в более чем 3000 обнажениях горных пород (в дальнейшем – точках наблюдения, ТН). Выделение систем трещин решалось в работе статистически. С этой целью в локальном обнажении горных пород замерялись элементы залегания (азимуты и углы падения) плоскостей 100 трещин. Эта информация, а также геолого-геоморфологические характеристики обнажений осадочных пород вводились в базу данных. На основе компьютерной обработки трещиноватости для каждой точки наблюдения строилась стереограмма ориентационного распределения трещин (ОРТ). Результаты анализа стереограмм и рисунков первичной внутрислойной трещиноватости Mz - Kz осадочных пород использовались нами для реконструкции ориентаций главных осей альпийских палеонапряжений.

¹ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия, E-mail: belousov@ifz.ru

Структурное положение изученных регионов: А-ЮЗ. Тибет, Б-Памир, В-С. Вьетнам

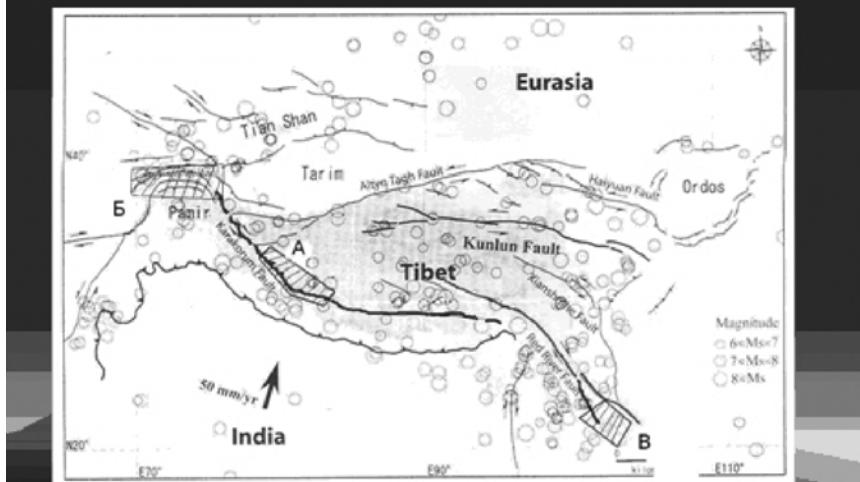


Рис. 1. Карта сейсмотектоники Памиро-Гималайского региона и сопредельных территорий [Guo J. et al., 2007]. Кружки – эпицентры землетрясений с 1904 по 2001 годы. Заштрихованы районы геодинамических исследований: А – Юго-Западный Тибет, Б – Памир, В – Северный Вьетнам

В данном сообщении представлен один из вариантов обработки и интерпретации трещиноватости осадочных горных пород Юго-Западного Тибета и территорий, располагающихся на его флангах: Памира – на северо-западе от него и Северного Вьетнама – на юго-востоке (рис. 1).

А. Тибет в морфоструктурном отношении представляет собой высоко поднятое нагорье Центральной Азии, окруженное со всех сторон высочайшими складчатыми сооружениями: Гималаями, Каракорумом, Памиром и Кунь-Лунем. Исследованная нами территория расположена на юго-западе Тибета в пределах зоны его сочленения с Гималаями. В процессе полевых исследований на этой территории более чем в 30 ТН изучен рисунок трещиноватости осадочных горных пород.

Согласно данным В.Е. Хаина, М.Г. Ломизе [1995] предполагается, что альпийская геодинамика рассматриваемого региона обусловлена активным перемещением подвижной Индостанской литосферной плиты в сторону относительно стабильной Евразии. На основе анализа рисунка трещиноватости Mz-Kz осадочных пород региона нами проведена реконструкция альпийских палеонапряжений Юго-Западного Тибета и подтверждены эти закономерности палеогеодинамики Индостана. Наряду с ними установлены новые особенности его эволюции: в мезозое и кайнозое перемещение Индостана в сторону Евразии сопровождалось его устойчивым вращением. При этом с юры по палеоген включительно вращение Индостанской плиты происходило по часовой стрелке. Ось сжатия в юре была ориентирована на ССЗ ($340\text{--}350^\circ$), в мелу – на ССВ-СВ ($20\text{--}60^\circ$). В палеогене перемещение Индостана происходило на восток вдоль Евразии ($90\text{--}110^\circ$). В конце олигоцена в связи с наступлением неотектонического этапа развития произошла геодинамическая перестройка, вследствие чего Индостан вновь стал перемещаться в сторону Евразии. При этом его перемещение по-прежнему сопровождалось вращением, но уже против часовой стрелки (рис. 2). Так, в палеогене сжатие было ориентировано на восток ($90\text{--}110^\circ$), в миоцене – на ВСВ ($55\text{--}60^\circ$), в плиоцене – на СВ ($35\text{--}40^\circ$) и в плейстоцене – на ССВ ($25\text{--}30^\circ$).

Следует отметить, что установленные геодинамические закономерности обосновываются результатами палеореконструкций довольно надежно.

Б. Памир находится к северо-западу от Тибета. Он представляет собой высокогорный массив, лежащий в области сближения Гиндукуша, Каракорума, Кунь-Луна и Тянь-Шаня. Восточная часть Памира в геоморфологическом отношении представляет собой блок земной коры, близкий по очертаниям к Тибету, но значительно меньший по размерам.

Трещиноватость горных пород в пределах Памира изучена нами в 110 ТН. На основе анализа рисунка первичной трещиноватости Mz-Kz осадочных пород проведена реконструкция альпийских палеонапряжений региона. Установлено, что в конце пермского – начале триасового времени ось максимального сжатия на Памире была направлена на ССВ. В позднем триасе и юре для оси сжатия была присуща ориентация с отклонением к ССЗ. Анализ трещиноватости меловых и олигоценовых осадочных пород Памира показал, что направление оси сжатия в период формирования этих осадков сохранялось северо-западным. На крайнем севере Памира в районе его сочленения с Юго-Западным Тянь-Шанем (Гиссаро-Ала-ем) ориентация оси сжатия в миоцене варьировала в предел-

лах ССЗ-ССВ. В плиоцене и плейстоцене ось сжатия на Памире была ориентирована на ССВ (рис. 2).

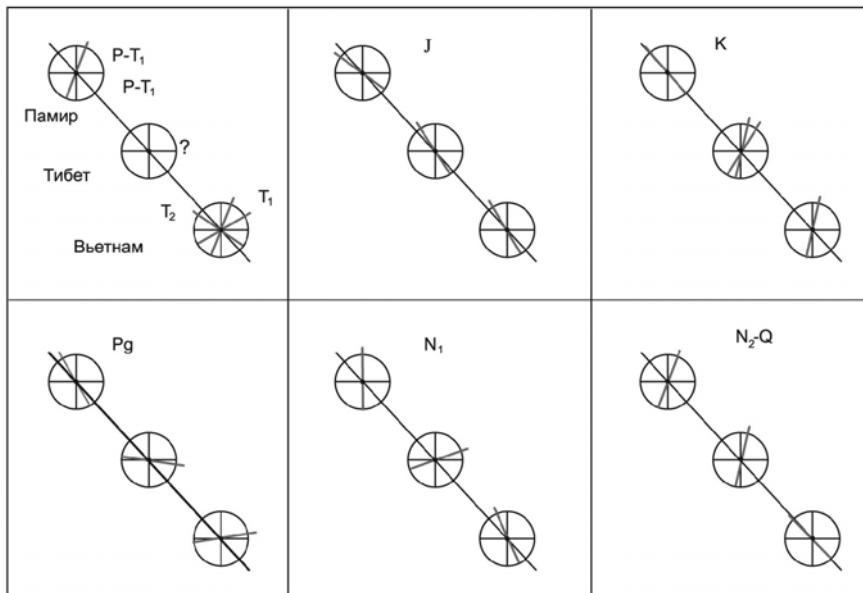


Рис. 2. Схема миграции оси максимального сжатия вдоль Гималайской дуги (Памир, Юго-Западный Тибет, Северный Вьетнам) в процессе альпийского этапа развития Памиро-Гималайского региона (вид в плане)

В. Северный Вьетнам находится на юго-востоке от Тибета на полуострове Индокитай. Согласно схемам тектонического районирования эта территория расположена в пределах Лаосско-Вьетнамской складчато-покровной системы. Основные ее деформации произошли в конце триаса. На заключительной стадии киммерийской складчатости вдоль северо-восточной границы складчато-покровной системы сформировался один из крупнейших разломов Юго-Восточной Азии – правый сдвиг Красной реки.

В процессе полевых тектонофизических исследований трещиноватость Северного Вьетнама изучена нами в более чем 110 обнажениях осадочных пород. На основе анализа стереограмм ориентационного распределения трещин и рисунка первичной трещиноватости Mz-Kz осадочных пород установлено, что в мезозое альпийская геодинамика

Северного Вьетнама, также как Памира и Юго-Западного Тибета, определялось активным перемещением Индостана в сторону Евразии. При этом в раннем триасе сжатие было ориентировано на ССВ-ВСВ (10–70°). На границе раннего и среднего триаса произошла геодинамическая перестройка, в результате которой ось сжатия приобрела ориентацию на ЗСЗ-С3 (290–345°). Начиная со среднего триаса по конец миоцена, перемещение Индостана в сторону Евразии в районе Северного Вьетнама сопровождалось устойчивым его вращением по часовой стрелке. Так, ось сжатия палеонапряжений во второй половине триаса была ориентирована на ЗСЗ-С3 (290–345°), в юре–раннем мелу – на СС3 (350–360°), в позднем мелу – на ССВ (5–20°).

Анализ трещиноватости олигоценовых глин показал, что в начале кайнозоя сжатие в регионе было направлено на ВСВ в сторону Евразии, т.е. перемещение Индостана в конце палеогена и начале неогена продолжало сопровождаться вращением по часовой стрелке. В миоцене ось сжатия альпийского поля напряжений обладала ориентацией на СС3. Вращение изменилось на против часовой стрелки лишь в плиоцене, когда сжатие приобрело направление на С3. В плейстоцене сжатие сохранило ориентацию на С3, в конце его – на СС3 (350°), в голоцене – снова на С3 (320°). Таким образом, на границе плиоцена и плейстоцена территория Северного Вьетнама претерпела геодинамическую перестройку. Не исключено, что именно из-за этого Гималаи на крайнем юго-восточном фланге складчатого сооружения (Лаос, Вьетнам) изменили ориентировку с субширотной на меридиональную. Проявилось это вероятнее всего в связи с активизацией восходящих неотектонических движений в Центральной Азии и сдвиговых перемещений [4].

Выходы:

1. Результаты сравнительного анализа альпийских палеонапряжений Тибета, Памира и Вьетнама свидетельствуют о том, что в первой половине мезозоя, когда геодинамическая обстановка на всей территории Палеоиндоистана была схожей, ориентации оси сжатия в разных его регионах были близки между собой. Так, в поздней перми и раннем триасе на Памире и во Вьетнаме ось максимального сжатия была ориентирована на СВ. Во второй половине триаса на этой территории произошла геодинамическая перестройка в связи с проявлением киммерийской эпохи складчатости. Ось сжатия приобрела С3 направление. В юрское время во всех трех регионах сжатие было устойчиво направлено на С3. В конце мезозоя направление оси сжатия на Памире сохранилось примерно таким же, что и в юре, претерпев слабое вращение по часовой

стрелке. На Тибете и Вьетнаме в мелу проявилось сжатие СВ ориентации, обусловленное перемещением Индостанской плиты в сторону стабильной Евразии, испытав вращение по часовой стрелки (рис. 2).

2. В начале кайнозоя вращение регионов в пределах Центральной Азии по часовой стрелке продолжилось, обусловив проявление на Памире в начале палеогена сжатия ССЗ ориентации, а на ЮЗ Тибете и Северном Вьетнаме – субширотного направления. В конце палеогена геодинамическая обстановка изменилась, в результате чего в миоцене началось вращение ряда регионов против часовой стрелки. Так, на ЮЗ Тибете ось сжатия приобрела направление на ВСВ, на Северном Вьетнаме она получила ориентацию на СВ. Но на Памире в миоцене продолжилось медленное вращение Индостана по часовой стрелке, достигнув ориентации оси сжатия в северном направлении. В плиоцене и плейстоцене на Памире ось сжатия оказывала воздействие в ССВ направлении. На Тибете ось сжатия в плиоцене была ориентирована в СВ направлении. В Северном Вьетнаме сжатие в плиоцене было направлено на ССВ, в плейстоцене и голоцене – на ССЗ-СЗ. Полученные данные свидетельствуют о том, что в районе Памира с олигоцена по плейстоцен продолжилось, как и в мезозое, медленное вращение Индостана по часовой стрелке. На Тибете и в Северном Вьетнаме в начале неотектонического этапа вращение Индостана изменилось на противоположное.

3. Интересны результаты сопоставления данных палеореконструкций с материалами космической геодезии. Они показывают, что векторы горизонтальных перемещений Индостана от Памира в ЮВ направлении совершают вращение по часовой стрелке. Так, в районе Памира векторы смещения как и ось максимального сжатия в плейстоцене, ориентированы на ССВ. На Тибете они ориентированы на СВ. Наиболее молодые, голоценовые, палеонапряжения реконструированы нами для Северного Вьетнама. Их анализ показал, что на голоценовом этапе развития региона сжатие было ориентировано по линии СЗ-ЮВ. В соответствии с ним проявляют себя и векторы скоростей: они направлены на ЮВ.

Таким образом, альпийская геодинамика и структура Гималайской дуги от Тибета до Северного Вьетнама определялась и определяется единым процессом, а именно, активным перемещением подвижной Индостанской плиты в сторону стабильной Евразии, сопровождавшимся вращением плиты по часовой стрелке в мезозое и против – в кайнозое. В районе Памира вращение Индостана по часовой стрелке продолжалось в течение всего альпийского времени и на современном этапе его развития.

Литература

1. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л. Реконструкция напряженного состояния земной коры северного обрамления зоны Дарваз-Каракульского глубинного разлома в связи с сейсмичностью // Источники и воздействия разрушительных сейсмических колебаний. Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 31. М.: Наука, 1990. С. 108–116.
2. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ИФЗ РАН, 1997. 324 с.
3. Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А. Трещиноватость горных пород как индикатор палеогеодинамических процессов // Исследования в области геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 320–326.
4. Николаев Н.И., Наймарк А.А., Селиванов В.А. Новейшая тектоника Южной Азии. М.: Изд-во МГУ, 1984. 192 с.

**В.С. Бочкирев¹, А.М. Брехунцов¹, Е.В. Алейников¹,
С.А. Сергеев², С.Н. Шокальский²**

Сходство и различие палеозойских складчатых систем Евразии и Аппалачей. Вопросы эволюции земной коры

Результаты исследования возраста гнейсов и кристаллических сланцев по U-Pb системе цирконов на SHRIMP-II из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы, а также новый палеонтологический материал из керна скважин [2–4], позволил выявить новые особенности строения Уралид и Алтаид и произвести сравнительный тектонический анализ складчатых систем Урало-Алтайской области, герцинид Западной Европы и Аппалачской системы, включая западную часть Атлантики.

В пределах Урало-Алтайской области впервые доказаны докембрийские возраста метаморфитов с U-Pb датировками (таблица) в полосе от Обской губы – Янгиюганская параметрическая скважина, севернее Ханты-Мансийска – скважина 921 Восточно-Кеушкинская и еще южнее – Тальцийская (рисунок). U-Pb датировки гнейсов по конкордиям, а также близкое соседство карбонатных пород с водорослями вендского возраста на Чкаловской площади и гнейсов Охтеурьевской площади, рас-

¹ Сибирский научно-аналитический центр (СиБНАЦ), Тюмень, Россия

² Всероссийский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

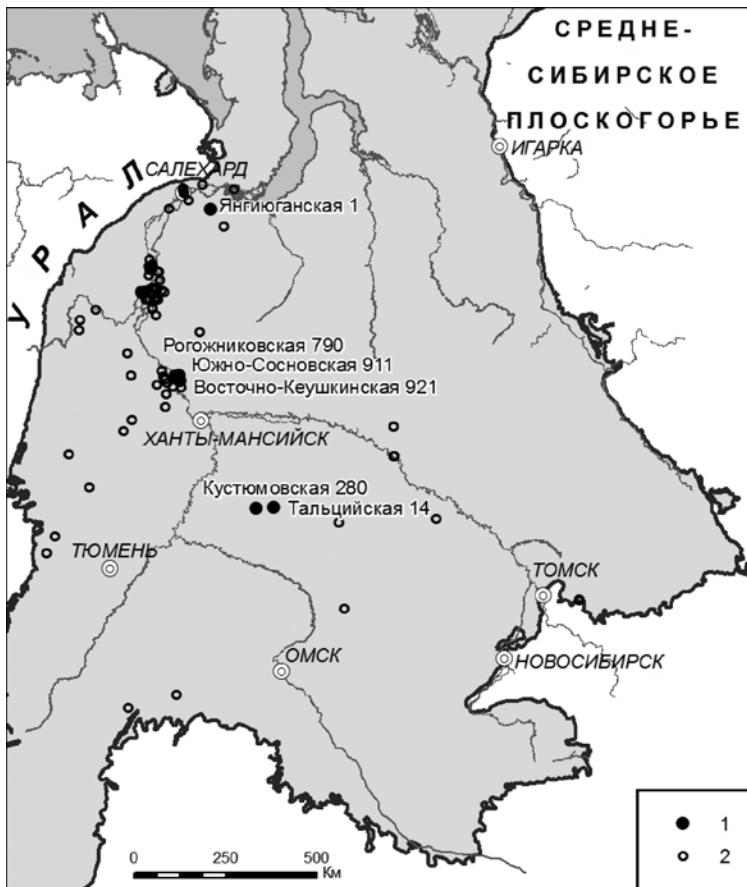


Рисунок. Схема расположения скважин с U-Pb датированием докембрийских пород Западной Сибири.

1 – скважины с U-Pb возрастом докембрийских пород; 2 – скважины, вскрывшие гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, без определений абсолютного возраста

положенных в пределах Александровского мегавала Томской области, указывает на широкое распространение древних метаморфиков в фундаменте Западной Сибири.

В районах с большим числом скважин установлено, что гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы полукольцом окружены терри-

Абсолютный возраст цирконов по U-Pb системе
из пород фундамента Западной Сибири

Площадь, скв.	глубина, м	порода	воз- раст, млн лет	№ в списке литературы
Вост-Кеушкинская, 921	2547–2552	парагнейсы	615,5 +9,5	3
Кустюмовская, 280	3116–3121	сланцы кристал.	610+ 5	3
Рогожниковская, 790	–	амфиболит	630	6
Юж-Сосновская, 911	–	сланцы кристал.	630	7
Тальцийская, 14	3010	сланцы кристал.	528,3 +7,4	3
Янгиюганская пар., 1	2073–2089	сланцы кристал.	953+ 16	2
Янгиюганская пар., 1	3852	гранито- гнейсы	566+ 3	2
Янгиюганская пар., 1	4047	гранито- гнейсы	554,6 +5,1	2

генно-карбонатными и кремнисто-яшмовыми с базальтами толщами, содержащими конодонты и радиолярии ордовика или верхнего кембрия? (Западно-Новогодняя, 210). К нижнему палеозою примыкают силурово-девонские или, в редких случаях, карбоновые флишоидные толщи [4].

По результатам анализа керна 6000 глубоких скважин и потенциальных полей установлена узкая зона сочленения Уралид и Алтаид со СФЗ разного простирания. В пределах Уралид выделяется шесть СФЗ север–северо-восточного простирания, которое в ослабленном виде ощущается и в пределах Алтаид со своим северо-западным простиранием, кроме Колывань-Томской зоны северо-восточного простирания как на Полярном Урале. Общими чертами строения Уралид и Алтаид является наличие узких зеленокаменных полос с серпентинитами – 77 массивов гарцбургитового состава и карбонатных платформ. Главная складчатость, маркируемая калиевыми гранитоидами, там и здесь завершилась в эпоху раннего триаса в течение 250–245 млн лет [2, 3].

Многие фазы складчатости и время заложения геосинклинальных складчатых систем – начало ордовика, является одинаковым для Ура-

лид и Алтаид. Сходство их развития, подчеркнутое близкой рудоносностью, наличием передовых прогибов усиливает то единство, которое в свое время А.П. Карпинский [5] подчеркивал термином «Уралиды», отделяя от них Тиманиды досилурийского возраста консолидации. Характерной чертой Урало-Алтайской области является развитие триасового тафрогенного этажа, включающего 101 рамповый грабен аркогенного типа, причинно обусловленного предысторией. Тафрогенный комплекс отсутствует в герцинидах Западной Европы, где особенно широко распространены угленосные межгорные прогибы, замкнувшиеся в конце карбона и в самом начале пермского периода, то есть 300 млн лет назад.

Уралиды, в противоположность герцинидам, срезают структуры тиманид, консолидировавшихся 550–500 млн лет назад [1], древние структуры Волго-Уральской области – 2,59 млрд лет, но располагаются, как показывают докембрийские выступы фундамента в Западной Сибири, на тиманидах, байкалидах и, возможно, более древних системах протерозоя [6].

Аппалачская складчатая система хорошо изучена. Приатлантическая равнина и Атлантическая акватория разбурены нефтепоисковыми и научными скважинами до САХ включительно, где под меловыми отложениями чехла установлены эффузивы палеозойского возраста. В рифтовых системах САХ выявлены как очень молодые базальты, так и древние толщи, слагающие борта рифтовых систем, что доказывает отсутствие фактов зарождения океанической коры в рифтовых системах Атлантики. Аппалачская система построена так же, как и Уралиды с полями ультрабазитов и передовым прогибом. Здесь же развит триасовый тафрогенный этаж с крупными грабенами, прослеживаемыми от Флориды почти до Ньюфаундленда. Четкая вергенция аппалачской складчатости на Северо-Американский кратон давно установлена и, в сущности, Аппалачи ничего общего с герцинидами Западной Европы не имеют. От Уралид их отличает в основном более раннее – с венд-кембрия заложение складчатой системы. Анализ показывает, что развитие земной коры складывается из неритмичных эпох обрушения, эволюции складчатых систем и их консолидации в течение мегахронов.

Литература

1. Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. ИГ Коми Н.Ц., Уро РАН. Отчетная серия №1 (19). Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.

2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А., Шокальский С.П., Горбачев В.И., Наркисова В.В., Тарханов Г.В. Первые U-Pb датировки по цирконам докембрийских гранито-гнейсов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2013. № 4 (107). С. 6–13.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А., Шокальский С.П., Алейников Е.В. Новые данные по определению абсолютного возраста пород фундамента Сибирского кратона и Западно-Сибирской платформы по цирконам на SHRIMP-II // Горные ведомости. 2013. № 9 (112). С. 38–62.
4. Горбачев В.И., Наркисова В.В., Крупеник В.А., Тарханов Г.В., Попов С.Г., Свешников К.Ю., Соколова Т.Н., Кузьмин Д.А., Докучаев А.Я. Новые данные о фундаменте Западно-Сибирской плиты (Янгиоганская параметрическая скважина) // Горные ведомости. 2013. № 9 (112). С. 22–37.
5. Каргинский А.П. К тектонике Европейской России // Известия Российской Академии Наук. 1919. VI серия. № 12–15. С. 573–580.
6. Коровина Т.А., Кропотова Е.П. Геохронология и геодинамика формирования промежуточного комплекса по данным изотопных исследований // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – Югры. XIV Научно-практическая конференция. Т. I. Х-М.: ИздатНаукаСервис, 2011. С. 246–250.
7. Чирков В.Л., Горбунов И.Н., Шадрина С.В., Николаева Е.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П. Геохимические и термогеодинамические критерии прогноза нефтегазоносности фундамента Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2011. №4. С. 41–45.

С.А. Буланов¹

Геоморфологические аспекты складчатого орогенеза (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня)

Геоморфологическая наука в последние десятилетия находится в серьёзном противоречии с современными представлениями и о внутреннем строении Земли, и данными, которые накоплены в рамках геологических наук и геофизики. Традиционная парадигма, базирующаяся на представлениях основоположников геоморфологии В. Дэвиса и В. Пенка, фактически отрицает роль значительных горизонтальных перемещений в формировании рельефа Земли, в том числе крупнейших его форм – горных сооружений.

Для объяснения феномена складчатого строения горных поясов в середине XX века было сформулировано представление о двухэтапности

¹ Институт географии РАН, Москва

развития Земли в кайнозое, согласно которому структура земной коры формируется на предшествующем, «геологическом» этапе, а горы появляются на заключительном, «геоморфологическом» этапе, стиль геодинамики в пределах которого принципиально отличны и характеризуются преобладанием дизъюнктивных дислокаций субвертикального направления. При этом полагается, что этапы разделяются эпохой тектонического спокойствия, во время которой крупные неровности, возникшие на «геологическом» этапе, уничтожаются и формируются выровненные пространства типа пенеплена (как вариант – поверхность выравнивания). Существование складчатых – не только по структуре, но и по характеру ведущих орогенических процессов – горных сооружений фактически не допускалось.

Подобные представления до сих пор распространяются и на регионы, целиком представленные складчатым кайнозоем и где дислоцированы также весьма молодые отложения, вплоть до плиоцен-четвертичных. К таковым относится зона сочленения Памира и Тянь-Шаня, в которой выделяются как низкие горы (в пределах т.н. Таджикской депрессии), так средневысотные и высокие (хребты Вахшский и Петра Первого), вплоть до высочайших (Заалайский хребет, максимальная абсолютная высота 6610 м). Как это не парадоксально, но даже здесь были попытки выделения поверхностей выравнивания [0], причём иногда и более древних, чем срезаемые ими породы, а этапы планации, которые должны были чередоваться с этапами активизации тектонических движений в плиоцен-четвертичное время, согласно некоторым предположениям [0], успели проявиться неоднократно – что представляется мало вероятным.

Нами была предложена альтернативная концепция формирования горных сооружений в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня [0], основные положения которой заключаются в следующем: текто- и орогенез происходят одновременно, представляют собой единый и неразрывный процесс, который продолжается в течение всего мезозоя–кайнозоя под действием латерального сжатия осадочного чехла прогиба. Изменения в рельфе зоны сочленения, в том числе образование гор на месте аккумулятивной равнины, объясняются внутренней логикой развития деформируемой складчатой массы либо внешними причинами экзогенного характера.

На основании проведённых исследований была разработана дилемма, согласно которой возможны два сценария развития орогенеза, состоящие из нескольких диаметрально противоположных положений (таблица).

Таблица 1. Связь основных предпосылок геолого-геоморфологического развития зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня с позициями фиксизма и мобилизма [0]

Основная предпосылка	Точка зрения	
	Фиксизма	Мобилизма
Примат вертикальных движений фундамента	Примат горизонтальных движений осадочного чехла	Примат горизонтальных движений осадочного чехла
Характер ведущих тектонических движений в течение мезозой-кайнозойского этапа	Блоковые, разнонаправленные, прерывистые	Складчатые и надвиговые, односторонние, непрерывные
размеры и плановая композиция структурных подразделений литосферы	Постоянство местонахождения и занимаемой площади во времени	Значительные относительные перемещения и изменения (сокращение) размеров
Роль фундамента в формировании структур и рельефа чехла	Активная	Пассивная
Связь тектоники чехла и фундамента	Жёсткая зависимость характера, скорости и направления движений структур чехла от поведения фундамента	Относительная автономия (характер, скорость и направление движений структур чехла контролируются внутренней логикой его развития)
Основная тенденция развития на новейшем (№ ₂ -Q) этапе	Коренная перестройка тектогенеза, возможно неоднократная	Односторонность, унаследованность развития от предшествующих этапов
Генезис орогена	Блоково-глыбовый	Складчатый
Возможность формирования поверхностей выравнивания	Весьма вероятна	Проблематична

Таким образом, допущение возможности значительных горизонтальных перемещений приводит к принципиальному пересмотру процесса орогенеза и формированию представления о горообразовании, альтернативного традиционному. Главные отличия видятся в следующем:

1. Автономность развития рельефа сминаемой толщи, как результат фактической независимости её тектоники от поведения нижнего структурного этажа (фундамента). Дислокации, контролирующие подъём деформируемой массы, имеют неглубокое заложение и, как правило, не выходят за её пределы [0].

2. Разнонаправленность, «зеркальность» поведения верхних и нижних слоёв сминаемой массы по вертикали. Орогенез может происходить не согласно, а вопреки движениям фундамента, который может продолжать погружаться, унаследованно со стадией осадконакопления.

3. Как показывает анализ развития текто- и морфогенеза зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня в мезозое, нет необходимости в выделении этапов орогенеза, связанных с изменением скорости или характера сил, приложенных извне к сминаемой осадочной толще. Складчатость плавно переходит из конседиментационной в кондендационную. Горообразование в пределах прогиба распространяется постепенно, и разные его стадии, в том числе и начальные, типа остаточных бассейнов осадконакопления, существуют одновременно, о чём свидетельствует и современный рельеф зоны сочленения.

4. Своебразна эволюция морфоструктуры орогена, т.е. соотношения его рельефа и складчатой структуры. На ранних стадиях преобладают прямое соотношение, когда антиклиналям соответствуют хребты, а синклиналям – разделяющие их понижения. На зрелых стадиях господствует инверсионный рельеф, состоящий из обращённых морфоструктур: синклинальных гребней и антиклинальных долин [0–0].

Важное следствие продолжающегося тангенциального сжатия осадочной призмы на зрелых стадиях становления складчатого орогена – явление пликативной деформации горного рельефа. Оно выражается в тектоногенном изменении основных морфометрических показателей, рассредоточенном по всей площади. Густота расчленения увеличивается за счёт механического сближения гребней и тальвегов. Глубина расчленения возрастает по причине ускоренного воздымания гребней по сравнению с долинным комплексом. Сложение этих двух векторов обуславливает соответствующее эндогенное увеличение крутизны горных склонов [0].

Разумеется, эндогенный импульс увеличения расчленения не мог не найти отражения в поведении экзогенных процессов. Они меняют своё отношение к нему: если на начальных стадиях становления складчатого орогена денудация направлена на рост локальных высотных контрастов, то на зрелых его стадиях она уже является фактором, сдерживающим дальнейшее расчленение. Так, денудация сосредотачивается в вершинном поясе хребтов, компенсируя таким образом его ускоренный подъём. Поступающий оттуда грубобломочный материал практически полностью аккумулируется либо в виде протяжённых шлейфов у подножия либо в виде мощного переуглублённого пойменно-террасового комплекса в аномально широких долинах, подъём которых замедлен.

Не менее важным представляется то обстоятельство, что горный рельеф в условиях продолжающегося сжатия сам становится существенным фактором тектогенеза. Кондендационное развитие складчатости и сопровождающих её разрывных нарушений вынуждено учитывать реалии глубокого – до 1–2 км и более – крутосклонного расчленения. Зафиксированы факты локальных деформаций высокоподнятых надбазисных масс пород, слагающих хребты в виде запрокидывания фрагментов складок и локального надвигания в сторону соседних долин [].

Литература

1. Атлас Таджикской ССР. Душанбе–Москва: ГУГК, 1968. 200 с.
2. Ермилов В.И., Чигарёв Н.В. Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М.: Наука, 1981. 126 с.
3. Буланов С.А. Механизмы формирования рельефа хребта Петра 1. Автореф.. дисс. ... канд. геогр. наук. М., 1990. 24. с.
4. Буланов С.А. Основная дилемма при изучении геоморфологии складчатых орогенов (на примере Памиро-Алайского региона) // Геоморфология на рубеже XXI века. IV Щукинские чтения. М.: Издательство «Географический факультет МГУ», 2000. С. 126–129.
5. Скobelев С.Ф., Трифонов В.Г., Востриков Г.А. Памиро-Гималайская область дисгармоничного скучивания континентальной литосферы // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. С. 188–234. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 427).
6. Буланов С.А. Расчленение складчатого орогена в условиях регионального сжатия (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1993. № 4. С. 67–73.
7. Буланов С.А. Памиро-Алайский тип складчатого горообразования // Развитие рельефа и динамика литосферы. М.: Наука, 1994. С. 165–172.
8. Буланов С.А., Трихунков Я.И. Инверсия складчатого рельефа как показатель тангенциального сжатия земной коры // Геоморфология. 2013. № 1. С. 11–18.

9. Буланов С.А. Тектоническое выравнивание горного рельефа при формировании надвигов в складчатых поясах // Проблема геоморфологической корреляции. М.: Наука, 1989. С. 101–106.

М.М. Буслов¹

Тектоническая эволюция и взаимосвязи геодинамических процессов Центрально-Азиатского складчатого пояса и окружающих кратонов

В последние десятилетия складчатые сооружения Центральной Азии, расположенные между Восточно-Европейским, Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратонами, охарактеризованы как аккреционно-коллизионные, сформированные из фрагментов коры Палеоазиатского океана, островных дуг и микроконтинентов. Исходя из аналогии строения современных конвергентных границ океанических и континентальных плит и линейных складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (фронтальных частей островных дуг, олиолитовых сутур, высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны и выявить геодинамику и этапы формирования складчатых сооружений региона относительно окружающих кратонов. В связи с этим, складчатые зоны, окружающие кратоны, рассмотрены как их окраинно-континентальные геодинамические комплексы.

Так в работах [1–5] выделяют несколько разновозрастных аккреционно-коллизионных зон, образованных в течение венда – раннего карбона последовательным присоединением к Сибирскому континенту островных дуг, микроконтинентов и океанических поднятий.

Согласно модели [6] в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Сибирского кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуги, выраженные в формировании изгибов и крупноамплитудных сдвигов.

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

В работе [7] в рамках взаимосвязи геодинамических процессов в Центрально-Азиатском складчатом поясе и на Сибирской платформе проведено первое обобщение в изучении геохимических и изотопно-геохимических характеристиках неопротерозой-палеозойских осадочных серий с целью синхронизации осадконакопления в бассейнах различного типа как в пределах платформы, так и складчатого пояса. Это позволило более корректно на основе реконструкций геодинамических обстановок седimentогенеза отдельных осадочных бассейнов проследить развитие орогенных структур, окружающих Сибирский континент. Показано, что в решении вопросов тектонического районирования наиболее обобщающей является схема, приведенная в работах [8, 9]. Она включает в себя перечисленные выше достижения в тектоническом районировании Центрально-Азиатского складчатого пояса и фокусируется на выделение каледонской Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянско-Ольхонской сутурно-сдвиговой зоны, разделяющей окраинно-континентальные комплексы пород Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, соответственно, с ювенильным и смешанным типами коры. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты, среднепалеозойские метаморфические породы зон смятий.

В структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса тектонически совмещены окраинно-континентальные комплексы пород, сформированные при эволюции двух крупнейших океанических плит. Одна из них, плита Палеоазиатского океана, аналог современного Индо-Антлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических бассейнов в результате деструкции Родинии и Гондваны. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторное объединение блоков в составе Казахстано-Байкальского континента. Фундамент Казахстано-Байкальского континента сформирован в венде-кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстано-Тувино-Монгольской островной дугой, привели к консолидации земной коры и формированию составного континента.

Другая плита, Палеопацифики, аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли, характеризуется длительной тектоно-магматической эволюцией без участия континентальной коры и сложными процессами формирования материковых окраин. В результате его эволюции созданы венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, комплексами пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дугой широко представлены только фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий.

Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги, связанные с коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстано-Байкальского континентов во многом нарушили первичные соотношения, в связи с чем древние структуры различных континентов перемешаны друг с другом, что создало трудности в интерпретации палеогеографической, палеотектонической и палеогеодинамической зональностей Центрально-Азиатского складчатого пояса [10–11].

Таким образом, главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов [12, 13] зародилась в позднем докембрии и представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Современным аналогом Центрально-Азиатского складчатого пояса является юго-восточная окраина Азии, выраженная зоной сочленения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ-10 “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1, 327 с.; Т. 2, 334 с.
2. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №6. С. 3–33.
3. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 78. С. 59–75.

4. Берзин Н.А., Колман Р. Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и Геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
5. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // J. Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 31–47.
6. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
7. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., де Граве Й., Скляров Е.В. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизионных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 102. С. 1451–1472.
8. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. №1. С. 93–108.
9. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011.Т. 52. № 1. С. 66–90.
10. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтая и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
11. Буслов М.М., Джсен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абылдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтая-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 102. С. 1600–1628.
12. Пущаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
13. Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.

**О.А. Вадачкория, О.А. Войкова, А.А. Мурый,
С.А. Несмеянов¹**

Тектонические условия строительства горного кластера Олимпийских объектов Большого Сочи

Изучение тектонических условий строительства важно для горноскладчатых территорий, где при строительстве необходимо учитывать как активные, в том числе сейсмоактивные, структуры, способные на-

¹ Федеральное государственное бюджетное Учреждение науки Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН Российской академии наук

рушить основания сооружений, так и пассивные, потерявшие прежнюю активность, но обладающие пониженной несущей способностью и повышенной проницаемостью и фильтрационной способностью [1].

Тектонические условия строительства олимпийских объектов горного кластера Большого Сочи определяются различным влиянием структур двух самостоятельных тектонических планов: древнего (доновейшего) и новейшего. Древний структурный план характеризуется сложными высокоамплитудными складчато-блоковыми структурами с мощными сложно построенным разрывными зонами, характерными для полого-надвиговых разрывов [2]. Новейший структурный план, сильно отличается от более древнего как по расположению, так и по типам структур. В нем преобладают менее амплитудные блоковые структуры, разделенные активными разрывами, преимущественно сбросами и взбросами [3]. На устойчивость инженерных сооружений здесь влияют: активные разрывные смещения, структурно обусловленное появление крутых склонов, а также соотношение уклонов склонов с наклоном слоистости горных пород [4].

Территория горного кластера обладает повышенной плотностью разрывов, поскольку она располагается на сочленении трех новейших шовных зон, одной – поперечной по отношению к простирианию мегасвода Большого Кавказа и двух продольных, частично наложенных на первую. Этот кластер находится целиком в пределах поперечной Пшехско-Адлерской зоны, которая служит западным ограничением Центрального сегмента мегасвода и представляет собой систему относительно поднятых и опущенных блоков, ограниченных сбросами. Юг кластера ограничен системой продольных надвигов и сбросов, связанных с Воронцовской шовно-блоковой зоной. Основная северная часть кластера приурочена к осевой и южной частям западного окончания Мзымтинской шовно-депрессионной зоны, характеризующейся разрывами преимущественно сбросового типа. Эта зона является одной из основных сейсмогенерирующих структур Центрального сегмента Большого Кавказа, с которой связаны известные Чхалтинское и Краснополянские землетрясения. Поэтому в ее пределах вполне вероятны различные сейсмодислокации, в том числе и сеймотектонические. Основные линейные сооружения, например, совмещенные авто- и железная дороги с эстакадами и тоннелями, пересекают Воронцовскую шовную зону и часть Мзымтинской.

На рассматриваемой территории выявлены разномасштабные активные разрывы [5], наиболее крупные из которых представлены регио-

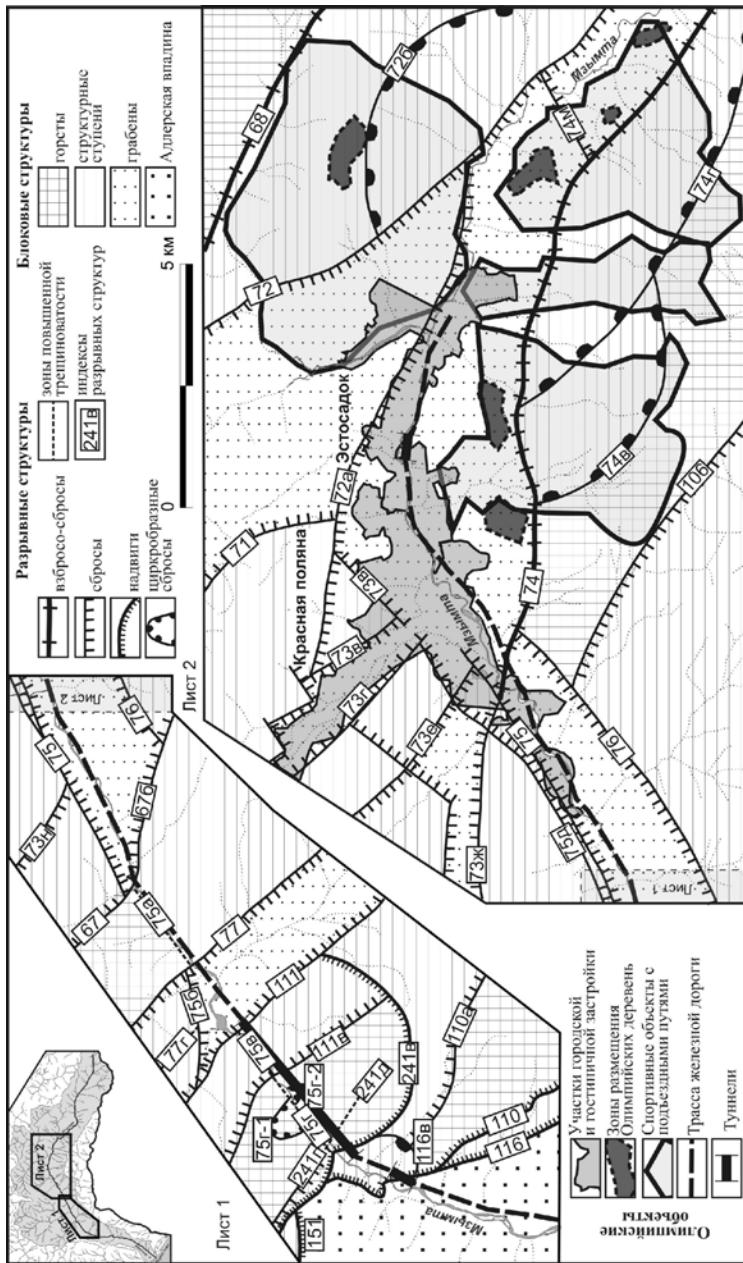


Рисунок. Схема тектонических условий строительства горного кластера Олимпийских объектов Большого Сочи

нальными надвигами, взбросами и сбросами, которые частично наследуют крупнейшие разрывные зоны древнего структурного плана. Крупные разрывные зоны с несколькими смесятелями и тектоническими клиньями могут иметь ширину во многие сотни метров. Зоны локальных новейших разрывов обычно не превышают ширины в 100 м. Поднятые крылья протяженных активных разрывов часто осложняются локальными циркообразными сбросами. Новейшие разрывы, как правило, выражены в рельефе крутыми и обрывистыми склонами, с которыми связаны обвалы, оползни и осыпи.

В процессе формирования равновесного состояния склонов интенсивность гравитационных процессов в коре выветривания повышается в областях развития тектонических нарушений. В их разрывных зонах, при увеличении густоты тектонической трещиноватости, возможна сезонная или постоянная разгрузка подземных вод. Это и, особенно, значительные сейсмодинамические воздействия способствуют активизации оползневых и других сейсмогравитационных процессов.

Тектонические условия строительства основных олимпийских объектов горного кластера в самых общих чертах отражены на схематическом рисунке и могут быть сведены к следующим положениям.

1. Все крупные объекты либо пересекаются древними или активными разрывами, либо такие разрывы проходят рядом с площадками строительства. При проведении горных выработок и вырубке лесов во многих разрывных зонах обычно активизируются различные гравитационные процессы, которые могут быть опасны для инженерных сооружений.

2. В разрывных зонах возможно два вида опасных воздействий на сооружения:

— в широких разрывных зонах, особенно древних, развивается мощная кора выветривания, которая может способствовать проявлению опасных экзогенных процессов: в зоне физического и морозно-физического выветривания — осыпей и обвалов, в зоне химического выветривания — оползней;

— при сильных землетрясениях в разрывных зонах возможна активизация оползней, которые могут затронуть сооружения.

3. Все крупные линейные сооружения пересекаются как древними, так и активными разрывами, в том числе, региональными, различными в разных частях кластера. На южном его борту в пределах Воронцовской шовной зоны развиты унаследованные взбросо-надвиги на юге и новообразованные сбросы на севере. На севере кластера наиболее

крупные активные, частично унаследованные сбросы и сбросо-взбросы связаны с южным бортом Мзымтинской шовной зоны, где не исключена вероятность различных сейсмодислокаций.

4. Следует отметить, что при инженерных изысканиях для ряда стройплощадок тектонические условия изучались недостаточно детально, поэтому в период эксплуатации ответственных сооружений необходимы:

— детальное изучение связи опасных процессов с тектоническими нарушениями;

— геодинамический мониторинг за комплексом возможных опасных процессов на основных ответственных объектах.

Литература

1. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника. М.: Наука, 2004. 780 с.
2. Лаврищев В.А., Пруткий Н.И., Семенов В.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-37-В. Объяснительная записка. СПб., 2002. С. 213.
3. Несмеянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа (опережающие исследования для инженерных изысканий). М.: Недра, 1992. 254 с.
4. Несмеянов С.А., Войкова О.А., Романова Е.И. Влияние новейшей геодинамики на локализацию опасных эндогенных и экзогенных процессов в Причерноморье // Тез. докл. Третья Туапсинская международная научная конференция “Вулканализм, биосфера и экологические проблемы”. Туапсе. 2003. С. 111-112.
5. Несмеянов С.А., Войкова О.А., Мурый А.А. Детализация схемы активных разрывов для инженерных изысканий в горной области (на примере бассейна р. Мзымты на Кавказе) // Геоэкология. № 5. 2011. С. 450-454.

Е.В. Ватрушкина, М.И. Тучкова¹

Эволюция осадконакопления и геодинамические режимы в позднеюрское–раннемеловое время в пределах Чукотского террейна

Изучаемые впадины расположены на юго-западном окончании Чукотского террейна [5], который входит в состав Анюйско-Чукотской складчатой системы. Мезозойские образования Чукотского террейна

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

представлены терригенными отложениями триаса, которые накапливались в разных частях бассейна пассивной окраины [10]. Нижнеюрские отложения обнаружены лишь на узком участке, на левом берегу р. Раучуа, отложения средней юры отсутствуют [1]. Верхнеюрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения с угловым несогласием залегают на триасовых и слагают несколько впадин: Китеевеемскую, Мырговаамскую, Раучуанскую, Певекскую, Верхне-Пегтымельскую и др. (рис. 1). Предполагается, что их формирование происходило синхронно с коллизией. В немногочисленных публикациях перечисленные впадины называются синнадвиговыми [8] или синорогенными [9]. Терригенный комплекс прорван постколлизионными интрузиями, датированными U-Pb (SHRIMP-RG) – 115–117 млн лет [2].

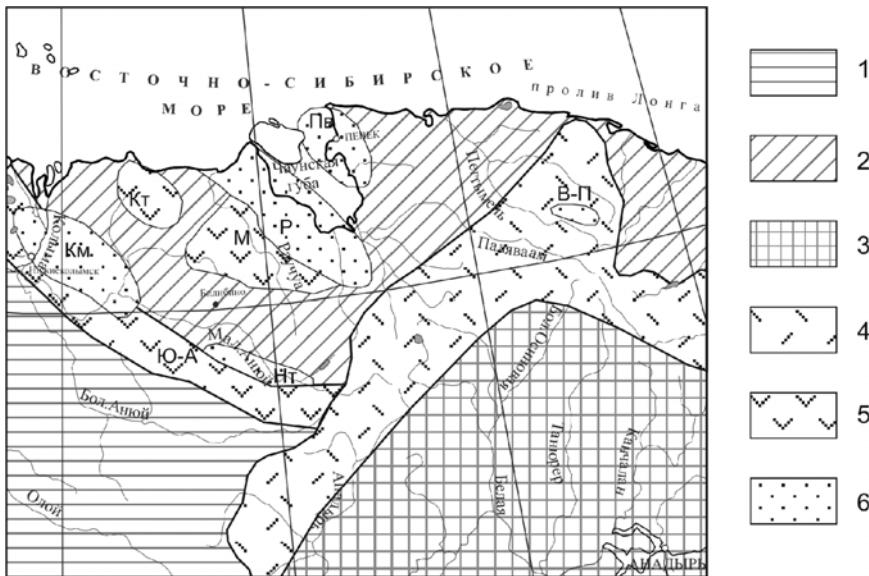


Рис. 1. Схема размещения впадин по Паракецову К.В. [3].

1 – Алазейско-Олойская складчатая область; 2 – Чукотская складчатая область; 3 – Корякско-Камчатская складчатая область; 4 – Охотско-Чукотский Вулканогенный пояс; 5 – раннеорогенный впадины: Ю-А – Южно-Анюйский прогиб, Кт – Китеевеемская, М – Мырговаамская; 6 – позднеорогенные впадины: Р – Раучуанская, Пв – Певекская, В-П – Верхне-Пегтымельская, Км – Камешковская, Нт – Нутесынская

Самыми древними образованиями позднеюрско-раннемелового возраста являются аркозовые песчаники раучуанской свиты, относимые к оксфорду–кимме-риджу. Отложения свиты слагают Китеевеемскую и Мырговаамскую впадины. Главным картировочным признаком выделения раучуанских песчаников является наличие остроугольных обломков аргиллитов (интракластов) в их составе (рис. 2). Накопление отложений

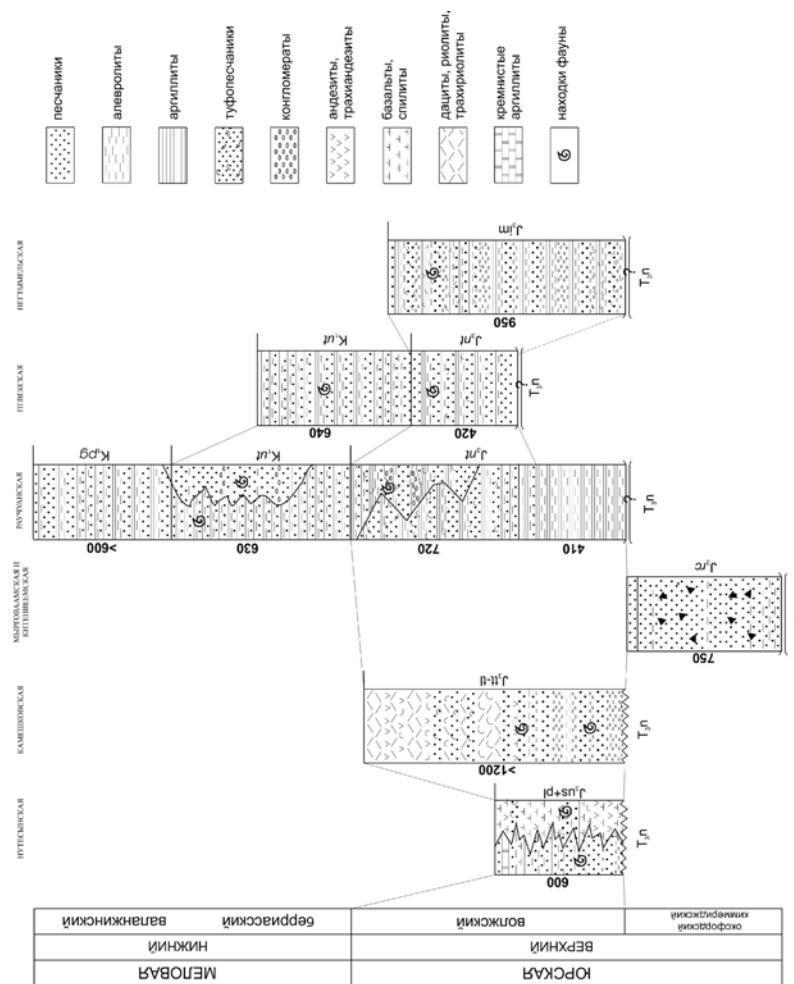


Рис. 2. Корреляционная схема вернетурского-нижнемеловых отложений

свиты происходило в межгорной впадине, в результате подводно-оползневых процессов. Среди источников сноса преобладали терригенные породы триаса и древние гранитоиды, а также верхнемезозойские вулканиты кислого и основного состава.

Волжские отложения распространены в пределах Раучуанской, Певекской и Верхне-Пегтымельской впадин. Разрез волжских отложений сложен преимущественно туфоаргиллитами, туфоалевролитами, туфопесчаниками, с линзами конгломератов, редко с прослойми риодакитов, андезитов и их туфов. В пределах Верхне-Пегтымельской впадины описаны гачечниковые глины (тиллоиды), формирующие мощные толщи до 50 метров. Накопление осадков происходило в морском бассейне, под влиянием подводно-оползневых процессов в условиях активной гидродинамики. Замеры складок оползания позволили установить доминирующее направление транспортировки материала – с юга на север в современных координатах. В составе источников сноса преобладали терригенные породы триаса и островодужные вулканиты (известково-щелочной серии) преимущественно андезитового состава, на удалении от области осадконакопления располагались граниты. В это же время на юго-западе Чукотского микроконтинента в пределах Камешковской и Нутесынской впадины формировались преимущественно грубобломочные толщи, риолиты, андезиты и их туфы. Эти данные позволяют предполагать, что в волжское время началась аккреция Кульпольнейской островной дуги в Чукотскому микроконтиненту и её размытие.

Берриас-валанжинские отложения надежно датированы фауной рода *Buchia* в Раучуанской и Певекской впадинах, где они согласно залегают на волжских. Отложения представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами, по составу схожими с отложениями раучуанской свиты. Нижнемеловые разности отличаются хорошей сортированностью материала и более глубоководными обстановками накопления. Формирование берриас-валанжинских отложений могло быть связано с рециклинигом песчаников раучуанской свиты. С другой стороны, они могли иметь близкие условия осадконакопления и состав источников сноса.

В результате проведенных исследований было установлено, что накопление верхнеюрско-нижнемеловых вулканогенно-осадочных комплексов происходило в нескольких межгорных впадинах, преимущественно под влиянием подводно-оползневых процессов в условиях активной гидродинамики. Все впадины имели схожие источники сноса, среди которых преобладали терригенные породы триаса и древние гранитоиды, а также верхнемезозойские вулканиты островных дуг кислого и

основного состава. Полученные данные хорошо согласуются с последними палеореконструкциями [7], согласно которым коллизия произошла в течение верхней юры (волжского века) – раннего мела.

Работа выполнена при финансировании проекта РФФИ № 12-05-31432 и 14-05-00031.

Литература

1. Городинский М.Е. Геологический очерк центральных районов Чукотки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1963. №16. С. 56-66.
2. Катков С.М., Миллер Э.Л., Торо Дж. Структурные парагенезы и возраст деформаций западного сектора Анюйско-Чукотской складчатой системы (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2010. №5. С. 61-80.
3. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
4. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
5. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. №1. С. 68-78.
6. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376. №1. С. 7–11.
7. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е. Тектоническая модель Южно-Ануйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики / Леонов Ю.Г. (ред.) // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.
8. Филатова Н.И., Хайн В.Е. Тектоника Восточной Арктики // Геотектоника. 2007. №3. С. 3–29.
9. Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M. Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: separated by birth of the Makarov Basin? // Norwegian journal of geology. 2008. Vol. XX. P. 99–124.
10. Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Kravchenko-Berezhnaya I.R. Provenance analysis and tectonic setting of the Triassic clastic deposits in Western Chukotka, Northeast Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 177–200.

М.Г. Вахнин¹

Анализ новейших тектонических движений Тиманского кряжа методами дистанционного зондирования

Тиманская гряда представляет собой структуру, расположенную в северо-западном направлении с размерами более 1100 км в длину и ши-

риной до 150 км. Она включает в себя Канино-Северотиманский, Цилемско-Четласский и Восточнотиманский мегавалы, между которыми расположены депрессии второго порядка. Гряза содержит два структурных этажа: рифейский, представляющий собой складчатый фундамент, и фанерозойский, содержащий платформенный чехол, мощность которого изменяется от 0 до 2 км [1].

Тиманская гряза достаточно хорошо выражена в неотектоническом плане. Большинство структур, выделяемых по поверхности фундамента, совпадают с новейшими мегавалами.

В 1971 году В.А. Дедеевым и П.Н. Сафоновым была составлена неотектоническая карта Тимано-Печорской провинции, включая Тиман, где выделены морфоструктуры разных порядков и указан их тип неотектонической активности. Значительное внимание неотектонике Тимана уделял А.А. Ференс-Сороцкий. Согласно его взглядам, рельеф Тиманской грязы определяется главным образом структурой коренных пород и морфологическими особенностями поверхности фундамента. Ученый считал, что оледенение на территории Тимана не оказалось особого влияния на его современный рельеф, и позднеантропогеновое поднятие нивелировало эффект аккумулятивной деятельности ледников. По его мнению, минимальные мощности или отсутствие их свидетельствует об интенсивном поднятии на неотектоническом этапе развития, иначе породы рифея были бы полностью нивелированы денудацией [2].

Древняя складчатость тиманских метаморфических сланцев имеет северо-западное направление и определяется направлением глубинных разломов. Последующие тектонические напряжения принимали старое направление, приспосабливаясь к древним структурам. Тиманский кряж в своем развитии претерпел несколько стадий тектогенеза. На первом этапе, в конце протерозоя и раннего кембрия, произошла консолидация фундамента и образование горно-складчатой системы. Затем последовала пенепленизация Тимана и в позднем девоне – излияния базальтов. В период с карбона по нижнюю пермь, когда существовали спокойные тектонические условия, происходило накопление морских осадков. В период между нижней и верхней пермью усилились процессы горообразования. Начиная с верхней перми до начала палеогена совершалось выравнивание горного рельефа.

Морфоструктура современного Тимана начала формироваться еще в мезозое и продолжается до настоящего времени. И в конце палеогена по неоген происходит общее поднятие и расчленение территории [3]. Основными рельефообразующими процессами стали новейшие тектони-

ческие движения различной интенсивности, денудация различного характера, аккумулятивные процессы, эрозионная деятельность рек и др.

Для изучения неотектонических процессов Тимана применялось дешифрирование космических снимков и использованы топографические и геоморфологические карты по данному району. С использованием данных дистанционного зондирования были дешифрированы новейшие разрывные нарушения, одним из проявлений которых являются линеаменты. Линейные элементы выделялись по синтезированным снимкам Landsat 7 ETM+ с пространственным разрешением до 15 м с помощью визуального дешифрирования. Для каждого элементарного участка со сходным геологическим и тектоническим строением определялись параметры линейных элементов. Для количественного описания структурной сети линеаментов использовались такие параметры как плотность, средняя длина, изотропность и вычислялись розы-диаграммы простираций.

Наиболее приподнятой структурой на среднем Тимане является Четласское поднятие, ядро которого сложено рифейскими породами (рисунок). Данная структура хорошо выделяется как новейшее поднятие и имеет характерный рисунок гидросети. Разломы в данном районе хорошо дешифрируются методами дистанционного зондирования. Это подтверждается наблюдениями на р. Мезенская пижма, где имеет место не только резкая смена пород с выпадением обычных песчаных горизонтов девона, но и наличие магматических пород, связанных, как правило, с разломами [4].

На северо-запад от Четласского поднятия выделяется Рочугское неотектоническое поднятие, где наблюдается увеличение плотности линеаментов. К югу от Четласского поднятия присутствует Обдырское поднятие, его можно выделить своеобразным рисунком гидросети рек Елва и Вымь. Характерный рисунок гидросети наблюдается для Ухтинской складки.

Как правило, в районе растущих поднятий речная сеть может, или огибать их, или прорезать и куститься и обладает радиальным рисунком гидросети. Структурный рисунок расположения рек свидетельствует о том, что они отражают основные поднятия на Тимане.

В районе неотектонических поднятий наблюдается увеличение плотности линеаментов. Розы-диаграммы простираций линеаментов имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простижение и отражают вектор новейших тектонических напряжений.

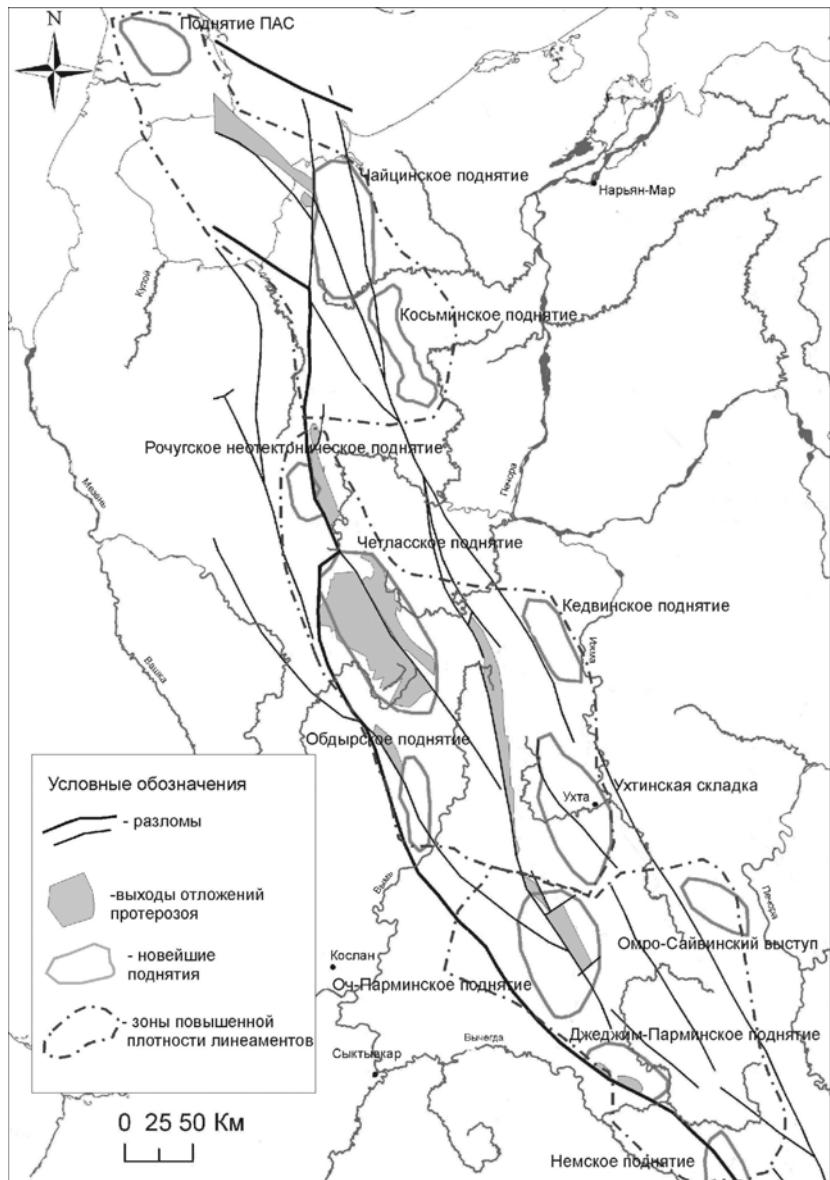


Рис. 1. Схема неотектонических поднятий Тиманского кряжа с разломами фундамента

Максимальные новейшие тектонические движения по результатам линеаментного анализа испытывает Четласское поднятие, Джеджим-Парминское поднятие и Ухтинская складка.

Месторождения углеводородов, примыкающие к восточному склону Тиманского кряжа, также тесно связаны с новейшими тектоническими движениями. Данная зависимость существует для таких месторождений, как Кушкоджское [5], Нибельское, Верхнечутинское, Нижнечутинское, Роздинское и др. Также перспективными являются участки на поиски залежей углеводородов, которые ограничены разломами, расположеннымами со стороны Тиманского кряжа, так как они могут служить препятствием при миграции углеводородов и образовывать ловушки для скопления нефти и газа.

Применение данных дистанционного зондирования, анализ линеаментов подтверждают выводы о развитии новейших тектонических движений на Тиманском кряже и позволяет выделить участки, обладающие максимальной неотектонической активностью.

Литература

1. Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 34–36.
2. Ференс-Сороцкий А.А., Сафонов П.Н. Основные морфоструктуры Печорской синеклизы и их соотношение со структурами осадочного чехла, фундамента и геофизическими полями (в связи с нефтегазоносностью) // Новейшая тектоника нефтегазоносных областей севера Русской плиты. Тр. ВНИГРИ. Вып. 339. Л.: Недра, 1973. С. 35–40.
3. Тиманский кряж. Т. 1. История, география, жизнь: монография. Ухта: УГТУ, 2008. С. 103–118.
4. Разицын В.А. Тектоника среднего Тимана. Л.: Наука, 1968. С. 25–26.
5. Котик И.С. Картирование локальных структур Южного Тимана по материалам космических съемок // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2011. № 7. С. 14–17.

Термо-тектоническая эволюция юго-восточной части Горного Алтая в мезозойско-кайнозойское время по данным трекового анализа апатита (AFT)

За последнее десятилетие стали распространенными исследования горных регионов с помощью методов низкотемпературной геохронологии [1–4]. Трековая термохронология по апатиту – это один из наиболее установленных и самых чувствительных к приповерхностным условиям методов. Породы в нескольких верхних километрах континентальной коры содержат запись термальных и тектонических процессов и могут быть использованы для оценки денудации земной поверхности на временном интервале более чем 100 млн лет. Подобно другим термохронологическим методам трековый анализ представляет методику геологического датирования, в котором результаты радиоактивного распада чувствительны к высоким температурам. Наблюдение за степенью, в которой характерная система датирования остается закрытой в соответствии с сохранением дочерних продуктов распада, позволяет количественно оценить историю экспозиции до высоких температур в геологических условиях. В большинстве случаев такие термохронометры дают «кажущиеся» возрасты, которые отражают региональные модели охлаждения, а не возрасты оригинального образования или отложения пород. Во многих случаях «кажущиеся» возрасты являются смешанными возрастами, которые отражают более чем одну компоненту истории охлаждения. В относительно немногочисленных случаях именно они непосредственно датируют особенное отдельное геологическое событие, включающее охлаждение или нагревание [5]. Ключ к объяснению непосредственного возраста треков – это создание соответствующего распределения длин треков. Интерпретация измеренных данных по трекам может быть улучшена несколькими простыми графическими схемами, которые могут нагляднее выявить значимость полученных возрастов [6].

Данные трекового датирования могут быть использованы для создания реконструкций термальной истории образцов апатита, используя подход инверсионного моделирования, который основан на понимании динамики отжига треков. Термальная история пород моделируется компьютерной программой AFTSolve [7] с построением графиков,

¹ Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

отображающих тренд изменения температурного режима породы во времени (t - T). С помощью трековых термальных историй образцов могут быть показаны региональные и локальные режимы в виде контурных карт с помощью интерполированного цветного изображения. Такие трековые изображения могут быть построены не только по фактическим трековым параметрам «кажущегося» возраста и длинам треков, но также по результатам, полученными в результате комбинирования трековых измерений с другими наборами данных, такими как тепловой поток, данные цифровой модели рельефа, неотектонические схемы и др.

В настоящей работе представлены результаты моделирования по трековым параметрам, которые представляются в виде серий изображений с одинаковым времененным интервалом. Эти серии изображений отображают мезозойско-кайнозойскую историю охлаждения современных пород поверхности юго-восточного Горного Алтая в течение их прохода через верхнюю часть земной коры, денудационную историю и эволюцию палеотопографии. Фактически исследование сфокусировано на поверхностных породах фундамента, отобранных с высот от 1400 до 3000 м. Образцы на трековый анализ были отобраны вдоль главных (Курайской, Чарыш-Теректинской, Шапшальской, Чулышманской) разломных зон юго-восточного Горного Алтая.

Методом трекового анализа были выявлены этапы пенепленизации и тектонической активности юго-восточной части горного Алтая в мезозое-кайнозое. Данные трекового анализа выявляют последовательное значительное увеличение в скорости охлаждения во время позднего мела – раннего палеогена. Полученные модели термальной истории прогнозируют скорости охлаждения до $5^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ во время этого периода. Это указывает на то, что Курайская и Чарыш-Теректинская зоны разломов были реактивированы в позднем мелу – раннем палеогене, что вызвало интенсивную денудацию, ориентированную по этим разломным зонам. Этот период интенсивной денудации соответствует появлению горизонта гальки (карачумской свиты) в Курайско-Чуйском бассейне. Далее, как показано микротектоническими анализами и реконструкциями тензора палеостресса Дельво [8], неотектонические движения (поздненеогеновые–четвертичные) реактивировали разломные зоны юго-восточного Горного Алтая в виде системы надвигов, что привело к появлению современных Курайского, Южно-Чуйского и других горных хребтов. Эти хребты формируют крутой топографический максимум выше соседних Курайского и Чуйского бассейнов, что вызывает новую денудацию и, следовательно, позднекайнозойское охлаждение фунда-

мента. Это плио-плейстоценовое денудационное событие совпадает с увеличением грубых отложений песка в смежных Курайском и Чуйском бассейнах (бекенская и башкаусская свиты) и с ростом Чаган-Узунского горста, который разделяет оба этих бассейна. Модели термальной истории показывают быстрое охлаждение с или без последующего неогенового импульса охлаждения, в зависимости от места отбора проб относительно разломных зон. Во время палеогена и раннего неогена скорость охлаждения была, как правило, ниже. Один образец, взятый из основания Курайского бассейна, имеет тенденцию проявлять палеоген-ранненеогеновое нагревание. Это наблюдение может быть объяснено, как эффект накопления мощной толщи осадка. Следовательно, нагревание в результате погружения, возможно, ввело временную инверсию в траекториях охлаждения для погружающихся блоков фундамента в Курайско-Чуйском бассейне. По результатам графического представления данных трекового анализа апатита следует отметить, что:

1. В пределах непосредственно самих разломных зон появилось позднемеловое-раннепалеогеновое (90–55 млн лет) интенсивное охлаждение, выявляя денудацию прилегающих горных хребтов и окраин прилегающих блоков фундамента в следствие разломной реактивации. Происхождение этого эпизода реактивации все еще обсуждается, но по нашей интерпретации реактивация связана с распадом Монголо-Охотского орогена и последующим перераспределение блоковой структуры западной и северной частей Центрально-Азиатского орогенного пояса.

2. Как показано на моделях термальных историй, Горный Алтай испытал временный термальный застой во время большей части палеогена и раннего неогена. Этот период тектонического покоя подтверждается появлением поверхностей выравнивания на всей территории исследования.

3. В плио-плейстоцене Горный Алтай испытал обновленную реактивацию и денудацию, что привело к формированию современной горной топографии. Этот эпизод реактивации связан с эффектом дальнего воздействия Индо-Евроазиатской коллизии к югу от нашей территории исследования.

Литература

1. *Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B. Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basin systems in the southern Siberian Altai*

Mountains by apatite fission track thermochronology // Journal of Asian Earth Sciences. 2007. V. 29. P. 2–9.

2. *Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D.* Meso-Cenozoic evolution of mountain range – intramontane basins systems in the Southern Siberian Altai Mountains by apatite fission-track thermochronology // Frontiers in Earth Sciences. 2007. P. 457–470.

3. *Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S.* Apatite fission-track thermo-chronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // Radiation Measurements. 2008. V. 43. P. 38–42.

4. *Glorie S., Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P.* Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // Tectonophysics. 2012. V. 544–545. P. 75–92.

5. *Kohn B.P., Gleadow A.J.W., Brown R.W., Gallagher K., O'Sullivan P.B., Foster D.A.* Shaping the Australian crust over the last 300 million years: insights from fission track thermotectonic imaging and denudation studies of key terranes // Australian Journal of Earth Sciences. 2002. V. 49. P. 697–717.

6. *Gleadow A.J.W., Kohn B.P., Brown R.W., O'Sullivan P.B., Raza A.* Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent // Tectonophysics. 2002. V. 349. P. 5–21.

7. *Ketcham R.A., Donelick R.A., Donelick M.B.* AFTSolve: a program for multikinetic modeling of apatite fission-track data // Geol. Mater. Res. 2000. V. 2. P. 1–32.

8. Д. Дельво, К. Тениссен, Р. Ван-дер-Мейер, Н.А. Берзин. Динамика формирования и палеостресс при образовании Чуйско-Курайской депрессии Горного Алтая: тектонический и климатический контроль // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 10. С. 31–51

А.В. Викулин, А.Г. Иванчин¹

Геодинамика как динамика блоковой вращающейся среды

Поверхность Земли находится в постоянном движении: блоки и плиты, как целые, перемещаются со скоростями 1–10 см/год, что и приводит к появлению напряжений с моментом силы и определяет основные свойства земной коры как корпускулярно-волновые и энергонасыщенные (нелинейные).

О ротационных волнах в блоковых вращающихся средах. В рамках концепции блоковой вращающейся среды показано [1], что характерная скорость передачи ротационных деформаций солитонного типа (напря-

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

жений с моментом силы) в рамках блоковой модели нелинейной геосреды может быть записана в виде

$$c_0 = \gamma \sqrt{V_R V_S}, \quad c_0 \approx 1 - 10 \text{ см/с}, \quad (1)$$

где $\gamma = K^{-1} \approx 10^{-4}$ – нелинейный параметр, характеризующий реальную (разновеликую и неравномерно вследствие трения вращающейся) цепочку блоков (т. е. совокупность очагов землетрясений, заполняющих собой сейсмический пояс); $K \approx 10^4$ – коэффициент нелинейности геосреды; V_S – скорость поперечных сейсмических волн, $V_R = \Omega R_0$, Ω – угловая скорость вращения Земли вокруг своей оси, R_0 – характерный размер блока. Такие же, по сути, деформационные [2] и маятниковые [3] волны инструментально зарегистрированы в шахтах.

Новый тип геодинамических колебаний. Было показано существование двух решений, соответствующих предельным энергиям: медленных солитонов (*sol*) и быстрых экситонов (*ex*). Первые отвечают за глобальную миграцию очагов землетрясений в пределах всего сейсмического пояса («энергетическое» дальнодействие) с предельной скоростью:

$$V_{sol} \leq c_0 \approx 1 - 10 \text{ см/с}. \quad (2)$$

Вторые – ответственны за локальную миграцию форшоков и афтершоков в очагах сильных землетрясений («моментное» близкодействие) с предельной сейсмической (*s*) скоростью:

$$c_0 < V_{ex} \leq V^s \approx 1 - 10 \text{ км/с}. \quad (3)$$

Медленные солитоны (2) и быстрые экситоны (3), как отражение общефизического принципа корпускулярно–волнового дуализма, являются, по сути, новым типом геодинамических колебаний, такими же характерными для блоковой вращающейся среды (геосреды), как и «обычные» сейсмические волны.

Выход о существовании «нового типа уединенных волн», «скорость которых ограничена предельными значениями», сформулирован и для нелокально упругих твердых тел [4]. Существование «медленной» моды, «скорость распространения которой гораздо меньше скорости звука в жидкости, материале твердых гранул и в газе», теоретически и экспериментально обосновано в работе [5]. «Медленная динамика» и ее влияние на «упругие свойства материалов» установлены в работе [6].

Как видим, следствие концепции блоковой геосреды – вращающейся блоковой среды, о существовании нового типа ротационных волн, вполне согласуется с акустическими исследованиями твердых тел.

Ротационные и маятниковые волны. В рамках также блокового подхода, но с несколько других позиций – развития трещин в пространстве, когда главными являются процессы “композиции и декомпозиции вещества Земли”, показывается существование в геосреде маятниковых волн, как волн, определяющих геодинамические процессы [3]. Скорости маятниковых волн, как и ротационных, меньше скоростей продольных волн. Экспериментальное обоснование существования маятниковых волн проводится путем анализа колебательного процесса в цепочках жестких массивных блоков, являющихся аналогом цепочки блоков в ротационной модели. В цепочках жестких массивных блоков выделены два типа волн, как и в ротационной модели. При этом экспериментальные определения, проведенные в лаборатории, для скоростей маятниковых волн дают значения 10^2 – 10^3 м/с, в том числе и значения, близкие к скоростям сейсмических волн. Натурные определения скорости маятниковых волн 1–10 см/с оказались близкими характерной скорости ротационных волн c_0 (1).

В рамках волновой геодинамики оба подхода, развивающиеся в рамках ротационного подхода [1] и “композиции и декомпозиции вещества Земли” [3], независимо друг от друга дают близкие результаты. Это позволяет ротационные и маятниковые волны отнести к одному классу явлений – взаимодействию блоков геосреды (вращающейся среды) между собой посредством упругого поля с моментом силы. Возможно, что и используемые при исследовании маятниковых [3] и деформационных [2] волн методы окажутся полезными при разработке способов регистрации ротационных волн, которые, как и тектонические (деформационные) волны [7], пока выделяются с помощью косвенных, не прямых инструментальных методов.

О слоистом строении верхней мантии. Анализируются параметры кальдерообразующих извержений вулканов планеты. Показывается, что толщина магматического очага является величиной постоянной, значение которой (0.5 км) не зависит от вулканического процесса и определяется свойствами земной коры. Строится новая модель магматического очага, в основе которой заложены представления о «тепловом взрыве», реализующемся объемным реидным течением вещества коры по межблоковым границам в условиях низкой теплопроводности геосреды [8].

В рамках блоковой концепции геосреды формулируется гипотеза, согласно которой свойства границы Мохо определяются фазовым переходом от блокового строения коры к не блоковому строению верхней мантии [9].

Литература

1. 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.
2. Хачай О.А., Хачай О.Ю., Климко В.К. и др. Кинематические и динамические характеристики медленных деформационных волн в породном массиве как отклик на взрывные воздействия // Геодинамика и напряженное строение недр Земли. Труды XX Всероссийской научной конференции. Новосибирск: ИГД СО РАН, 2013. С. 38–42.
3. Опарин В.Н., Востриков В.И. Энергетический критерий объемного разрушения очаговых зон и волны маятникового типа / Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов. Т. 2: Интеграционные проекты. Вып. 25. Новосибирск: СО РАН, 2010. 261 с.
4. Памятных Е.А., Урусов А.В. Нелинейные уединенные волны в нелокально упругих твердых телах // Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 2. С. 193–199.
5. Руденко О.В., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е. и др. Нелинейная модель гравитированной среды, содержащей слои вязкой жидкости и газовые полости // Акустический журнал. 2012. Т. 58. № 1. С. 112–120.
6. Коробов А.И., Одина Н.И., Мехедов Д.М. Влияние медленной динамики на упругие свойства материалов с остаточными и сдвиговыми деформациями // Акустический журнал. 2013. Т. 59. № 4. С. 438–444.
7. Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1179–1190.
8. Викулин А.В., Иванчин А.Г. Фазовый переход твердое тело – жидкость в блоковой геосреде как механизм извержения // Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы». Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2012. С. 107–111.
9. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О природе Мохо как фазовой границе раздела между блоковой земной корой и неблоковой верхней мантией // Материалы 45 Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2013. С. 38–42.

**Структурно-вещественные изменения на границе с зоной
высокотемпературной бластомилонитизации (на примере
Эрзинской сдвиговой зоны, Западный Сангилен,
Юго-Восточная Тува)**

Тектонические зоны сдвигового генезиса (shear zone) однозначно диагностируются в слабо- и неметаморфизованных осадочных комплексах по появлению милонитов и катаклазитов, формирующих линейные зоны. Как правило, по своему составу они отвечают вмещающим породам. Намного сложнее ситуация, если деформации протекают в мезо- и абиссальных обстановках. В этом случае, на период заложения и активности сдвиговой зоны формирование тектонитов происходит в условиях высоких значений температур и литостатического давления. С завершением тектонической активности существующие на данном уровне земной коры P - T -условия (от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации метаморфизма) обеспечивают протекание процессов регенерации и перекристаллизации бластомилонитов. Как следствие, происходит частичная или полная потеря признаков деформирования пород.

Ярким примером подобных образований является Эрзинская сдвиговая зона. Она расположена в пределах каледонских орогенных структур Западного Сангилена, сформировавшихся в результате косой коллизии Таннуольской островодужной системы и Сибирского континента [1, 2, 7, 8]. Тектоническая эволюция орогенных структур Западного Сангилена отражает смену геодинамических обстановок – от коллизионной (режим сжатия, 570–480 млн лет) до сдвиговой (режим растяжения, 480–430 млн лет) [1].

В пределах данного региона выделяют нарынский, моренский и эрзинский метаморфические комплексы [6 и др.]. Последний из них (эрзинский) сложен бластомилонитизированными мигматитами и гнейсами в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Тектоническая природа метаморфитов эрзинского комплекса однозначно устанавливается по реликтам деформированных кинцигитов. Заложение Эрзинской сдвиговой зоны происходило на рубеже 525–510 млн лет [1].

¹ Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

Магматизм в образованиях эрзинского и моренского комплексов различается по времени становления и составу. В пределах распространения пород эрзинского комплекса – это породы баянкольского габбро-монцодиорит-граносиенит (гранодиорит) – гранитного комплекса (490+10 млн лет), тогда как в пределах моренского – более молодые магматические образования башкымугур-байдагского габбро-монцодиорит-гранит-лейкогранитного комплекса (460+10 млн лет) [3, 5, 9].

Уровень метаморфизма пород Западного Сангилена различный и изменяется от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Так, кристаллические сланцы и гнейсы моренского комплекса отвечают по уровню метаморфизма умеренным температурам и повышенным давлениям (Bt-Gr-St-K_u парагенезисы), тогда как непосредственно контактирующие с ними бластомиониты эрзинского характеризуются умеренными давлениями и высокими температурами (Bt-Gr-Sil-Crd-Spl парагенезисы).

Основная задача настоящей работы – определить, могут ли быть метаморфические породы моренского комплекса тем матриксом, который в процессе структурно-вещественных преобразований обеспечил появление бластомионитов эрзинского комплекса. С этой целью детально проанализированы опорные разрезы, пересекающие моренский и эрзинский комплексы, а также зона их сочленения.

В процессе работ зафиксирован известный ранее переход от гранат-биотитовых, биотитовых, ставролит-кианитовых и двуслюдянных гнейсов моренского комплекса к гранат-кордиерит-силлиманитовым гнейсам эрзинского (андалузитовая и силлиманитовая изограды). В структурном плане он проявился в форме развития процессов регенерации и перекристаллизации пород. Если на удалении от зоны сочленения в породах моренского комплекса доминировали сланцеватые и волнистые текстуры и лепидогранобластовые структуры, то с приближением к Эрзинской сдвиговой зоне в породах сначала появляются зоны хрупко-пластического дробления, которые по мере приближения к сдвиговой зоне сменяются вязко-пластичными деформациями с появлением C/S тектонитов и структур динамической перекристаллизации лейкосомы (кварца и плагиоклаза).

Непосредственно в пределах самой сдвиговой зоны в гранат-кордиерит-силлиманитовых гнейсах и мигматит-гранитах эрзинского комплекса интенсивные вязкопластичные сдвиговые деформации можно наблюдать в обнажениях, однако на микроуровне признаки деформаций часто исчезают – доминируют практически лепидогранобластовые и гранобластовые структуры агрегатов кордиерита, кварца, плагиоклаза и, иногда, калиевого полевого шпата. Отмечаемое в петрографи-

ческих шлифах исчезновение признаков деформаций наиболее пластичных минералов связывается с процессами статической перекристаллизации и регенерации.

Таким образом, по мере приближения к зоне глубинного разлома (*shear zone*) проявляется закономерная смена характера деформаций и степени прогрева пород. В то же время, петрохимический состав пород моренского и эрзинского комплексов вдоль разрезов практически не изменяется: средневзвешенное содержание петрогенных элементов в метапелитах моренского комплекса составляет (мас. %): SiO_2 – 68,2; TiO_2 – 0,6; Al_2O_3 – 14,4; $\sum \text{FeO}$ – 5,5; MnO – 0,1, MgO – 2,0; CaO – 2,0; Na_2O – 2,3; K_2O – 2,8; P_2O_5 – 0,13; в мигматитах эрзинского комплекса составляет (мас. %): SiO_2 – 63,2; TiO_2 – 0,8; Al_2O_3 – 17,6; $\sum \text{FeO}$ – 7,5; MnO – 0,2, MgO – 2,3; CaO – 1,5; Na_2O – 2,4; K_2O – 2,7; P_2O_5 – 0,09. Эти данные не противоречат изменению минерального состава пород вдоль разреза – все они относятся к метапелитам умеренной или повышенной глиноземистости.

Приведенные выше данные минерального и химического состава не позволяют считать породы эрзинского комплекса самостоятельной единицей, формирование которых происходило в отличных от моренского комплекса фациальных условиях. Однако, тектоническая позиция и локальное (внутрисдвиговое) изменение *P-T*-условий, достигающее гранулитовой фации метаморфизма (по давлению – до 7,5 кбар (локально) и температурям – 750–800 °C [4, 5]), делает выделение эрзинского комплекса обоснованным.

Основные выводы.

1. На основании петрохимических данных можно утверждать, что породы моренского и эрзинского комплексов изначально представляли собой единый метаморфический комплекс.

2. Структурные и метаморфические преобразования, обеспечившие выделение части моренского в самостоятельный эрзинский комплекс, можно связать с заложением Эрзинской сдвиговой зоны (*shear zone*) на рубеже 525–510 млн лет.

3. Петрохимическое сходство и, одновременно, различие в параметрах метаморфизма пород моренского и эрзинского комплексов позволяет говорить о существовании теплопереноса и отсутствии существенного массопереноса в период заложения и активности сдвиговой зоны (*shear zone*).

4. С учетом изложенного, маловероятно утверждать, что породы эрзинского комплекса (высокотемпературные бластомилониты) представ-

ляет собой тектонически экспонированный глубинный метаморфический блок.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (ИП ОНЗ-10.3, ПФИ №77) и РФФИ (грант № 12-05-31470).

Литература

1. *Владимиров В.Г., Владимицов А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В.* Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилена (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
2. *Гибшер А.С., Владимицов А.Г., Владимиров В.Г.* Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 489–492.
3. *Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В.* Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высокотемператур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагения юга Сибири. Материалы науч.-практ. конф. Новосибирск, 2001. С. 68–72.
4. *Кармышева И.В., Владимицов В.Г., Волкова Н.И., Владимицов А.Г., Крук Н.Н.* Два типа высокоградного метаморфизма в Западном Сангилене (Юго-Восточная Тува) // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 2. С. 230–235.
5. *Кармышева И.В.* Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува) // Автореф. ... дисс. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 16 с.
6. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Ковач В.П., Кирнова Т.И., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А.* Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7, №2. С. 174–190.
7. *Федоровский В.С., Владимицов А.Г., Хайн Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид // Геотектоника. 1995. №3. С. 3–22.
8. *Хайн Е.В., Гибшер А.С., Диденко А.Н., Дегтярев К.Е., Федотова А.А.* Этапы развития континентальных окраин Палеоазиатского океана в позднем рифее и раннем палеозое // Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском пояссе. М.: Научный мир, 2002. С. 132–158.
9. *Шелепаев Р.А.* Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Автореферат канд. диссертации. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006. 16 с.

Надплюмовые мегасводы Центральной Азии

Расположенные в центральной части Азии Тибет и Гималаи образуют величайшее горное сооружение Земли. Очевидно, что геолого-геоморфологическая аномалия такого масштаба вызывает пристальный интерес многих специалистов, занимающихся изучением процессов орогенеза. Наиболее рекламируемой в настоящее время является коллизионная модель формирования Гималаев в результате столкновения древней Индийской платформы и Евразии. Однако в рамках этой системы построений не находят объяснения несоответствия направлений векторов спрединга Аравийско-Индийского океанического хребта и движения Индостанской плиты, факты концентрации очагов глубоко-фокусных землетрясений вне предполагаемой зоны подвига под Гималаи, различия простираций горных систем Гималаев, Памира, Тянь-Шаня и ряд особенностей их геоморфологического и геологического строения.

Другой класс моделей отдает приоритет формированию крупных поднятий над глубинными инъективными дислокациями (плюмы, мантийные диапирсы, выступы разуплотненной астеносферы) при превалировании вертикальных горообразующих движений. В публикациях ряда авторов [4, 5, 7 и др.] акцентируется внимание на геофизических данных об увеличенных мощностях земной коры под горными сооружениями («корни гор») Центральной Азии и связи с ними областей разуплотнения нижних горизонтов литосферы. С этих позиций наблюдаемые в горных областях коллизионные покровно-складчатые и блоковые дислокации являются отражением не столько коровых, сколько глубинных перемещений масс горных пород. Палеотектонические реконструкции, основанные на сведениях о геологическом строении отдельных горных сооружений, вряд ли адекватно отражают механизмы орогенеза. В соответствии с полученными автором данными, горные хребты разного порядка имеют, как правило, эндогенно-экзогенное происхождение, представляя собой продукты эрозионно-денудационного расчленения орогенных сводов и тектономагматических поднятий, т.е. части или элементы дислокаций более высокого ранга и глубинной природы.

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

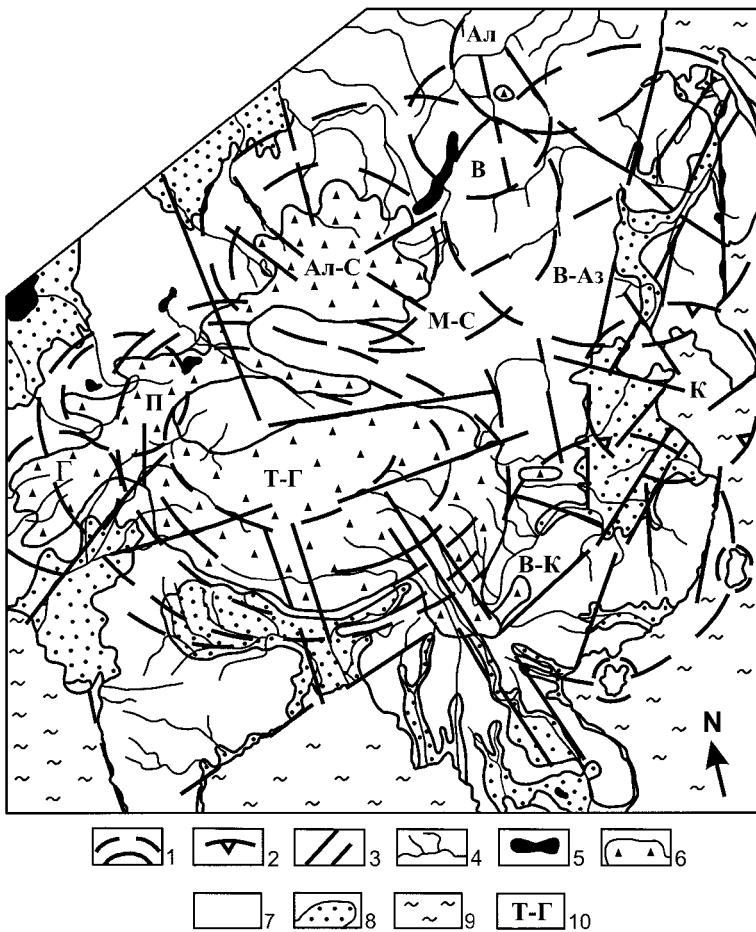


Рис. Система мегасводов Центральной и Юго-Восточной Азии, с учетом данных [6 и др.].

1, 2 – внешние контуры мегасводов и сводово-блоковых поднятий центрального типа, развивающихся унаследовано (1) и инверсионно (2); 3 – радиальные региональные и сквозные трансрегиональные разломы; 4 – основные реки; 5 – озерные котловины; 6, 7 – генерализованные поля высот: 6 – более 3000 м; 7 – от 200 до 3000 м; 8 – предгорные и межгорные впадины; 9 – акватории; 10 – названия мегасводов (Ал – Алданский, В-Аз – Восточно-Азиатский, М-С – Монголо-Сибирский, К – Корейский, В-К – Восточно-Китайский, Т-Г – Тибет-Гималай-ский) и сводово-блоковых поднятий (Ал-С – Алтай-Саянское, В – Витимское, П – Памирское, Г – Гиндукушское)

Вертикальные врезы в Гималаях долин рек, являющихся естественными границами крупных хребтов, достигают, в частности, нескольких километров.

В соответствии с положением о гомологии и конвергенции очаговых систем [1] универсальной формой отражения всех инъективных дислокаций в геологической среде и рельефе являются морфоструктуры центрального типа (МЦТ) с радиально-концентрической зональностью гипсометрических, структурных, вещественных характеристик и стандартными (ядерный, ядерно-сателлитный и сателитный) типами инфраструктур. Из этого положения следует, что модели коровых очаговых образований, разработанные на основе репрезентативных геоморфологических и геолого-геофизических данных, принципиально применимы для объяснения механизмов формирования кольцевых форм субпланетарного и планетарного ранга, имеющих мантийную природу. Проведенные исследования показали, что морфотектоническую основу горных сооружений Центральной Азии составляют Тибет-Гималайский (Т-Г), Монголо-Сибирский (М-С) орогенные мегасводы центрального типа и ряд более мелких сводово-блочных поднятий (рисунок). По своим параметрам, особенностям организации структурных элементов и составу магматических комплексов выделяемые образования соотносятся с проекциями длительно живущих плюмов, мантийных диапиров разных размеров и соответственно глубин заложения [2]. На востоке Азии аналогичную роль играет цепь мегасводов (Алданский, Восточно-Азиатский и др.), геолого-геоморфологическое описание которых дано в работах В.В. Соловьева, М.Г. Золотова, А.П. Кулакова и др.

В соответствии с проведенными построениями, Т-Г орогенному мегасводу соответствует овальное поднятие, вытянутое по длинной оси в субширотном направлении. Радиусы его длинной и короткой осей равны ($R_1 = 1600$ км и $R_2 = 1100$ км). Южная граница овала проходит по Предгималайскому прогибу, северная – по системе межгорных впадин, расположенных между Тянь-Шанем и отрогами Монгольского и Гобийского Алтая. Мощность земной коры в Памиро-Гималайской области достигает 65–75 км. Кровля астеносферного слоя в центральной части мегасвода находится на глубинах 120–150 км, подошва – 300 км; на юге и севере области (периферия свода) она залегает на глубине около 200 км [5]. Памирское ($R = 600$ км) и Тянь-Шаньское ($R = 450$ км) сводовые поднятия занимают внешние концентры западного и северо-западного секторов Т-Г мега-постройки, что позволяет говорить о ядерно-сателлитном типе ее инфраструктуры. Гиндукушский свод примыкает к юго-западному сегменту рассматриваемого мегасвода. Наличие в пре-

делах Памирского, Тянь-Шаньского поднятий ареалов пород докембрийского возраста, а также массивов гранитоидов и других интрузивных пород [3] указывает на значительный денудационный срез и длительное унаследованное развитие этих положительных МЦТ. При этом в пределах Т-Г поднятия установлены массивы гранитоидов широкого хронологического диапазона от протерозоя до кайнозоя, в ТяньШаньском своде отчетливо доминируют палеозойские граниты, в Памирском – мезозойские, а в Гиндукушском – кайнозойские. Дискретный субширотный пояс (ряд) массивов палеозойских гранитоидов протягивается через центральную часть Т-Г МЦТ от верховьев Аму-Дары (Пяндж) до среднего течения р. Хуанхе, образуя морфотектоническую основу Куньлуня и Наньшаня. Южнее, прослеживаются аналогичные дискретные цепи ареалов интрузивных пород кислого и среднего состава мезозойского возраста. В высокогорной части Гималаев, на территории Непала и Южного Тибета к зонам разломов приурочены тела кайнозойских гранитоидов [3]. Для южного (Севалик, Низкие и Высокие Гималаи) и северного (Тянь-Шань) сегментов мегасвода типично широкое развитие горстов с выходами пород архейского, палеозойского и раннемезозойского возраста, однако масштабы их проявления и соотношения существенно разнятся. Центральная часть Т-Г МЦТ представляет собой в геологическом отношении синформу, выполненную, преимущественно, юрскими и меловыми комплексами [3]. Дешифрирование мелкомаштабных космических снимков показывает, что положение Таримской впадины контролируется мощной полосой широтных разломов, которые являются диаметральными и сквозными для рассматриваемого мегасвода. Неоднократные пульсационные проявления в Памиро-Гималайской области процессов масштабного кислого магматизма и орогенеза на протяжении сотен миллионов лет, при общей дифференцированности развития отдельных блоковых, сводовых структур и периодических инверсиях тектонического режима можно объяснить лишь дискретной во времени и пространстве активностью плюма и сопряженных с ним верхнемантийных диапиров.

По данным морфоструктурного анализа Монголо-Сибирский оrogenный мегасвод также представляет собой овал, длинная ось которого ориентирована в широтном, а короткая – в меридиональном направлениях (R_1 – 1300 км и R_2 – 1000 км). По своему расположению он сопоставим с древним «теменем Азии», намеченным еще Э. Зюссом в виде неправильного треугольника в конце 19-го века. Основными сателлитными элементами этого поднятия являются Алтайское (R – 500 км), Алтай-Саянское (R – 900 км), Витимское (R – 550 км) кольцевые сводово-

блоковые поднятия, состоящие из ряда более низкorporядковых положительных форм, образующих сложную инфраструктуру мегасвода. Отчетливо выраженной радиально-концентрической организацией орографических элементов характеризуются, например, Патомский ($R = 200$ – 250 км), Хангайский ($R = 300$ км), Керулен-Орхонский ($R = 350$ км) относительно небольшие своды и ряд более мелких тектономагматических поднятий. С этих позиций Байкальский рифт представляет собой структуру, расположенную в осевой части мегасвода, где, как показывают результаты тектоно-физического моделирования, наиболее вероятно проявление процессов растяжения, деструкции и гравитационного обрушения.

Присутствие в Монголо-Сибирском мегасводе архейских гранитов, свидетельствует о том, что его воздымание началось уже в раннем до-кембрии. Однако в соответствии с возрастом максимально широко распространенных массивов гранитоидов [3], наиболее активный этап становления и развития этого поднятия приходится на каледонский и герцинский циклы тектогенеза, когда было сформировано и Алтай-Саянское орогенное сводово-блоковое. Существенно меньшие площади занимают в пределах Монголо-Сибирской МЦТ мезозойские граниты, которые концентрируются в южном секторе, подтверждая в целом прерывистый, но длительный и унаследованный характер гранитообразования в этом древнем ядре роста континентальной коры.

Таким образом, главные механизмы горообразования в Центральной Азии связаны с явлениями глубинной очаговой геодинамики. Формирование сложного комплекса пликативных, инъективных и дизьюнктивных дислокаций орогенов меньшего порядка предопределяется комбинацией факторов: явлениями астеносферного диапиризма изостатическим поднятием астенолитов, магматизмом, гравитационным расплазанием сводовых поднятий разного порядка под действием колоссального веса слагающих их горных пород, соподчиненными сдвиговыми и надвиговыми подвижками геоблоков и выжимаемых коллизионных пластины. С позиций минимизации энергозатрат более вероятно не поддвижание плит под орогены, а наползание периферийных частей сводов на структуры прилегающих межгорных и предгорных впадин.

Литература

1. Гаврилов А.А. О гомологии морфоструктур центрального типа // Морфотектонические системы центрального типа Сибири и дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 75–77.

2. Гаврилов А.А. Тибетско-Гималайский мегасвод как структура центрального типа // Современное состояние наук о Земле. Мат-лы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хaina. 1–4 февраля 2011 г. М.: Изд-во Геол. ф-та МГУ. С. 405–409. www.khain2011.web.ru/
3. Геологическая карта Мира. М. 1: 15000 000. Гл. ред. Б.А. Яцкевич. 2000.
4. Кожевников В. М., Зорин Ю.А. Распределение скоростей волн S в коре и верхней мантии Азиатского континента // Физика Земли. 1997. № 7. С. 61–68.
5. Памир Гималаи. Глубинное строение земной коры / Беляевский Н.А., Вольновский Б.С., Вольновский И.С. и др. М.: Наука, 1982. 173 с.
6. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа // Карта морфоструктур центрального типа территории СССР. М-б 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.
7. Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь. М.: Научный мир, 2005. 303 с.

Т.В. Гиоргобиани^{1,2}

Этапы эволюции складчатой структуры в альпийской истории Большого Кавказа

Альпийская складчатая система Большого Кавказа (БК) расположена на периферии Анатолийско-Иранско-Кавказского (АИК) сегмента Средиземноморского подвижного пояса. На севере она граничит с краем Восточно-Европейской платформы (ВЕП), представленным Скифской эпигерцинской плитой (СП), на юге – с Черноморско-Закавказским микроконтинентом (ЧЗМ). БК сложен мощными (более 15 км) MZ-KZ вулканогенно-осадочными толщами. Структурно это асимметричный мегантиклиниорий с пологим северным и крутым южным крыльями, и с РZ кристаллическим комплексом в ядре. MZ-KZ толщи смяты в линейные складки южной вергентности. На южном крыле мегантиклиниория складчатость осложнена надвигами и постскладчатыми покровами.

Несмотря на хорошую геологическую изученность региона, в тектонике БК существует ряд важных нерешенных вопросов: является спорным механизм образования складчатой структуры, остаются до конца неясными особенности кинематики и геодинамики альпийского тектогенеза. Считается, что альпийская структура БК возникла в результате однократной складчатости при пододвигании ЧЗМ под БК. Однако эти

¹ Тбилисский государственный университет

² Институт геологии им. А.И. Джанелидзе, Тбилиси, Грузия

представления не учитывают важные особенности альпийской региональной и глобальной тектоники региона. На основе многолетних региональных и детальных геолого-структурных исследований и анализа качественно новых данных выяснилось, что складчатость БК характеризуется значительно большей сложностью и неоднородностью строения, чем это считали раньше. Относительно «мягкий» БК, расположенный в системе микроконтинент – подвижная зона – платформа, в альпийскую эпоху испытал различное воздействие ограничивающих его жестких массивов, что обусловило присутствие здесь складчатости различного возраста, генезиса и направления. Первичная складчатость БК претерпела существенные морфологические изменения и структурные перестройки.

В формировании и структурной эволюции складчатости БК выделяются два качественно различных этапа деформаций и тектогенеза. Первый включает длительный доинверсионный период и раннеорогенную стадию (юра – средний миоцен), с проявлением предкелловейской, пиренейской и штирийской фаз складчатости в условиях СВ тангенциального сжатия. Второй, более короткий (поздний миоцен – антропоген) позднеорогенный этап – время проявления аттической, роданской, валахской и четвертичных фаз тектогенеза в условиях субмеридионального тангенциального сжатия. Первому этапу предшествовала раннеюурская стадия заложения между СП и ЧЗМ рифтогенного морского бассейна СЗ простирания, возникшего при растяжении, утонении и блоковом опускании континентальной коры этой области [3]. На протяжении первого этапа в глубоководном прогибе БК отлагались песчано-глинистые и вулканогенные толщи общей мощностью более 15 км. В короткие фазы ранне-среднеальпийского тектогенеза слоистые отложения неоднократно подвергались складчатости вследствие сжатия, обусловленного процессом движения в СВ направлении Африкано-Аравийского континента, воздействовавшего на АИК регион как индентор [1]. Возникающее при этом СВ тангенциальное сжатие передавалось ЧЗМ, который начал ортогонально придвигаться к БК, вызвав процесс мягкой коллизии. Придвиговый механизм деформации первого этапа определил формирование главной линейной складчатости БК СЗ простирания, важной особенностью которой является асимметричная латеральная зональность, выраженная в последовательной смене в поперечном сечении БК, с ЮЗ на СВ, сильно сжатой складчатости умеренной, а затем слабой, переходящей в полого наклоненную на СВ моноклиналь. Складчатость характерна для мальм-эоценового этажа Северно-Западного и Юго-Восточного Кавказа, где слабо проявлены новейшие постскладчатые деформации.

Второй позднеорогенный этап деформации проходил на фоне обще-го воздымания БК при продолжении складчатых пароцессов [3]. Геоди-намические условия в АИК сегменте резко изменились. Отделившаяся от Африканского континента Аравийская плита стала двигаться на се-вер, сближаясь с ВЕП. Выполняя роль индентора, она вдвигалась в мобильную АИК область. Ориентировка горизонтального сжатия, переда-вавшегося и ЧЗМ, изменилась с СВ на субмеридиональную. В этой об-становке происходило столкновение ЧЗМ с уже консолидированным БК, то есть это были условия уже жесткой коллизии континентального типа [2]. В результате активного взаимодействия хрупкий ЧЗМ был рассечен долготными разломами на отдельные поперечные мелкие кла-вишеподобные блоки – шоли и наноплиты, самостоятельно вдвигав-шиеся в складчатую систему БК. Ранняя линейная, СЗ ориентировка складчатости БК деформировалась при этом в условиях косого к первичной складчатой структуре субмеридионального сжатия. Проявление шолевой тектоники привело к переориентировке, преобразованию и разрушению первичной складчатости в южном тектонически активном крае БК. Деформация была обусловлена придиговым и поддиговым механизмами структурообразования. При действии первого механизма образовывалась интерференционная складчатость, второго – формиро-вались покровы.

В результате всех этапов деформации с характерными особенностя-ми структурной эволюции формировавшейся складчатости произошло преобразование первичной однородной линейно-зональной складчатой структуры БК в современную гетерогенную интерференционно-складчатую и надвигово-шарьяжную. Первый этап эволюции складча-той структуры БК, проходивший в условиях регионального СВ танген-циального сжатия, выразился в увеличении интенсивности первичной, слабо зональной складчатости СЗ простирация в результате ее «дожи-мания». Эволюция складчатости БК на втором этапе проходила в более сложных и разнообразных условиях и характеризовалась резкой пере-стройкой плана деформации. Это было обусловлено локальным воздей-ствием на линейную, СЗ простирацию складчатость южного склона БК косого субмеридионального сжатия при действии в регионе шолевой тектоники различной кинематики, создающей обстановку локальных тангенциальных деформаций в приграничной зоне взаимодействия ЧЗМ и БК. Этот коллизионный этап эволюции обусловил преобразование и разрушение первичной линейной складчатости с формированием раз-нородных деструктивных структур. Существенные различия в дефор-мации и эволюции складчатости БК определили проявление в регионе

морфологической структурной неоднородности как вкrest, так и в продольном сечении мегантиклоя. Поперечная первичная изменчивость структуры раннего этапа деформации выражена в виде асимметричной латеральной зональности. Продольная вторичная неоднородность складчатости позднего этапа, развитая вдоль южного крыла мегантиклинория, вызвана наложением на первичную линейную складчатую структуру меридионального горизонтального сжатия.

Первый этап деформации и тип эволюции структуры БК носили конструктивный характер, сформировав его главную линейную зональную складчатость. Второй этап дислокаций и направленность эволюции выделялись своим деструктивным характером. Эти деформации вызывали преобразование ранней линейной складчатости в нелинейные пликативные структуры и обусловили ее разрушение многочисленными надвигами и шарьяжами. Однако эти же процессы имели и конструктивный характер, что выражалось в образовании новых для БК коллизионных структур в виде тектонических покровов и интерференционной складчатости.

Определяющую роль в поэтапном формировании и эволюции альпийской складчатой структуры БК играла глобальная, региональная и локальная геодинамика. Ведущим являлся процесс конвергенции Африкано-Аравийского континента с ВЕП, вызванной действием плитотектоники. Он был источником трансрегионального сначала СВ, а затем субмеридионального давления на АИК регион, в частности, на ЧЗМ, взаимодействие которого с БК имело решающее значение в формировании современной складчатости региона. Важными факторами в формировании и эволюции складчатости альпийской системы БК в течение всей истории развития была структурная позиция БК – его размещение между ЧЗМ и СП, а также геодинамика последних. Максимальной тектонической активностью на всех этапах деформации характеризовался ЧЗМ, что проявилось в региональных придвиговых и локальных придвигово-поддвиговых давлениях на БК единого микроконтинента или его слагающих блоков – шолей. СП в этом коллизионном взаимодействии в течение всей альпийской эпохи оставалась пассивной и выполняла роль жесткого упора.

Таким образом, альпийская складчатая система БК сформировалась в течение двух главных этапов деформации в сложных геодинамических условиях. Особенности строения современной структуры БК исключают наиболее признанный настоящее время и слабо аргументированный поддвиговый механизм ее формирования. Более реальным и

обоснованным представляется придвиговый механизм альпийского тектона БК.

Литература

1. Гиоргобиани Т.В. Альпийская геодинамика Большого Кавказа и приграничных регионов // Проблемы современной сейсмичности и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Т. 1. Иркутск: ИФЗ СО РАН, 2007. С. 91–96.
2. Гиоргобиани Т.В., Тверитинова Т.Ю. Новейшая и современная геодинамика Большого Кавказа и приграничного Закавказья // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы. Т. 1. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012. С. 79–82.
3. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

О.М. Гнилко¹, Л.В. Генералова²

Тектоно-седиментационное развитие Пенинско-Магурско-Дуклянской аккреционной призмы Украинских Карпат

Исследования Украинских Карпат с использованием методов седиментологического, террейнового, структурного анализов, геологическое картирование ключевых доменов региона, дешифрирование дистанционных материалов позволили получить новые данные и выделить в структуре орогена древние аккреционные призмы [1–6].

В Украинских Карпатах выделены комплексы, принадлежащие: а) двум микроконтинентальным террейнам – Тиссии-Дакии (Мармарошский кристаллический массив) и АЛЬКАПА (погруженный под неогеновые молассы Закарпатского прогиба кристаллический массив Центральных Западных Карпат); б) Пенинской и Предмармарошской субтурным зонам, ограничивающим эти террейны с северо-востока; в) Карпатской флишево-молассовой аккреционной призме (Внешние Карпаты), образованной при сближении микроконтинентальных террейнов с Евразией и субдукции (суб)океанической и, вероятно, континентальной коры основания Карпатского флишевого бассейна [4, 5].

Рассмотрим некоторые черты осадочных образований части Карпатской аккреционной призмы, сформированной перед фронтом террейна

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

² Львівський національний університет імені Івана Франка, Львов, Україна

АЛЬКАПА (сокращение от Альпы-Карпаты-Паннония). Эта автономно развивающаяся часть в публикации названа Пенинско-Магурско-Дуклянской внутренней палеогеновой аккреционной призмой. Еще одна внутренняя призма – Предмармарошская имеет мел-палеогеновый возраст и формировалась перед фронтом террейна Тиссия-Дакия. Названные призмы замещают друг друга по простирианию и разделены субмеридиональной Латорицко-Стрийской сдвиговой зоной [5, 6]. Неогеновая внешняя призма, охватывает внешние флишевые-молассовые покровы, она наращивала внутреннюю призму перед фронтом АЛЬКАПЫ и Тиссии-Дакии после того, когда они объединились в один блок.

Пенинско-Магурско-Дуклянская призма включает Пенинскую зону и Монастырецкий покров Внутренних Карпат, внутренние флишевые покровы Западных Внешних Карпат (Магурский и Дуклянский). Вероятно южный (Кохановский) субпокров Магурского покрова «по простирианию» соединяется с Монастырецким покровом, хотя в современной структуре место их вероятного сочленения перекрыто неогеновыми вулканитами Выгорлат-Гутинской гряды. На такую возможность указывали О.С. Вялов, В.В. Глушко [7]. Покровы последовательно надвинуты друг на друга и, общим пакетом, – к северо-востоку на более внешние тектонические единицы.

Пенинская зона (Утесов или Клиповая зона) рассматривается как сутурная. Пенинская зона представлена узкой полосой тектонического меланжа, в котором фиксируются тектонические клипсы преимущественно юрских известняков (и юрско-неокомских базальтово-карбонатных пород) в меловом (апт-маастрихтском) мергелистом матриксе. Меланж с резким несогласием перекрыт эоценовым флишем. Зона в западной части орогена находится на границе Внутренних и Внешних Карпат.

Внутреннекарпатский флиш (Монастырецкий покров) является продолжением крупного Магурского покрова Внешних Западных Карпат. Он, как и Пенинская зона, в юго-восточном направлении «вклинивается» во Внутренние Карпаты между массивами Центральных Западных Карпат и Мармарошским. Монастырецкий покров сложен двумя свитами – сушманецкой (шопурской) и драговской. Сушманецкая свита (палеоцен–эоцен) представлена тонкоритмичным, иногда разноритмичным зеленовато-серым флишем (1 000 м) с горизонтами пестроцветных аргиллитов. Аргиллитам присущи тонко- и параллельнослоистые текстуры, прослоям алевро-псаммитов – турбидитные текстуры Боума. Аргиллиты являются литифицированными продуктами пелагической и

гемипелагической седиментации, алевро-псаммиты – отложениями турбидитных потоков. Драговская свита (средний–верхний эоцен) характеризуется преимущественно грубослоистыми песчаниками (1000 м), которые причислены к турбидитам с элементами Боума Т_{abcd}, Т_{abc}, Т_a. Для отложений Монастырецкого покрова присущее погружение гранулометрического состава вверх по разрезу и увеличение мощности пластов турбидитов в этом же направлении.

Стратиграфический разрез Магурского покрова представлен в нижней части, мощностью до 500 м, преимущественно, тонкоритмичным серым и пестроцветным флишем (беловежская свита, палеоцен–эоцен), а в верхней – мощностью до 500 м – средне-груборитмичным псаммитовым флишем, массивнослоистыми песчаниками (магурская свита среднего–верхнего эоцена).

Стратиграфический разрез Дуклянского покрова сложен: нижнемеловым темным флишем (шипотская свита), сеноман-конъяскими пестроцветными и зелеными глинистыми породами (яловецкая свита), сенон-палеоценовым темным флишем (березнянская свита), палеоценовыми песчаниками (лютская свита), нижнеэоценовым разноритмичным флишем (стричавская свита), нижне-средне-эоценовым песчаным флишем, псаммитами и псевфитами (ставнянская свита), средне-верхнеэоценовыми пестроцветными аргилитами (вышковская свита). Палеоцен-эоценовые отложения к югу постепенно замещаются разно- и тонкорит-мичным флишем (сольская свита). Олигоценовые породы развиты во всех трех субъединицах Дуклянского покрова. В наиболее южном Туринском субпокрове различают мергели и «стекловатые» песчаники (турицкая свита), а в Дусинском – темные мергели (дусинская свита). Турицкая и дусинская свиты перекрыты олигоценовыми псаммитами маловыжецкой свиты. В наиболее северном Ставнянском субпокрове олигоцен представлен отложениями менилитовой и красненской свит. В целом, верхней олигоценовой части стратиграфического разреза Дуклянского покрова присущее увеличение размера зерен и мощности слоев вверх по разрезу. Кроме этого, наблюдается «погружение» разреза большинства песчаных отложений (верхнеберезнянская, лютская, ставнянская свиты) Дуклянской единицы в направлении к средней ее части – к границе Дусинской и Ставнянской субъединиц, где прогнозируется существование древнего источника кластики – так называемой Срединной кордильеры [5, 8].

Изучение седиментационных особенностей отложений Монастырецкого, Магурского и Дуклянского покровов позволяют акцентировать внимание на том, что они накапливались в результате деятельности

турбидитных (ритмичный флиш с текстурами Боума), зерновых (массивные псаммиты), грязекаменных (эоценовые ставнянские ненасыщенные псефиты с хаотическими текстурами) и фоновых гемипелагических потоков.

Анализ отложений части Украинских Карпат, расположенной северо-восточнее террейна АЛЬКАПА (массива Центральных Западных Карпат), дает возможность подчеркнуть некоторые специфические черты, которые являются ключевыми для расшифровки тектоно-седиментационной эволюции региона. Важной чертой следует назвать изменение гранулометрического состава пород в сторону их “погрублений” вверх по стратиграфическим разрезам охарактеризованных тектонических единиц. В верхах разрезов каждого покрова (и субпокрова) фиксируются грейниты и средне-грубозернистые турбидиты – литотипы желоба, это: средне-верхнезоценовые грубослоистые песчаники драговской (Монастырецкий покров) и магурской свит (Магурский покров), олигоценовый песчаный флиш турицкой, кросненской и маловыженской свит (Дуклянский покров). Возраст литотипов и время завершения седиментации постепенно и закономерно “омола-живается” от эоцена до олигоцена в сторону от массива АЛЬКАПА к структурно более низким и внешним покровам флишевых Карпат. Это явление легко объясняется миграцией желоба и проградацией аккреционной призмы на северо-восток. Некоторые отклонения от правила объясняются конседиментационным осадконакоплением “на теле” движущихся покровов. Подъем “кордильер” (типа эоценовой Срединной) в бассейне можно увязать с проградацией призмы и ростом на некотором расстоянии от ее фронта передовых валов по известному механизму флексурного поднятия литосферной плиты (англ. fore-bulge) в форланде надвигового сооруждения. Рост Пенинско-Магурско-Дуклянской призмы, вероятно, обусловлен субдукцией юрской (суб)океанической коры под микророконтинентальный террейн АЛЬКАПА. Остатки этой коры сейчас представлены известняками и некоторыми другими юрско-неокомскими клиппами изверженных и карбонатных пород Пенинской зоны.

Литература

1. Balla Z. Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous – Cenozoic collision: a new synthesis // Tectonophysics. 1982. V. 88. N 1/2. P. 61–102.
2. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. N. 210. P. 1–56.
3. Schmid S., Bernoulli D., Fugenschuh B. et al. The Alpine–Carpathian–Dinaric orogen system: correlation and evolution of tectonic units // Swiss J. Geosci. 2008. N 101. P. 139–183.

4. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1 // Геодинаміка. Львів: Видавництво Львівської політехніки. 2011. № 1 (10). С. 47–57.
5. Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2 // Геодинаміка. Львів: Видавництво Львівської політехніки. 2012. № 1 (12). С. 67–78.
6. Гнилко О.М. Про зсувну зону в західній частині Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 2011. № 3–4. С. 68–80.
7. Глушико В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968. 263 с.
8. Даниш В.В. Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат / Василь Васильович Даниш. К.: Наук. думка, 1973. 119 с.

Б.Г. Голионко¹, О.А. Артемова¹

Вендинские и палеозойские деформации в структуре Башкирского антиклиниория и зоны Уралтау на Южном Урале

На Южном Урале комплексы тиманид (доуралид) распространены в Башкирском антиклиниории и в зоне Уралтау, а также на продолжении этой зоны в Эбетинской антиформе. Геологические и геохронологические данные свидетельствуют о проявлении в этих структурах деформаций вендинского возраста, относящихся к тиманской эпохе орогенеза. Впоследствии эти комплексы испытали палеозойские деформации собственно уральского этапа.

Восточная часть Башкирского антиклиниория сложена рифейскими и вендинскими шельфовыми отложениями, интенсивно дислоцированными и зонально метаморфизованными вплоть до эклогитовой фации [2]. Эти комплексы перекрыты с угловым несогласием шельфовыми палеозойскими отложениями в возрастном интервале от среднего ордовика до позднего девона [7]. Батиальные палеозойские отложения, с возрастным интервалом средний ордовик–фран [7], слагающие нижнюю пластину Кракинского аллохтона, надвинуты на шельфовые образования.

Складчатые структуры рифейско-вендинского комплекса изучались в долинах рек Белая и Кага. Рифей представлен инзерской свитой, сложенной метаморфизованными песчаниками и алевролитами с редкими прослойями базальтов, их туфов и субвуликаническими телами долеритов.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Урюкская свита венда представлена метапесчаниками и металевролитами.

Рифейско-вендский комплекс смят в складки нескольких генераций. В первой генерации – как правило, сильно сжатые изоклинальные структуры с параллельными крыльями, смятые в более поздние асимметричные складки, также отмечены замкнутые колчановидные складки. Следующая генерация, доминирующая в структуре района – вышеупомянутые асимметричные складки с характерными резко удлиняющими шарнирами, отвечающие, по-видимому, высокой степени деформации. Иногда отмечаются срывы по осевым плоскостям этих складок. Наиболее поздними из наблюденных структур являются асимметричные складки восточной вергентности. Их морфология в целом сходна со складками предыдущей генерации, отличаясь лишь более высокой степенью сжатости.

Основным типом складок здесь являются асимметричные структуры, характеризующиеся преобладающей западной вергентностью на юго-западе района (с. Набиево) и восточной на северо-востоке района (с. Кага). В районе с. Набиево крылья складок имеют крутное ($45\text{--}80^\circ$) западное и пологое ($12\text{--}40^\circ$) восточное падения. На левом берегу р. Кага складки с крутыми ($45\text{--}85^\circ$) восточными и пологими ($14\text{--}40^\circ$) западными крыльями. Отмечаются складки и западной вергентности. Преобладают сжатые, иногда до изоклинальных структуры. Доминирующие ориентировки шарниров характеризуются резкой удлиняющей в южных и юго-восточных румбах в долине р. Кага и в западных и северо-западных румбах в долине р. Белая. Углы падения шарниров меняются от 3° до 50° . Кливаж осевой плоскости асимметричных складок имеет аз. пд. $270\angle 50\text{--}70$. Складки восточной вергентности в районе с. Кага, вероятно, являются более поздними по отношению к складкам западной вергентности. Складки с западной вергентностью отделены от складок с восточной вергентностью зоной тектонитов мощностью около 0,5 м. По-видимому, относительные перемещения были невелики, так как литологический состав пород в этих структурах сходен.

Шельфовые ордовикские породы смяты в асимметричные открытые складки западной вергентности с более крутопадающими ($30\text{--}72^\circ$) западными и пологими ($25\text{--}40^\circ$) восточными крыльями. Структуры характеризуются невысокой степенью сжатости и округлыми замками. Шарниры полого падают в северных и северо-западных румбах. Отмечается грубый кливаж осевой плоскости. Локальность развития складок связана, по-видимому, с их приразломным характером.

Для углеродистых сланцев силура характерно развитие интенсивного кливажа, падающего в восточных румбах под углом 35–60°. Как правило, кливаж имеет более крутное падение, чем слоистость, падающая в тех же румбах. Иногда наблюдается субпараллельное залегание кливажа и слоистости. Складчатые структуры представлены единичными мелкими (размах крыльев около 20 см) открытыми асимметричными приразломными складками восточной вергентности, в которые смят сам кливаж.

Батиальный тип разреза палеозоя распространен восточнее. Сухолядская свита среднего–верхнего ордовика [7] представлена ритмично переслаивающимися кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Здесь развиты асимметричные складки западной вергентности с пологими (24–40°) восточными и крутыми (45–80°) крыльями. Размах крыльев складок до 0,5 км. Шарниры их полого падают в северных и южных румбах. Вблизи подошвы офиолитового аллохтона присутствуют опрокинутые на запад сжатые изоклинальные складки.

Складки в шельфовом и батиальном комплексах палеозоя имеют сходную морфологию и вергентность, приразломный характер и различаются лишь степенью деформации, которая объясняется тем, что батиальный комплекс приурочен к нижней тектонической пластине в пакете Krakинского аллохтона [3].

Степень деформации рифейских и вендских пород значительно выше, чем шельфовых батиальных комплексов палеозоя. В палеозойских породах наблюдается лишь один этап деформации. Поздние складки восточной вергентности, распространенные в рифейско-вендском комплексе, отсутствуют в палеозойском комплексе.

Южное замыкание зоны Уралтау сложено вендскими вулканогенно-осадочными отложениями каялинской свиты, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. На южном продолжении структуры Уралтау, в Эбетинской антиформе ее аналогом является лушниковская свита, возраст которой на основании U-Pb датирования субвулканических диоритов определен равным 590 ± 4 млн лет [5]. Свита прорвана гранитами с возрастом $577,8 \pm 8,6$ млн лет [6]. На юге зоны Уралтау сходные граниты имеют возраст $543,2 \pm 4,6$ млн лет [6]. Геохимические особенности вулканитов и гранитоидов свидетельствуют о надсубдукционных условиях их формирования, вероятно, в структуре энсиалической островной дуги, которая существовала, по крайней мере, с середины венда и до конца этого периода [5, 6]. Выше вендских толщ и гранитов залегают кидрясовская (\mathcal{E}_3 - O_1), губерлинская (O_{2-3}), сакмарская (S_1 - D_1I) и акчуринская (D_{1-2}) свиты (толщи), образующие непрерывный разрез [4]. В

структуре присутствуют тела серпентинитового меланжа, нарушающие стратиграфическую последовательность. Гальки вендинских гранитов отмечаются в конгломератах кидрясовской свиты [1]. Помимо конгломератов в основании кидрясовской свиты присутствуют микститы с оли-столитами милонитизированных вендинских гранитов.

Основным типом складок на юге зоны Уралтау являются сильно сжатые асимметричные лежачие структуры, опрокинутые на северо-восток (реже восток) и северо-запад, описывая, периклинальное замыкание зоны. В целом падение крыльев структур субпараллельно падению осевых плоскостей и общему падению изучаемых комплексов. В породах каялинской свиты развиты асимметричные складки, «выныривающие» в южном и юго-западном направлении при общем падении на север и северо-запад, а затем, при смене общего падения на юго-восточное, «ныряющие» в том же направлении, что характерно для подвернутых крыльев складчатых структур. С юго-востока свита ограничена серпентинитовым меланжем с пластинами кремней сакмарской свиты. В кремнях развиты асимметричные складки, аналогичные складкам, наблюдаемым в породах каялинской свиты. С юга на меланж надвинуты породы губерлинской свиты (O_{2-3}), представленной вулканогенным и вулканогенно-осадочными породами, для которой характерны асимметричные складки, «выныривающие» на северо-запад. Структура участка представляет собой лежачую складку, в которую смяты каялинская, губерлинская свиты и пластина меланжа. Северо-западное крыло структуры, с развитыми в нем «ныряющими» мезоскладками является опрокинутым, а юго-восточное с «выныривающими» – нормальным.

Среди складок можно выделить несколько генераций. Складки первой генерации развиты в породах каялинской свиты. Это, как правило, сильно сжатые изоклинальные структуры с параллельными крыльями, смятые в асимметричные складки, здесь же отмечены типичные замкнутые колчановидные складки. Пликативные дислокации следующей генерации широко развиты по всему району и в целом доминируют в его структуре. Это вышеупомянутые асимметричные лежачие и слабонаклонные складки. Для них характерна развитая ундуляция шарниров, отвечающая, по-видимому, высокой степени деформации. Азимуты падения шарниров меняются от юго-восточных до северо-западных румбов, углы падения меняются от первых градусов до $30-35^\circ$, однако колчановидных форм здесь отмечено не было. Часто отмечаются срывы по осевым плоскостям этих складок, в более крупном масштабе наблюдаются надвиги, выраженные зонами милонитизации, развитыми по осевым плоскостям складчатых структур. В долине р. Губерля, в поле раз-

вития кидрясовской свиты, отмечены тела катаклизированных вендинских гранитоидов, деформированных в асимметричные складки данного этапа. Здесь же наблюдалась деформация пакетов мелких складок этого типа, развитых в обильных кварцевых жилках, пронизывающих кидрясовские песчаники в более поздние сдвиговые складки с шарнирами, круто погружающимися в западном направлении. Для сдвиговых складок характерна ундуляция шарниров, при которой углы их падения меняются от 70° до 35° . Следующим типом пликативных структур являются флексурообразные перегибы слоев с шарнирами полого (15 – 20°) погружающимися в юго-восточном направлении. Соотношения этих структур со сдвиговыми складками отсутствуют. Наиболее поздними являются перегибы складчатых структур, при которых общие падения пакетов складок меняются с северных и северо-западных румбов на юго-восточные. Шарниры этих перегибов полого (0 – 10°) погружаются в ССВ направлении.

Таким образом, в деформационной истории южной части уральского орогена ясно выделяются докембрийский и палеозойский этапы. На востоке Башкирского антиклиниория докембрийский этап отличается от палеозойского по степени деформации, голоморфному типу складчатости и наличию нескольких этапов деформаций. Складчатость палеозойского этапа имеет приразломный характер. Вендинский возраст деформаций устанавливается по наличию углового несогласия в основании ордовикских толщ, датировкам метаморфизма, заключительный этап которого в Белорецком комплексе определяется в интервале 600–550 млн лет, и появлению моласс вендинского возраста [2].

Ситуация на южном замыкании зоны Уралтауского более сложная. Палеозойские комплексы здесь отделены от вендинских базальными конгломератами и микститами. Палеозойские комплексы интенсивно деформированы совместно с допалеозойскими. Однако, докембрийские структуры могут быть выделены по наличию ранних изоклинальных и колчановидных складок, деформированных в асимметричные складки палеозойского этапа. Подобные структуры неизвестны в палеозойских комплексах.

Допалеозойские деформации отвечают аккреционно-коллизионным процессам, приведшим к формированию тиманского складчато-надвигового поясаprotoуралид. На востоке Башкирского антиклиниория присутствуют реликты пассивной окраины континента, при этом Белорецкий метаморфический комплекс сверхвысоких давлений можно считать индикатором этих процессов, а реликты вендинской вулканической дуги выделяются в зоне Уралтау и Эбетинской антиформе.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН «Строение и формирование основных типов структур складчатых поясов и платформ».

Литература

1. Аныгин Н.Я. К стратиграфии ордовика на восточном склоне Урала // Проблемы геологии докембра и нижнего палеозоя Урала. Сборник научных трудов. М.: Наука, 1985. С. 69–86.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
3. Пучков В.Н., Перес-Эстайн А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговой пояс орогена: структура и происхождение (на примере Башкирского Урала) // Вестник ОГГГИ РАН. 1998. Т. 1. № 3. С. 70–99. (<http://www.scgis.ru>)
4. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника №5. 2008. С. 49–78.
5. Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикова Е.В., Корякин Ю.В. Вендинский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. №1. С. 81–85.
6. Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендинской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. РАН. 2010. Т. 432. №5. С. 644–649.
7. Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклиниория. Уфа: ИГ УФНЦ РАН, 2002. 160 с.

В.В. Голозубов¹, Фунг Ван Фать²

Динамика формирования кайнозойских бассейнов западной окраины Тихого океана

Вдоль западной окраины Тихого океана прослеживается серия кайнозойских осадочных бассейнов. На севере это бассейны Охотского и Японского морей, далее на юг – бассейн Восточно-Китайского моря с трогом Окинава, бассейн Филиппинского моря и прилегающие к нему с запада бассейны Южно-Китайского моря, а также морей Сулу и Сулавеси.

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

² Институт морской геологии и геофизики ВАНТ

В предлагаемом сообщении сделана попытка сопоставления строения и тектонических обстановок процесса формирования этих бассейнов в течение кайнозойского времени.

Японское море является одним из наиболее изученных окраинных бассейнов. Начало его формирования – эоцен – в виде серии локальных внутренних рифтовых угленосных впадин, вытянутых в северо-восточном и близмеридиональном направлениях. При последующем растяжении в олигоцен-нижнемиоценовое время происходило, по-видимому, слияние ранних рифтов с увеличением площади погружения и с появлением глубоководных котловин с океаническим типом коры. Континентальные образования сменились прибрежно-морскими и глубоководными морскими отложениями, суммарные мощности которых местами превышают 8–10 тыс. м. В олигоцене, раннем и позднем миоцене седimentация происходила на фоне базальтового вулканизма. Главная фаза раскрытия Японского моря имела место, судя по палеомагнитным данным, на границе нижнего и среднего миоцена (около 15 млн л.н.) и сопровождалась вращением Северо-Восточной Японии против часовой и Юго-Западной Японии – по часовой стрелке [10]. Дополнительные подтверждения реальности этого события получены нами при сравнении кайнозойских флор Приморья и Японии – именно с 15 млн л.н. обозначились серьезные отличия в палеоклиматах и флорах сравниваемых регионов [4].

Судя по ориентировкам локальных впадин (грабенов), прогибание происходило в условиях северо-восточного (в среднем около 30°) направления сжатия, результатом которого явились правосторонние перемещения по разломам меридионального простирания, в первую очередь, вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов. Особенно четко такая ориентировка видна на северном окончании Японского моря, в Татарском проливе. Здесь установлены небольшие ромбовидные прогибы – типичные присдвиговые впадины (*pull-apart basins*), выполненные эоцен-нижнемиоценовыми отложениями [8]. Такая обстановка продолжалась до конца плиоцена, а к началу четвертичного времени (около 1,8 млн л.н.) связанное со сдвигами растяжение сменилось сжатием, ориентированным в широтном направлении, что привело к трансформации меридиональных сдвигов во взбросы и надвиги, локальной инверсии и горообразованию вдоль западного побережья островов Сахалина и Хоккайдо [6].

Южнее, в пределах Восточно-Китайского моря, фундамент представляет собой фрагмент Китайской платформы, в районе трога Окинава, включающий современную развивающуюся рифтовую систему.

Точное время начала формирования этой системы пока не установлено. Возраст риолитов, андезитов и базальтов, драгированных со дна трога, не превышает 1 млн л. Судя по ориентировкам локальных «микрорифтов» в рамках этого трога (образующих упорядоченную эшелонированную систему раздвигов [9]) растяжение и здесь происходило на фоне северо-восточного регионального сжатия, а в целом трог Окинава можно интерпретировать как систему сбросовых окончаний активного правостороннего сдвига север-северо-восточного простириания. В целом же эта ситуация иллюстрирует начальную стадию формирования окраинных морей.

Впадина Филиппинского моря представляет собой, как считается, отшнурованный фрагмент Тихоокеанской океанической плиты. Входящая в ее состав Западно-Филиппинская котловина включает спрединговый хребет северо-западного простириания (Центральный разлом) и симметричные по отношению к нему полосовидные магнитные аномалии 17–21, которые датированы эоценом (40–50 млн л.н.). Эта котловина ограничена с востока вулканической дугой Кюсю-Палау. Располагающиеся восточнее котловины Сикоку и Парасе-Вела являются новообразованными структурами олигоцен-миоценового возраста. В котловине Парасе-Вела вдоль спредингового хребта меридионального простириания трассируется разлом Яп, сопровождаемый многочисленными рвами-кулисами северо-восточного простириания, однозначно указывающими на то же – северо-восточное сжатие и на правосторонние перемещения вдоль разлома Яп в миоцен-четвертичное время [2].

Ложе Южно-Китайского моря включает в себя: а) подводные продолжения структур прилегающего континента, б) глубоководную впадину с океаническим типом коры, спрединговым хребтом и системы параллельных ему полосовидных аномалий и в) располагающейся юго-восточнее этой впадины фрагмент континентальной коры. Раскрытие этого моря датируется олигоценом – средним миоценом (32–17 млн л.н. [11]) и, судя по ориентировке спредингового хребта (осевой части растяжения), это раскрытие происходило в обстановке северо-восточного регионального сжатия [5], которое сопровождало правосдвиговую компоненту перемещений вдоль ограничивающего глубоководную впадину с востока разлома (Манильского желоба).

Глубоководные впадины морей Сулу и Сулавеси имеют ромбовидную форму и, судя по северо-восточной ориентировке длинных диагоналей, также раскрывались в обстановке северо-восточного регионального сжатия, сопровождаемого правосторонними перемещениями вдоль разломов меридионального и север-северо-западного простириания. Это

происходило в течение эоцена–олигоцена (бассейн моря Сулавеси) и в миоцене (море Сулу) [11].

Несколько иные структурные взаимоотношения наблюдаются в осадочном бассейне Красной Реки, прослеживающимся от устья одноименной реки на юго-восток вдоль северного побережья Вьетнама на расстояние около 500 км при ширине до 60 км. Начало рифтообразования датируется здесь эоценом и суммарная мощность доплиоценовых отложений превышает 15 тыс. м. Этот бассейн располагается на продолжении системы разломов Красной Реки, протягивающихся в северо-западном направлении вплоть до Тибета, на расстояние около 1000 км. Рифтообразование в этом бассейне до последних 5 млн л. происходило на фоне крупномасштабных левосторонних перемещений, амплитуды которых – многие сотни километров. Соответственно, сжатие было ориентировано на восток-северо-восток [5], то есть близко к направлению, описанному выше для окраинно-морских бассейнов. Это направление сжатия, на наш взгляд, справедливо увязывается с Индо-Евразийской коллизией [11].

Мы склонны считать, что вся серия окраинных бассейнов – от Охотского моря до Южно-Китайского моря – формировалась в процессе перемещения Евразийской плиты на северо-восток относительно Пацифики. Эти перемещения являются, по-видимому, удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии. При этом регистрируется закономерный парагенезис дислокаций: вдоль разломов север-северо-восточного и близмеридионального простирания доминируют правосторонние перемещения, вдоль северо-восточного направления сжатия формировались структуры растяжения (грабены, спрединговые хребты), а вдоль разломов северо-западного простирания – левосдвиговые перемещения. Естественно, удельный вес каждого типа деформаций менялся от места к месту и во времени, однако в целом картина вполне закономерна. Процесс происходил отнюдь не равномерно и намечается ряд временных точек корреляции событий в разных окраинных бассейнах. Для значительно удаленных друг от друга бассейна Красной Реки и впадины Японского моря переломные точки приходятся на ранний эоцен (начало рифтообразования), олигоцен (расширение области растяжения) и границу нижнего и среднего миоценена (локальная инверсия, сразу после которой – резкая активизация погружений).

Возникает вопрос, каким образом могли передаваться сжимающие напряжения на многие тысячи километров от деформируемого в процессе коллизии южного края Евразиатской плиты? Прямая передача давления от одного блока к другому (модель «домино»), как это порою

предполагается [1], представляется маловероятной. Рассматриваемые перемещения являются, по-видимому, отражением конвективных астеносферных течений, несущих на себе в той или иной мере деформированные в процессе транспортировки фрагменты плит.

И второй главный вывод: формирование структур растяжения, каковыми являются обсуждаемые окраинные бассейны, происходило без какого-либо влияния субдукции со стороны Тихоокеанской плиты. Эти бассейны часто называют задуговыми и считают их обязательным структурным элементом активных окраин «япономорского» типа [7]. Однако как по механизму образования, так и по особенностям геохимии сопровождающих растяжения вулканитов [3] они не имеют никакого отношения к субдукции, а отражают эпизоды скольжения океанических плит Западной Пацифики вдоль восточного обрамления Евразии. Этот вывод может иметь важное значение при составлении геодинамических реконструкций древних орогенных поясов.

Литература

1. Буслов М.М., Кох Д.А., Де И. Граве. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 9. С. 862–870.
2. Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Тыловодужные бассейны // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М.: Наука, 1989. С. 33–49.
3. Мартынов Ю.А., Ли, Д.У., Голозубов В.В., Рассказов С.В. Геохимия и особенности формирования позднемеловых-миоценовых базальтов юга Корейского полуострова // Геохимия. 2006. № 6. С. 597–609.
4. Павлюткин Б.И., Голозубов В.В. Палеоботанические свидетельства времени возникновения Японского моря // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. 2010. № 2 (16). С. 25–32.
5. Huchon P., Le Pishon X., Rangin C. Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia. // Geology. 1994. Vol. 22. P. 27–30.
6. Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. V. 127/128, Part 2. College Station, TX, 1992. P. 1311–1331.
7. Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 2542–2561.
8. Lallemand S., Jolivet L. Japan Sea: a pull-apart basin // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 76. P. 375–389.
9. Letouzey J., Kimura M. Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a back arc basin developed in a continent // Marine and Petroleum Geology. 1985. V. 2. P. 111–130.
10. Otofuji Y. Large tectonic movement of the Japan Arc in Late Cenozoic times inferred from paleomagnetism: review and synthesis // The Island Arc. 1996. N 5. P. 229–249.

11. *Pubellier M., Phung Van Phach, Chan L.S., Shen W.* Evolution of East Vietnam (or South China) sea margin in North Vietnam and South China within the framework of the sea Asia basin // Proceedings First National Scientific Symposium on Marine Geology. Hanoi: Publishing House for Science and Technology, 2008. P. 27–39.

12. *Worral D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15, N 4. P. 813–826.

В.В. Гончар¹

Численное моделирование деформаций коры Крымско-Черноморской области конвергенции и выводы о природе ее основных геофизических аномалий

Построение коллизионной модели Крыма методом конечных элементов. В основу сформулированной нами ранее коллизионной модели Горного Крыма были положены механизмы локализованного инденторного давления со стороны Восточно-Черноморской микроплиты, латеральной экструзии к югу блока Западного Крыма [2, 8] и инициальной обдукции субокеанической коровой пластины на континентальную окраину [3]. В спектр задач предпринятого численного моделирования, результаты которого излагаются ниже, вошли проверка и уточнение указанных исходных положений, а также выведение коллизионной модели на более высокий уровень обобщения. В ходе экспериментирования была выработана базовая упругая модель, удовлетворительно, в первом приближении, совпадающая с данными морфотектоники (рис. 1, А). Сжатие задано в виде смещений трех узловых точек, принадлежащих южной, изначально с-образно изогнутой, свободной фронтальной границе. Условия отвечают косой коллизии – направление смещения составляет с широтным отрезком границы угол 45°. Величины конечного смещения между центральной и крайними точками заданы в пропорции 1 : 0.85. Удовлетворительный результат был достигнут при 30 км смещения центральной точки. Изолинии конечной деформации максимального сжатия образуют характерную для Горного Крыма «подкову», обращенную выпуклой частью к северо-западу, а траектории осей сжатия – типичный для него веерообразный узор. Можно отметить если не совпадение, то близкое следование изолиний деформации контурам

¹ Институт геофизики НАН Украины, Киев

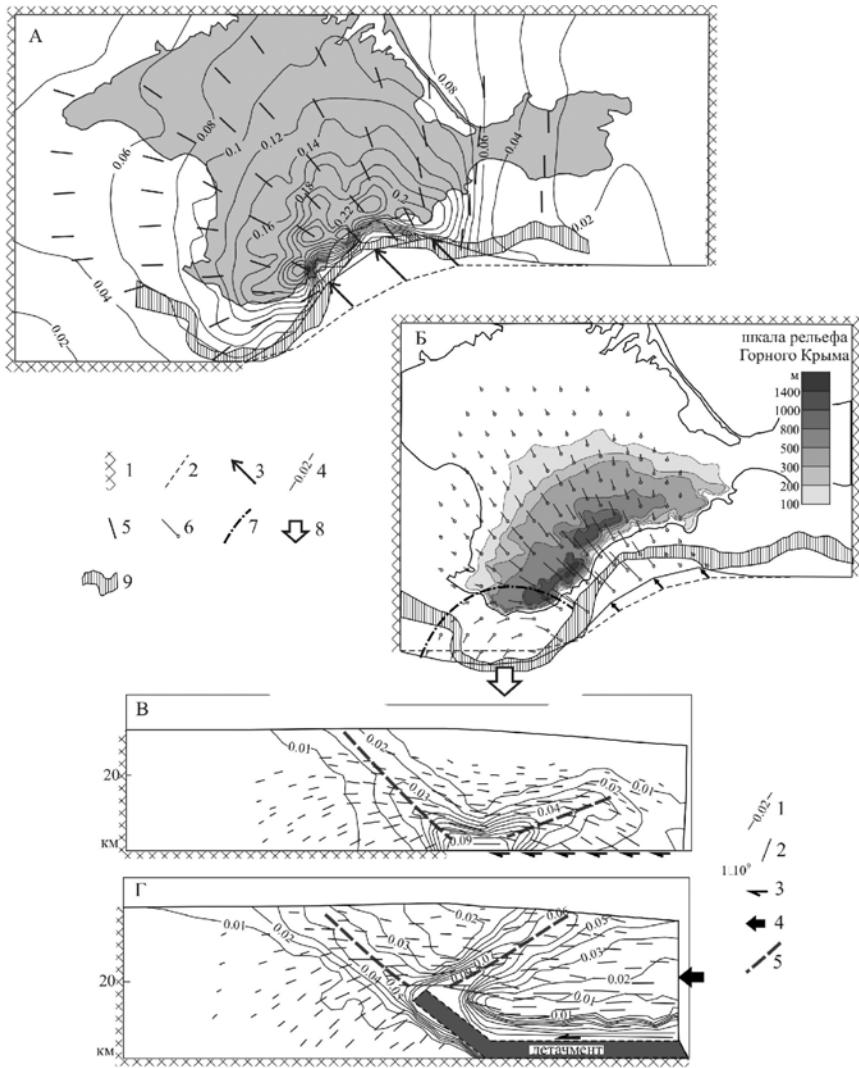


Рис. 1. А – Б – плановые модели инденторного деформирования Скифской плиты в упругом (А) и упругопластическом (Б) приближении (при заданных нескольких различных граничных условиях);

1 – неподвижная граница, 2 – исходное положение подвижной границы, 3 – вектор конечного смещения подвижной границы, 4–5 – изолинии и оси максимального сжатия упругой модели, 6 – векторы поля смещений упругопла-

стической модели (увеличены в 2 раза), 7–8 – граница и направление движения экструзивного блока, 9 – проекция уступа континентального склона.

В и Г – модели упругопластической деформации коры Крымско-Черноморской области конвергенции в разрезе при субдукции литосферной мантии (В) и при надвигании коровой пластины, имеющей ослабленный слой (детачмент) в основании (Г); 1 – изолинии эквивалентной деформации, 2 – оси максимальных сжимающих напряжений, 3 – приложенные тангенциальные смещения подошвы коры, 4 – смещение тыловой границы коровой плиты, 5 – зарождающиеся разломы

Крымского орогена. Результатом пошагового расчета процесса деформирования упругопластической модели с кулоновским трением является выдвижение к югу (латеральная экструзия) западного широтного отрезка южной границы (рис. 1, Б). В векторном поле смещений может быть выделен экструзивный блок, характеризуемый вращательным движением против часовой стрелки, он включает крайнюю южную часть Западного Горного Крыма и примыкающий к нему шельфовый выступ. Его восточная граница обусловлена началом зоны, свободной от внешней нагрузки (тень давления индентора).

Для воспроизведения характерных для Крымской сейсмофокальной зоны полос концентрации сейсмичности [2, 8] исследовалась упругопластическая деформация коры в разрезе на стыке Черноморской субкеанической и Скифской континентальной литосферных плит. Нагрузка задавалась в виде тангенциальных смещений подошвы коры, обеспечиваемых сцеплением с субдуцирующей мантийной частью литосферы, а также горизонтальным смещением тыловой части коровой пластины, когда сцеплением в подошве можно пренебречь. В первом случае обособляются две линейные, сопряженные над точкой закрепления подошвы, зоны локализации пластической деформации, падающие в противоположных направлениях. Зона пронадвига пологая, ретронадвига – более крутая. Приняв гипотезу маловязкого детачмента (ослабленного слоя) в основании двигающейся в направлении континента коровой пластины, получим перераспределение локализованной пластической деформации таким образом, что последняя смещается к верхушке ослабленного слоя. Вблизи нее формируются две ортогональные «разломные» зоны: одна продолжает направление прорастания ретронадвига, вторая формирует пронадвиг и направлена в сторону континентального склона. Эти зоны локализации деформации подобны полосам концентрации очагов сейсмичности, которые притягивают значительное количество землетрясений в Восточной и Западной подзонах сейсмофокальной зоны Крыма (рис. 2, А). Основным содержанием обстановки в Восточной подзоне является

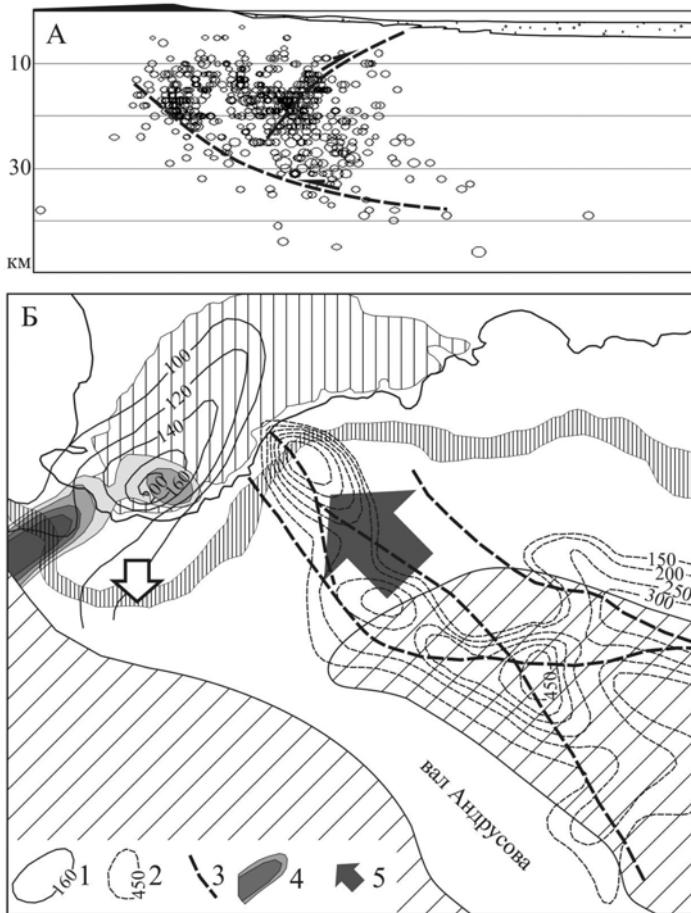


Рис. 2. А – проекция гипоцентров Крымских землетрясений на профиль северо-западного простирания в объеме от Фороса до Алушты с элементами интерпретации. Б – расположение основных геофизических аномалий Крымского орогена в соотношении с элементами тектоники и данными моделирования.

Вертикальная штриховка – контур поднятия Горного Крыма по изолинии рельефа 100 м, наклонная штриховка – Западно- и Восточно-Черноморская субокеанические впадины; 1–2 – изолинии Западно-Крымской гравитационной аномалии (мГал, по [1]) и магнитных аномалий Алуштинско-Батумской зоны (нТл), 3 – разломы, связанные с развитием Алуштинско-Батумской зоны (по [7]), 4 – изолинии максимумов эквивалентной деформации в упругопластической модели инденторного деформирования (рис. 1, Б), ограничивающие экструзивный блок, 5 – выводимое из модели направление движения индентора.

надвигание (обдукция) субокеанической коровой пластины на жесткий упор (рамп) континентальной окраины [3]. Точка зрения на ороген Горного Крыма как обдукционный первоначально была высказана Ю.В. Казанцевым [5].

Выходы относительно природы геофизических аномалий. Две яркие геофизические аномалии сочетаются с Крымским орогеном (рис. 2, Б): изолированный гравитационный максимум в Западном Горном Крыму [1] и магнитный максимум у побережья в районе Алушты, принадлежащий протяженной Алуштинско-Батумской зоне магнитных аномалий [7]. Менее загадочная гравитационная аномалия Западного Горного Крыма, согласно выводам исследователей [1, 4], отражает присутствие в коре магматического plutона базит-гипербазитового состава и общий подъем материала низов коры. Локальный максимум гравитационной аномалии (160–200 мГал), фиксируемый в крайней южной части полуострова, практически совпадает с максимумом деформаций в упругопластической модели, который, в свою очередь, обозначает тыловую зону экструзивного блока Горного Крыма (рис. 2, Б). Такое совпадение не кажется случайным в контексте моделируемой коллизионной обстановки: растяжение, сопровождающее выдвижение экструзивного блока к югу, требует компенсирующего подъема глубинных пород. Область растяжения в Западном Горном Крыму может простираться на север от Главной гряды – во внутренние районы орогена, – где ее присутствие фиксируется данными спутниковой съемки [11]. Это растяжение могло обеспечивать умеренный компенсирующий подъем нижнекорового материала, создающего северное продолжение гравитационной аномалии. Кроме того, выдавливание высокоплотных пород основания коры вверх во внутренних районах Западного Горного Крыма может быть обусловлено непосредственно сжатием со стороны индентора.

Алуштинско-Батумская зона магнитных аномалий до настоящего времени не получила однозначной генетической трактовки. В работе [7] в пределах зоны выделена серия ветвящихся разломов северо-западного простириания, проявление которых связывается с процессами заложения зоны как рифта и последующей неотектонической активизации (рис. 2, Б). Основным является разлом, следующий вдоль юго-восточного склона вала Шатского. К южному побережью Крыма подходят два разлома – в районе мыса Аюдаг и Алушты. Сопоставляя положение разломов, ширину и направление Алуштинско-Батумской зоны вблизи берегов Крыма с размерами и направлением движения индентора в модели (рис. 1, А), нельзя не прийти к выводу об их совпадении. Тогда логично допустить, что вытянутый Алуштинско-Батумский блок земной коры и является тем индентором, движение которого к северо-западу оказыва-

ет давление на край Скифской плиты, в результате чего формируется подковообразное орогенное поднятие Горного Крыма. Причиной проявления в мозаике микроплит Циркум-Черноморского региона поля скоростей с северо-западными направлениями смещений является давление Аравийской литосферной плиты [8, 9]; условия же для опережающего латерального перемещения Алуштинско-Батумского индентора следует искать в особенностях строения его корового основания. По-видимому, необходимо допустить наличие в его основании пород с низкой прочностью (детачмента), обеспечивающих слабое сцепление коровой плиты с мантией на общем фоне высокого такого сцепления. С точки зрения базит-гипербазитового состава низов коры наиболее вероятными породами с низкой прочностью являются серпентиниты. Известен эффект усиления магнитовосприимчивости пород, который несет с собой замещение перидотита серпентинитом [6]. Можно, поэтому, полагать, что скопление серпентинитовых пород в основании Алуштинско-Батумской зоны, а также внедрение их вверх по разломам, в первую очередь способствовало формированию аномальной намагниченности. Вероятно, первопричиной формирования Алуштинско-Батумской зоны как индентора послужило исходное присутствие серпентинита в основании коры, приуроченного к базит-гипербазитовому основанию вулканического пояса, что способствовало начальному облегченному скольжению коровой плиты и создало неравномерное поле скоростей в начале аравийской коллизии. Вследствие этого вектор наибольшего смещения фундамента Восточно-Черноморской впадины был локализован там, где он сейчас функционирует – вдоль юго-западного склона вала Шатского. Тем самым подтверждается схема дифференцированных движений фундамента Восточно-Черноморской впадины, ранее предложенная А.В. Чекуновым для объяснения феномена Горного Крыма [10].

Литература

1. Бурьянов В.Б., Макаренко И.Б., Оровецкий Ю.П., Старostenко В.И. Геологическая природа Крымско-Кавказской гравитационной зоны // Геофиз. журнал. 1998. № 6. С. 45–53.
2. Гончар В.В. Деформация коры зоны перехода Горный Крым – Черноморская впадина: обоснование коллизионно-экструзивной обстановки // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2003. №2. С. 18–25.
3. Гончар В.В. Глубинное строение и условия формирования окраин Черного моря // Изв. вузов. Геология и разведка. 2009. № 5. С. 3–11.
4. Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Еще раз о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофиз. журнал. 2010. № 6. С. 119–134.

5. Казанцев Ю.В. Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.
6. Лобковский Л.И., Николаевский В.Н., Карякин А.В. Геолого-геофизические следствия серпентинизации океанической литосфера // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1986. Вып. 4. С. 3–12.
7. Мейснер А.Л. Основные разломы вала Шатского и их влияние на формирование структуры Восточно-Черноморского региона // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. геол. 2009. № 4. С. 14–19.
8. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. 226 с.
9. Паталаха Е.И., Сенченков И.К., Гончар В.В. Вязкая модель плитной тектоники Черноморского региона // Океанология. 2006. № 5. С. 703–714.
10. Чекунов А.В. Крым в системе разломов Черноморского региона // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1990. № 3. С. 20–24.
11. Saintot A., Angelier J., Chorowicz J. Mechanical significance of structural patterns identified by remote sensing studies: a multiscale analysis of tectonic structures in Crimea // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 187–218.

М.А. Гончаров¹, Ю.Н. Разницин²

Четыре разномасштабных фактора новейшего орогенеза Евразии

Почти общепризнанным фактором новейшего орогенеза Евразии является ее коллизия с Афро-Аравией (на западе) и Индостаном (на востоке).

Однако существуют *три* особенности *разного* масштабного ранга (в порядке «возрастания масштабности»), которые не могут быть объяснены этим коллизионным сближением:

1. *Пониженная* мощность коры орогенных впадин (в частности, впадин внутренних морей). Коллизионное сжатие может только *увеличивать* мощность коры. Эта мощность, действительно, увеличена под орогенными поднятиями, но и в этом случае непонятно, каким образом коллизионное сжатие «перескакивает» через разделяющие их впадины.

2. *Максимальная* высота орогенов в центральной части Альпийско-Гималайского пояса.

¹ Геологический факультет Московского государственного университета (МГУ), Москва, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

3. Ускоренное поднятие не только орогенов, но и обширных платформенных территорий континентов, в большинстве случаев не связанное непосредственно с дрейфом литосферных плит и коллизионным сжатием [1].

Следовательно, можно утверждать, что существуют четыре разномасштабных фактора новейшего орогенеза (в порядке «возрастания масштабности»):

1. **Двухъярусная конвекция в геосфере астеносфера+литосфера**, формирующая либо системы линейных поднятий и впадин (при пониженных значениях числа Рэлея), либо системы мантийных диапиров с впадинами над ними и окружающими их центробежно-вергентными орогенами (при повышенных значениях числа Рэлея) [5, 9, 12, 13]. Поле напряжений, способствующее формированию «корней» под поднятиями и «антакорней» под впадинами, описано в [10]. Заметим попутно, что этот фактор действует и в зонах спрединга, только там системы линейных поднятий и впадин, также с «корнями» и «антакорнями», *параллельны* направлению спрединга и поэтому *поперечны* относительно его оси [8]. При этом пониженная мощность коры под поперечными впадинами дает возможность формироваться в них трансформным разломом («где тонко, там и рвется»), которые, в отсутствие таких впадин, будучи *сдвигами*, не должны быть ориентированы вдоль оси максимального растяжения поперек оси спрединга, а ориентировались бы, в соответствии с канонами тектонофизики, в направлении максимального касательного напряжения под углом 45° к этой оси [2, 3, 6].

2. **Конвекция во всей мантии**, ответственная за коллизию Евразии с Афро-Аравией и Индостаном. В то же время коллизионное сжатие «катализирует» более мелкомасштабную конвекцию, упомянутую в п. 1, и синхронизирует ее активность на обширных территориях. (Без такой синхронизации мелкомасштабная конвекция развивалась бы, при различных числах Рэлея, автономно в разных регионах с «разнобоем» во времени). Коллизия создает обстановку общего горизонтального сжатия, которая, как показывают компьютерное [14] и физическое [7] моделирование, резко ускоряет процесс более мелкомасштабной конвекции.

3. **Двухъярусная конвекция в геосфере мантия+ядро**, ответственная за северную компоненту дрейфа континентов и обусловленная северным дрейфом земного ядра [4]. Максимальная скорость ее направ-

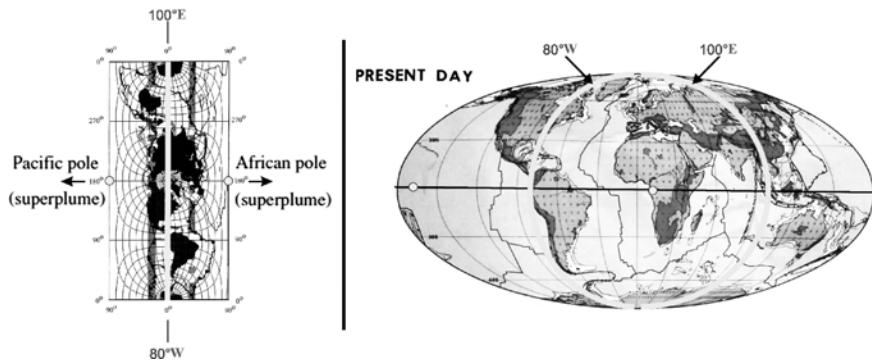


Рис. 1. Разный взгляд на Землю.

а – континенты и главные литосферные плиты в координатах GRS (Geotectonic Reference System), по [15], с упрощением, изменением и дополнением. Карта Мира в цилиндрической равнопромежуточной проекции. Экватор и меридианы GRS земной сферы взаимно ортогональны. «Обычные» географические координаты изображены в виде искривленной сетки. Все континенты, кроме Африки, тяготеют к экваториальной полосе GRS (субмеридиональной полосе в «обычных» географических координатах), а также к Северному полюсу. Экваториальная область GRS ограничена заштрихованными малыми кругами GRS, к которым, в свою очередь,

тяготеют зоны спрединга. Африка находится в полярной области GRS.

б – современное расположение континентов Земли, по [16]

ленного к северу поверхностного потока приурочена к меридиональной полосе с центральным меридианом 100° в.д., что и является причиной максимальной высоты орогенов в центральной части Альпийско-Гималайского пояса, повышенной деформации к северу от этого пояса (в частности, пассивной компоненты самого глубоководного рифтинга – Байкальского), а также формирования структур меридионального сжатия в тылу Индостанского индентора, несовместимых с представлением об этом инденторе как самодостаточном факторе орогенеза. В этой меридиональной полосе сосредоточена основная часть континентальной литосферы Земли, что отчетливо видно на специальной меркаторской проекции Земли, в которой меридиан 100° в.д. – 80° з.д. является экватором, а два антиподальных суперплума (Тихоокеанский и Африканский) – полюсами [15] (рис. 1, *а*). Для сравнения: на более привычной карте Земли (рис. 1, *б*) такая закономерность далеко не очевидна.

4. Флюидный поток из земных недр, провоцирующий: 1) конвективное замещение астеносферой более плотной мантийной литосферы,

испытавшей резкое размягчение; 2) разуплотнение пород основного состава в коре в результате диафтореза; 3) метасоматоз в литосфере. Крупные новейшие поднятия земной коры свидетельствуют о почти одновременном поступлении в континентальную литосферу больших объемов мантийного флюида в плиоцен-четвертичное время [1]. Этот механизм вносит существенный вклад в оформление поднятий и впадин, поскольку он наиболее интенсивно функционирует в заранее «подготовленных» областях, где деформация, обусловленная другими вышеизложенными факторами, сопровождается дилатансией («разрыхлением») среды, способствующей более мощному проникновению флюидов.

В литературе описано комплексное участие в процессе орогенеза трех первых факторов [13], а также второго и четвертого фактора [11].

Заключение. Привлечено внимание к комплексному воздействию на новейший орогенез Евразии всех четырех перечисленных разномасштабных факторов, функционирующих в соответствующих соподчиненных геосферах.

Литература

1. Артошков Е.В. Неотектонические поднятия земной коры на континентах как результат инфильтрации в литосферу большого объема мантийного флюида // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 30–35.
2. Гончаров М.А. Системы поперечных (в зонах спрединга) и продольных (в зонах колли-зин) поднятий и впадин как результат двухъярусной конвекции в тектоносфере // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 145–147.
3. Гончаров М.А. Орогенные и «талассо-орогенные» пояса: сходство и различия // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 176–180.
4. Гончаров М.А., Разницин Ю.Н., Баркин Ю.В. Особенности деформации континентальной и океанической литосферы как следствие северного дрейфа ядра Земли // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. V. 3. N 1. P. 27–54. DOI:10.5800/GT-2012-3-1-0060 <http://gt.crust.irk.ru/images/upload/tblarticle68/magazin68.pdf>
5. Гончаров М.А., Свалова В.Б. Мантийный диапиритм как причина формирования ново-образованных впадин Средиземноморья и окружающих центробежновергентных складчато-покровных орогенов // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. М.: ГЕОС, 2013. С. 54–58.
6. Гончаров М.А., Фролова Н.С. Утоненная кора орогенных впадин и ориентировка транс-формных разломов СОХ: общая причина // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 161–164.

7. Егоров А.К., Жантаев Ж.Ш. Деформация поверхности земной коры как результат инверсии плотности и тангенциальных тектонических движений слоистых толщ // Теоретические во-просы исследования современных движений земной коры. М., 1980. С. 78–86.
8. Разницин Ю.Н. Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобас-сейнов. М.: Наука, 2004. 270 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 560).
9. Разницин Ю.Н. Механизм образования Юкатанской глубоководной впадины и становления кубинской аккреционной призмы // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. М.: ГЕОС, 2013. С. 177–181.
10. Ребецкий Ю.Л. Особенности напряженного состояния внутриконтинентальных горно-складчатых орогенов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 2. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 43–60.
11. Трифонов В.Г. Проблемы горообразования (Альпийско-Гималайский пояс) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 99–109.
12. Goncharov M.A. Quantitative correlation between geodynamic systems and geodynamic cycles of various ranks // Geotectonics. 2006. Vol. 40. N 2. P. 83–100. DOI: 10.1134/S0016852106020014
13. Goncharov M.A. Plate tectonics as a component of geodynamics of hierarchically subordinate geospheres: Chapter 3 in the book “Horizons in Earth Science Research. Volume 5”. New York: Nova Science Publishers, 2011. P. 133–176.
https://www.novapublishers.com/catalog/product_info.php?products_id=31679
14. Ismail-Zadeh A.T., Huppert H.E., Lister J.R. Analytical modelling of viscous diapirism through a strongly non-Newtonian overburden subject to horizontal forces // Journal of Geodynamics. 2001. Vol. 31, N 5. P. 447–458.
15. Pavoni N., Müller M.V. Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // Journal of Geodynamics. 2000. Vol. 30, N 5. P. 593–601.
16. Scotese C.R., Golonka J. PALEOMAP Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Record N 20. Department of Geology, University of Texas at Arlington. 1993. 28 maps.

В.М. Горожанин, Е.Н. Горожанина¹

Роль неотектонического этапа в эволюции южной части Предуральского нефтегазоносного бассейна

Предуральский нефтегазоносный бассейн расположен в пределах Предуральского краевого прогиба. Особенностью его строения является

¹ Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия

развитие соляно-купольных структур. Практически все месторождения южной части прогиба находятся в подсолевых отложениях и перекрыты соляными образованиями. На территории Башкирии и Оренбургской области, нефтегазоносные структуры распространены в разных частях прогиба и на разных стратиграфических уровнях. Это дает основание предполагать общий механизм образования нефтегазоносных структур. Существующие представления о литостратиграфическом контроле месторождений нефти и газа в Предуральском прогибе (рифовыми постройками) или их контроле только палеотектоническими структурами (надвигами) требуют пересмотра.

Предуральский прогиб относится к передовому (форландовому) бассейну, образовавшемуся на краю платформы перед фронтом Уральского складчатого сооружения в стадию позднепалеозойской коллизии Восточно-Европейского и Казахстанского континентов [1 и ссылки]. Ложе прогиба слагают каменноугольные карбонатные породы окраины Русской платформы. В поперечном сечении он имеет асимметричное строение. В Башкирской части прогиба известны месторождения углеводородов (УВ), приуроченные к западной зоне прогиба, которая маркируется полосой пермских рифов (Ишимбайское, Мурапталаевское и др.).

В центральной зоне известны месторождения, приуроченные к депрессионным осадкам нижней перми (Кинзебулатовское, Карлинское и др.) и к глинистым известнякам среднего девона (Белоглинское). В восточной бортовой зоне месторождения Саратовско-Беркутовской зоны локализованы в известняках среднего карбона, перекрытых депрессионными и флишевыми толщами. В южной части прогиба, на территории Оренбургской области месторождения локализованы как в зоне рифов (Совхозное, Нагумановское), так и в депрессионной зоне (Рождественское, Старо-Ключевское, на самом юге – недавно открытое Акобинское). Анализ новых геолого-геофизических данных по южной части прогиба показывает, что определяющим в поиске месторождений УВ является анализ разломно-блоковой структуры территории, сформированной значительно позднее времени осадконакопления [2].

Акобинское газоконденсатное месторождение расположено в южной, наиболее погруженной части Предуральского прогиба. Кровля башкирских известняков, к которым приурочена залежь УВ, здесь находится на глубине свыше -4900 м. Акобинская структура выявлена в результате сейсморазведочных работ МОГТ 2Д в виде подсолевого поднятия под Сагарчинским соляным валом. По данным сейсморазведки 3D структура представляет собой узкий субмеридиональный вал с веерообразным развитием субвертикальных зон трещиноватости [3]. В

поперечном сечении вал представляет собой типичную взбросо-сдвиговую цветочную структуру [2].

Нагумановское месторождение расположено западнее, в области распространения ассельских рифов. На месторождении выявлены залежи УВ в артинских и башкирских карбонатных породах. Вдоль бортовой зоны Предуральского прогиба проходит зона субмеридионального разлома, который оперяется диагональными наклонными нарушениями, разбивающими толщу пород на приподнятые и опущенные блоки. Разлом проникает снизу вверх от фундамента, пересекает толщу палеозойских карбонатов, маркируется Акбулакской соляной грядой, сопровождается скучиванием подсолевых ангидритов и крутым наклоном верхнепермских и триасовых красноцветных осадков, выполняющих межкупольные мульды. Оперяющие разломы разделяют породы на клиновидные блоки, группирующиеся в структуры цветочного типа. Разломы северо-восточного и северо-западного простириания образуют взаимосвязанную ромбовидную систему, контролирующую расположение соляных гряд, а также перемычек между ними, отдельных куполов и межсолевых мульд (рис. 1). Блоковое строение территории также проявлено по поверхности надсолевых мезозойских отложений, что фиксируется при построении разрезов триасово-меловых отложений вдоль р. Илек в районе пос. Акбулак и Сагарчин по материалам геологического картирования. Закономерное расположение соляных гряд на данной территории – вытянутых субмеридионально и чередующихся субширотно через 8–10 км, можно объяснить образованием сетки присдвиговых трещин по типу трещин отрыва или сколов Риделя. Разломы являются областью разгрузки соляных растворов при циркуляции воды в толще пород. Зона разлома представляет собой зону растяжения, куда поступают (или отжимаются) флюиды, в том числе газонефтяные. Циркуляция растворов и флюидов зависит от распределения напряжений сжатия и разуплотнения, контролируемого положением разломов и клиновидной формой блоков (рис. 2).

Палеотектоническое развитие окраины Восточно-Европейского континента в карбоне и перми вписывается в модель формирования затопленной карбонатной платформы на фронте коллизионного орогена. Трансгрессивный этап осадконакопления на данной территории, начавшийся в позднем карбоне – ранней перми, к концу арта сменился регressiveивным карбонатонакоплением. В кунгурское время в зоне прогиба и окраины платформы накапливались толщи эвaporитов. В конце перми при поступлении больших масс осадков с воздымающейся Урала эвапориты перекрылись красноцветными молассовыми

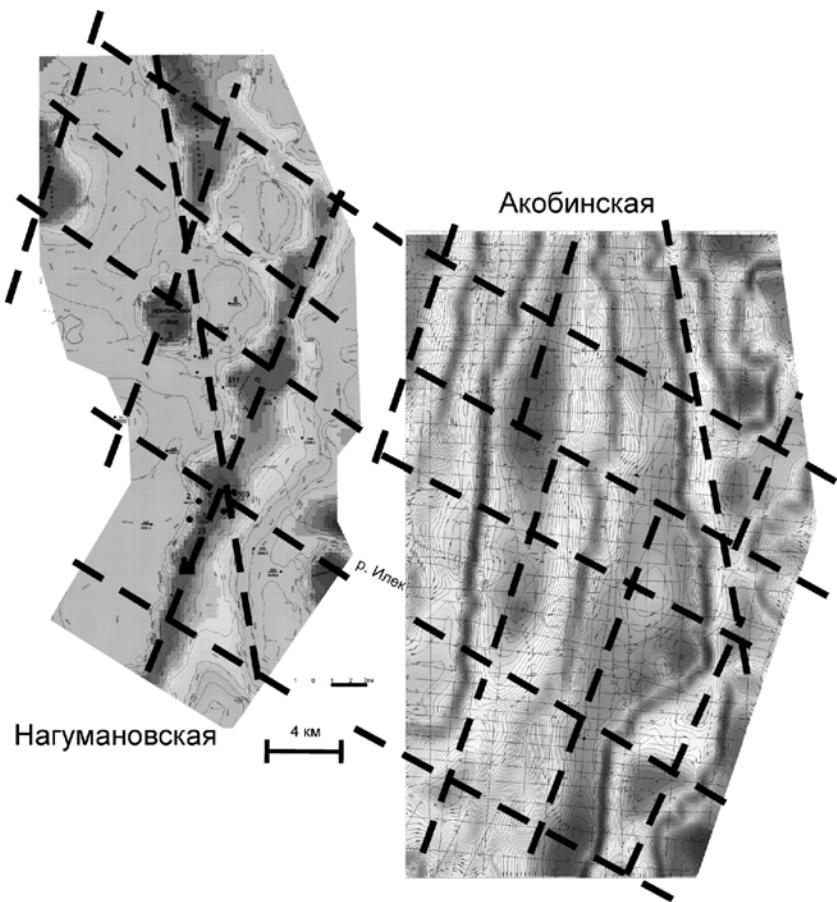


Рис. 1. Структурные карты по кровле соли (горизонт Кн) и контролирующая ее ромбическая система разломов для Нагумановской и Акобинской прошадей (по материалам ООО «Газпром добыча Оренбург»)

толщами. В мезозойский этап в процессе смены аллювиальных обстановок осадконакопления на прибрежные и морские произошла постепенная пленепленизация и перекрытие территории позднемеловыми морскими осадками. В послемеловое время эти соотношения были нарушены тектоническими подвижками, по которым произошло смещение блоков в субвертикальном направлении с выжиманием одних и опусканием других, что сопровождалось соляно-купольной активностью. В результате образовались приразломные структуры, маркирующие

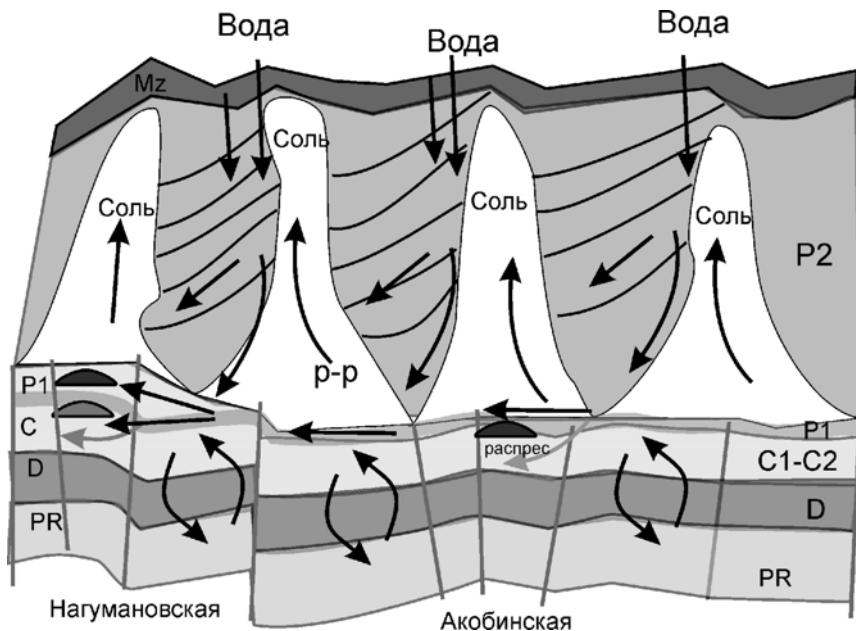


Рис. 2. Модель циркуляции воды и растворов в надсолевых и подсолевых комплексах пород в западной зоне Предуральского нефтегазоносного бассейна отражает поступление метеорной воды по зонам трещиноватости до соляных пластов и разделение потоков, проникающих в подсолевые отложения и дренирующих пластины нефтематеринских пород. Выжимание насыщенных соляных растворов в зонах разгрузки (вдоль разломов) сопровождается отложением соли в куполах. Закономерное расположение соляных гряд (через 10-12 км) вкрест простирания прогиба, маркирует зоны подсолевых приразломных поднятий

мые соляными валами. Образование субпараллельных меридиональных соляных гряд в зоне Предуральского прогиба мы объясняем развитием крупномасштабных присдвиговых трещин скола и отрыва, сопровождавших смещения блоков фундамента юго-восточного направления в неотектонический этап активизации.

Восточная часть Русской плиты и складчатая область Южного Урала, по данным [4], в неотектонический этап проявили себя как единая материковая платформа, где новейшим орогенезом создана современная сводово-блоковая структура. Юго-восток Восточно-Европейской

платформы, включая Южный Урал и Предуральский прогиб, в послепермское время испытали, и, возможно, продолжают испытывать динамическое влияние процессов коллизии в молодом Альпийско-Гималайском складчатом поясе [5]. Показателем этих процессов может служить высокоамплитудное (1,5 км) вертикальное смещение субмеридиональной полосы нижнепермских рифов по Иртек-Илекской флексуре в сторону Прикаспия. С неотектонической активизацией связано формирование крупных неотектонических поднятий – Бугульмино-Белебеевской, Тулвинской возвышенностей и др. и современного Уральского орогена [1, 4]. Масштабы активизации горной части Урала и прилегающей платформы из-за отсутствия единых стратиграфических маркеров сложно сравнивать. Одним из маркеров является гипсометрический уровень миоценовых углей, известных в Предуральском прогибе (Кумертау) и обнаруженных при геологической съемке в наиболее возвышенной части Южного Урала – Тирляно-Белорецком районе (данные В.И. Козлова, 1969 г.). В области активизации платформы (г. Бугуруслан) смещения отложений акчагыла (неоген) достигают 40 м. Это означает, что масштабы и амплитуда неотектонических движений не определяются близостью к Уральскому орогену. Отмечается унаследованное развитие неотектонических структур от раннерифейского этапа – стадии заложения субширотных рифейских авлакогенов на юго-восточной окраине Русской платформы. Активизация неотектонического этапа сопровождалась низкотемпературной гидротермальной деятельностью.

Влияние неотектонической активизации на залежи УВ неоднозначное. Молодые тектонические нарушения нередко разрушали существовавшие залежи, приводя к перераспределению УВ вверх по разрезу (во многих месторождениях нефтегазоносен весь разрез, вплоть до верхнепермских отложений). Наиболее масштабно этот процесс проявлен в зоне Кинельского разлома, где известна крупная секущая жила асфальтита (Садки), и связанная с ней газовая залежь в отложениях казанского яруса. В пределах Рязано-Охлебининского вала приповерхностные нефтепроявления наблюдались в отложениях уфимского яруса и неогена. С другой стороны, неотектонические деформации увеличивали объем нефтегазоносных ловушек, до 30–40%, в некоторых случаях – до 80% [6]. Полученные данные по строению нефтегазоносных структур южной части Предуральского прогиба показали, что неотектоническая активизация привела к образованию подсолевых поднятий в палеозойских карбонатных толщах, а связанная с разломами циркуляция растворов

приводила к формированию вторичной пористости, обеспечивая основные объемы залежей.

Рассмотренные материалы показывают, что неотектонический этап активизации движений блоков фундамента в южной части Предуральского нефтегазоносного бассейна проявился в образовании блоковой структуры территории, контролирующей положение соляных и нефтегазоносных структур.

Литература

1. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
2. *Горожсанин В.М., Горожсанина Е.Н., Днистрыанский 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.
3. *Днистрыанский В.И., Побережский С.М., Гореликов В.И.* Проблемы поисков месторождений газа на больших глубинах в сложных горно-геологических условиях и возможные пути их решения (на примере работ в Предуральском прогибе) // Территория Нефтегаз. 2007. № 4. С. 26-31.
4. *Рождественский А.П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа южного Приуралья. М.: Наука, 1971. 285 с.
5. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
6. *Корнева Л.А.* К вопросу о времени формирования нефтяных и газовых месторождений Пермского Прикамья. Стратиграфия и нефтегазоносность карбона западного Урала и Приуралья. Пермь: РИО ППИ, 1973. С. 162-168.

**М.В. Горошко¹, Б.Ф. Шевченко¹, В.А. Гурьянов¹,
В.С. Старосельцев², А.С. Сальников², Н.Г. Заможняя³,
Д.В. Яковлев⁴, В.Д. Суровов⁵**

Тектоника восточной части Северо-Азиатского кратона в полосе профиля 3-ДВ (Ханзыга – Адыгалах)

Территория полосы профиля включает восточную часть Сибирской платформы, Юдомо-Майский рифтогенный прогиб, Южно-Верхоянский перикратонный прогиб [3].

При составлении тектонической карты полосы профиля и прилегающих территорий, исходя из данных, полученных в результате проведения комплексных исследований по опорному глубинному профилю 3-ДВ, были учтены следующие основные особенности глубинного строения земной коры. По структурным характеристикам геоэлектрической и сейсмической модели (МТЗ, МОВ-ОГТ) и эффективным геоэлектрическим параметрам (проводимость) в интервале пикетов 2060 км выделена восточная граница погруженной части Северо-Азиатского кратона. По сейсмической модели МОВ-ОГТ на интервале пикетов 1630–1670 км установлена надвиговая структура, фрагментарно прослеживающаяся до поверхности Мохоровичча. На интервале пикетов 1400–1650 км по сейсмическим моделям (МОВ-ОГТ, КМПВ) установлена мощность чехла восточной части Сибирской платформы и особенности стратификации Приверхоянского рифтогенного прогиба. По магнитной и сейсмической (МОВ-ОГТ) моделям установлена глубинная структура Ханзыгского абиссолита (пикеты 1520–1575 км). Исследованиями установлено, что ключевым тектоническим элементом в пределах изучаемой территории является Юдомо-Майский рифтогенный прогиб.

Юдомо-Майский рифтогенный прогиб (рисунок) расположен в восточной части Сибирской платформы, на границе с Южно-Верхоянским позднепалеозойским перикратонным прогибом Северо-Азиатского кратона. Прогиб протягивается в меридиональном направлении более чем

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

² ФГУП Сибирский научно-исследовательский институт геологии геофизики и минерального сырья, МПР РФ, Новосибирск

³ ОП «Спецгеофизика», ГФУП «ВНИИГеофизика», МПР РФ, Москва

⁴ ООО «Северо-Запад», Москва

⁵ ФГБУН Институт нефтяной геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

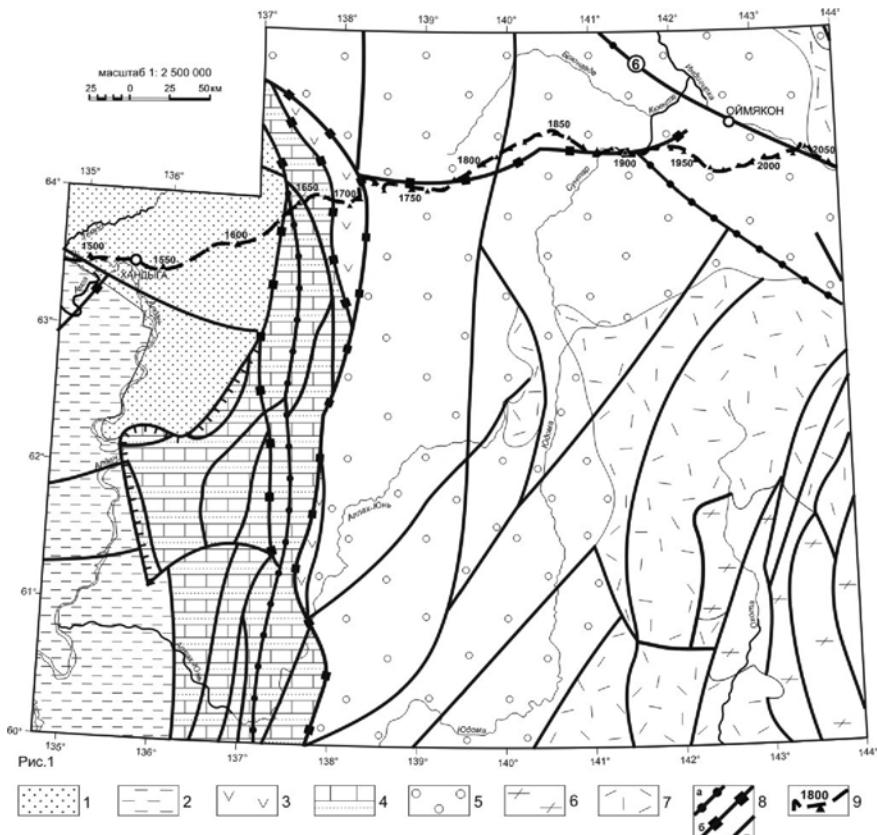


Рисунок. Схема тектонического районирования восточной части Северо-Азиатского кратона в полосе профиля 3-ДВ.

1–5 – Сибирская платформа: 1 – Приверхоянский мезозойский ($J-K_1$) рифтогенный прогиб; 2 – Вилойская мезозойская (J) синеклиза; 3 – Сетте-Дабанский девон – карбоновый рифтогенный прогиб; 4 – Юдомо-Майский рифейский рифтогенный прогиб; 5 – карбон–пермский Южно-Верхоянский прогиб; 6 – Охотский микроконтинент (докембрийский массив); 7 – Кудусунская позднемеловая–кайнозойская вулкано-тектоническая структура рифтогенного типа; 8 – разломы: а – мантаные, в – нижнекоровые, в – прочие; 9 – линия профиля 3-ДВ с номерами пикетов в км

на 700 км при ширине от 40 до 110 км. На юге он замыкается в теле Сибирской платформы, а на севере погружается под смятые в узкие линейные складки карбон-пермские отложения Верхояно-Колымского орогенного пояса. Прогиб углубляется от 5 км на южном окончании до

27 км в полосе профиля ЗДВ. В этом же направлении увеличивается и ширина прогиба, что говорит о том, что раскрытие рифта шло в южном направлении.

Представление о ведущей роли рифтогенеза в рифейском тектоническом развитии Юдомо-Майского прогиба подкрепляется широким развитием в нем магматических пород субщелочного и щелочного составов (даек и силлов долеритов, ультракалиевых высокомагнезиальных базитов, массивов ультраосновных щелочных пород), прорывающих породы верхнего протерозоя (лахандинская и уйская) серии.

Современная граница Юдомо-Майского прогиба (ЮМпр) проводится по Восточно-Сетте-Дабанскому глубинному (нижнекоровому) разлому. На востоке, за разломом, прогиб перекрыт карбон-пермскими отложениями Южно-Верхоянского прогиба мощностью до 9 км. По сейсмическим данным (МОВ-ОГТ), комплексы ЮМпр прослежены на восток под отложениями Верхоянского прогиба еще на 70 км. По сейсмическим и геоэлектрическим данным, западный борт прогиба по пологому (около 13°) разлому надвинут на структуры Вилуйской синеклизы и позднемезозойского Приверхоянского рифтогенного прогиба. Амплитуда перекрытия от первых километров до 25 км. Прогиб асимметричен. Его осевая часть смешена к востоку. Формирование рифейских осадков происходило в мелководном бассейне (волноприбойные знаки, трещины усыхания, следы дождевых капель).

Вендские, кембрийские, ордовикские и силурийские отложения с несогласием перекрывают мезо-неопротерозойские толщи прогиба. В восточной части Юдомо-Майского прогиба (Сетте-Дабанская зона), они отличаются повышенными мощностями (суммарно до 4300 м), в отличие от западной (Кыллахской), где их мощность не превышает 2300 м.

На восточной границе Юдомо-Майского прогиба установлены фрагменты эйфель-фаменского авлакогена, отделившего в начале карбона от восточной окраины Северо-Азиатского кратона несколько крупных блоков. На них возник новый Оймяконский морской бассейн. Его вулканогенно-осадочные отложения со стратиграфическим несогласием залегают на карбонатных породах силура.

В составе выполняющих рифт отложений установлены песчаники, базальты, рапахазальты, их туфы, известняки и гипс. По химическому составу большинство базальтов принадлежат к умеренно-щелочной калиево-натриевой серии. Дайки и силлы сложены тешенитами, шонкинитами, долеритами и габбро-долерита-ми умеренно-щелочной калиево-натровой серии. Дайки основных пород сложены долеритами и габбро-долеритами. К-Ar методом они датируются в 345 ± 20 млн лет [3].

Породы карбона–перми Южно-Верхоянского перикратонного прогиба на юге с несогласием перекрывают рифей-силурийские платформенные отложения, с запада по Восточно-Сетте-Дабанскому разлому со-прикасаются с Юдомо-Майским прогибом и девон-карбоновой Сетте-Дабанской рифтовой структурой [1]. На востоке он граничит со структурами Охотского массива, а на северо-востоке перекрыт позднепермскими и триас-юрскими отложениями Верхояно-Колымского орогенно-го пояса. Его отличительной особенностью является терригенный со-став пород и полное отсутствие позднепалеозойских интрузивных обра-зований. Мощность слагаемых пород 4–5 км на юге 7–9 км на севере. Для прогиба характерна линейная складчатость с углами падения крыльев от 20° до 60° с широкими плоскими синклиналями, разделен-ными узкими линейными антиклиналями.

В самостоятельный тектонический элемент выделена альб–позднемеловая–кайнозойская Куйдусунская вулкано-тектоническая структура (ВТС) со своими глубинными корнями. Глубокий отрица-тельный минимум аномального гравитационного поля, интенсивный тепловой поток до 100 мВт/м² [2], результаты 3D плотностного модели-рование и частично данные МОВ-ОГТ позволяют сделать предположе-ние о плюмовой природе ВТС.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации / Отв. ред. Л.М. Натапов, Е.П. Сурмилова. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист Р-54, 55 - Оймякон, О – 55. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 231 с.
2. Стогний Г.А., Стогний В.В. Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. 174 с.
3. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. 571 с.

Тектоническая модель инверсионной стадии в Кельтиберских горах (Восточная Испания)

В данной работе рассматривается проблема, связанная с региональной альпийской тектонической эволюцией Кельтиберских гор (далее – КГ). КГ представляют собой альпийский авлакоген, претерпевший тектоническую инверсию, [2]. Они протягиваются на 500 км в СЗ направлении между Пиренеями и Бетидами в восточной части Иберийской плиты. Они перпендикулярны Бетидам, поэтому их считают не вполне развитой ветвью тройника RRR, т.е. авлакогеном [2, 3, 5–8].

В настоящее время господствуют три модели тектонического развития КГ. В основном, упомянутая выше проблема заключается в определении времени начала стадии тектонической инверсии и ее механизма. Для решения этой проблемы мы открываем новый путь исследования, основанный на концепции геодинамики иерархических соподчиненных геосфер (ГИСГ) [1, 4].

Картина начальных стадий развития Кельтиберского авлакогена (далее – КА) практически не оспаривается. Выделяются два этапа растяжения: первый – пермо-триасовый, второй – позднеюрский, [2]. Споры ведутся по поводу стадий последующего сжатия. Первые тектонические модели развития КГ включали в себя несколько этапов сжатия. В этих моделях выделяются как минимум два этапа (первый – олигоценовый, и второй – миоценовый), [2].

Модели второго класса защищают позицию о существовании одного регионального субмеридионального направления сжатия со стороны Бетидов. В них начало стадии тектонической инверсии то же самое, что и в предыдущих моделях [3].

В последние годы некоторые авторы разработали третью модель, обращая внимание на региональные поля напряжения. Они предполагают, что тектоническая инверсия КА происходила под влиянием внешних полей напряжений, которые чередовались между собой с эоценом до конца миоцена. Они выделяют 4 (в некоторых зонах даже 5) полей напряжений. Для каждого из них ориентировка осей сжатия и причина создания поля разные [6].

¹ Кафедра Динамической геологии МГУ им. М.В. Ломоносова

Тектонические интерпретации для конкретных зон приводят к возникновению проблем определения времени начала этапа тектонической инверсии и ее механизма. Двумя наиболее изученными и в то же время спорными зонами в КГ являются хребет Камерос (западный депоцентр) [7] и зона Маэстрасго (пересечение самих КГ с Каталонскими горами) [5, 8]. Для обеих зон характерны сложная геологическая структура, по сравнению с другими зонами КА, появление кливажа и сильная гидротермальная деятельность. Изучая соотношение тектонических структур с другими геологическими фактами (меловой гидротермализм и данные петромагнетизма) в этих зонах, некоторые авторы заключили, что тектоническая инверсия началась в конце мелового периода [5, 7, 8].

Наши наблюдения сосредоточены в восточном секторе КГ (зоне Маестрасго), конкретнее – в хребте Эспадан, где появляется кливаж, образованный в альпийском цикле [5]. Этот кливаж тесно связан с гидротермальной деятельностью, поскольку его появление и интенсивность развития обуславливаются гидротермализмом [5]. Так как возраст гидротермальной деятельности сantonский (верхний мел) [8], должен существовать эпизод сжатия такого же возраста, который привел к образованию этого кливажа. Оценив $P-T$ -условия, которые могли существовать во время образования кливажа, мы пришли к выводу, что при нормальном геотермическом градиенте в кливажированных породах глубина, и температуры не могли достигать значений, необходимых для его формирования [5].

Похожая ситуация обнаруживается и в западной части КГ, в бассейне Камерос. При переходе на региональный уровень, мы находим и другие факты, которые современные тектонические модели не способны объяснить. Первый из них – это региональный термальный импульс. В некоторых зонах он выражается в виде гидротермализма и везде – в виде петромагнитной аномалии (перемагничивания) [7]. Второй – изменение кинематики некоторых разломов, которые в конце мела меняют свою сбросовую кинематику на сбросо-сдвиговую и даже взбросовую [7]. И, наконец, третий – стратиграфически-седиментационные факты: верхнемеловые несогласия, продолжение погружения и осадконакопления в Кельтиберских бассейнах [2]. Таким образом, ключевым вопросом можно считать следующий: как одновременно могут происходить образование кливажа и осадконакопление. Большинство авторов решают его, интерпретируя кливаж как кайнозойский (позднее осадконакопления) и происходящий на этапе тектонической инверсии. Авторы, считающие его докайнозойским, выделяют короткий этап сжатия до начала олигоцено-

вой тектонической инверсии [7]. Мы считаем этот подход неверным, поскольку такие короткие и локальные этапы сжатия невозможны.

Наша модель строится на двух фактах: (1) P - T -условия при нормальном градиенте недостаточны для образования кливажа и (2) в одном и том же бассейне образуется кливаж при осадконакоплении в режиме растяжения.

Поскольку есть кливаж, P - T -условия каким-то образом были достигнуты. Кливаж был образован благодаря верхнемеловой гидротермальной деятельности, которая привела к повышению температуры [5]. Этот факт подтверждается связью гидротермальной деятельности с кливажом и региональным перемагничиванием. В итоге, можно сказать, что в верхнемеловую эпоху имел место термальный импульс, причиной которого явилась термальная мантийная аномалия [2].

Одновременное сосуществование кливажа и осадконакопления при условиях растяжения объясняется термофлюидной конвекцией в осадочном чехле. Причина возникновения данной конвекции в чехле – верхнемеловой термальный импульс [1]. При повышении температуры в нижней части толщи начинает действовать процесс дилатации. Объём горных пород увеличивается, в большой мере из-за присутствия гидротермальных флюидов. Это увеличение объема вызывает сопротивление окружающей геологической среды, создавая горизонтальное сжатие, благодаря чему образуется кливаж. Процесс идёт дальше, и возникает термическая и гравитационная неустойчивость в виде инверсии плотности и активизируется термофлюидная конвекция в осадочном чехле [1]. При существовании конвективных ячеек легко объяснить изменение характера напряжений по латерали и вертикали: сжатие на одном участке нижней части толщи и растяжение на ее другом участке при расщеплении на одном участке верхней части толщи и сжатие на другом участке. Эти участки толщи расположены в шахматном порядке [1, 4].

Согласно нашей модели, начало инверсионной стадии в КГ произошло в сantonский век (поздний мел) [5]. В тех зонах, где гидротермальная деятельность была более активная, образовались кливаж и другие структуры сжатия. В остальных зонах, следствиями начала инверсионной стадии являются перемагничивания, стратиграфические несогласия и изменение кинематически структур. Кайнозойскую тектоническую эволюцию можно вполне описать перечисленными выше региональными моделями тектонической эволюции. Наша модель лишь уточняет самое начало тектонической инверсии. То, что происходит в кайнозое – это интенсивное укорочение всех крупных бассейнов Иберийской микроплиты. Это интенсивное укорочение маскирует термо-

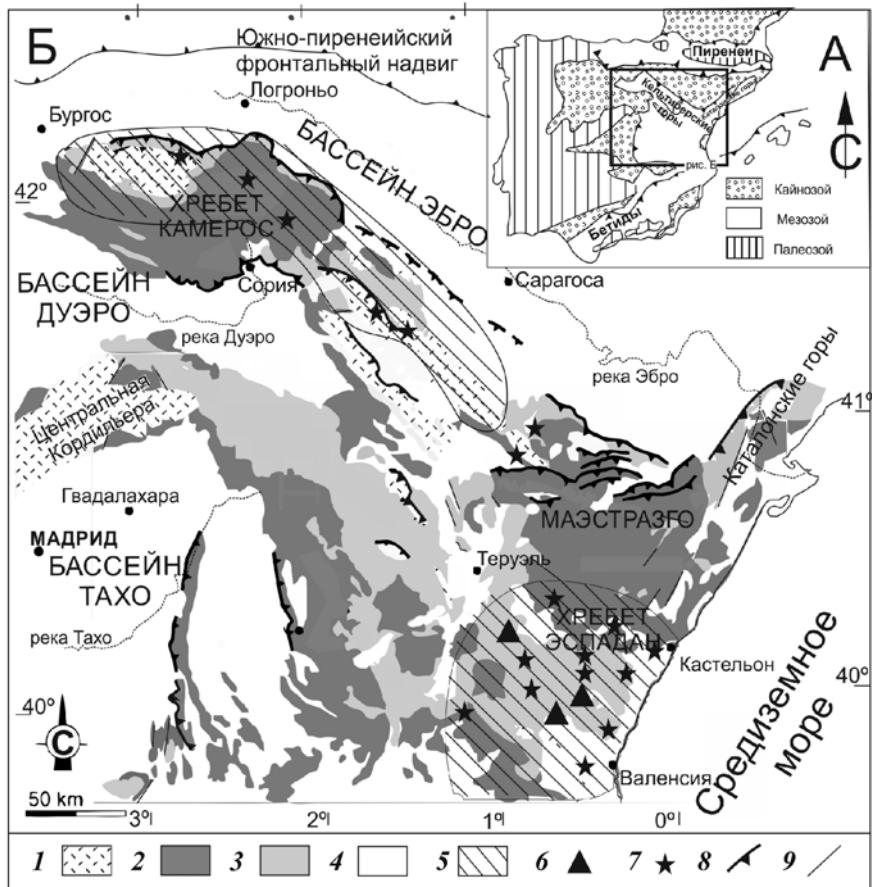


Рисунок. Кельтиберские горы в контексте Иберийской микроплиты (А); Тектоническая схема Кельтиберских гор (Б). 1 – палеозойские, 2 – триасово-юрские, 3 – меловые, 4 – кайнозойские, 5 – зона с мезозойскими магматическими явлениями, 6 – юрские вулканы, 8 – надвиги, 9 – разломы

флюидную конвекцию, происходящую в начальной стадии тектонической инверсии КА, но одновременно и активизирует ее. Сочетание этих двух разномасштабных процессов представляет собой одно из проявлений ГИСГ [4].

Литература

1. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
2. Alvaro M. et al. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica // Acta geológica Hispánica. 1979. № 14. С. 172–177.
3. De Vicente G. et al. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain // Tectonophysics. 2009. № 470. С. 224–242.
4. Goncharov M.A. Plate tectonics as a component of the geodynamics of hierarchically subordinate geospheres // Horizons in Earth Science Reseracr. 2011. № 5. С. 133–176.
5. Gual Pérez J. et al. Kinematic characterization of cleavage in Permo-Triassic red beds of the Espadán Range (Castellón, NE Spain) // Geogaceta. 2012. № 51. С. 75–78.
6. Liesa C.L., Simón J.L. Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain) // Tectonophysics. 2009. № 474. С. 144–159.
7. Soto R. et al. Widespread Cretaceous inversion event in northern Spain: evidence from subsurface and palaeomagnetic data // Journal of the Geological Society. 2011. № 168. С. 899–912.
8. Tritlla J., Soler J. A new dated Cretaceous hydrothermal event in the Iberian Ranges (eastern Spain) and its significance within the Mesozoic thermal scenario in the Iberian Peninsula // Ore Geology Reviews. 1999. № 15. С. 243–259.

М.К. Данукалова, А.Б. Кузьмичев¹

Деревянные горы (о. Новая Сибирь): складчато-надвиговый ороген неоплейстоценового возраста

Интенсивные складчато-надвиговые деформации верхнемеловых отложений в Деревянных горах на острове Новая Сибирь (архипелаг Новосибирские о-ва) представляют одну из геологических загадок. Во время мелкомасштабной геологической съемки они были интерпретированы как проявление альпийской фазы складчатости на Новосибирских островах, что подтверждалось широким распространением вулканогенных пород в составе отложений [1]. М.К. Косько и Г.В. Труфанов пишут о предплиоценовом возрасте деформаций и объясняют их сильной геодинамической активностью в олигоцен-миоценовое время, повлекшей горизонтальные перемещения в обстановке сжатия [2]. Анало-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

гично, Л.М. Парфенов и его соавторы связывают деформации в Деревянных горах с эпизодом сжатия, осуществившимся в конце миоцена [3].

Во время полевого сезона 2013 г. нами была детально изучена геология этого участка и получены предварительные данные о возрасте дислокаций. По нашим наблюдениям, меловые отложения действительно слагают складчато-надвиговый пояс с южной вергентностью структур. Нами закартирована южная часть пояса, образованная серией из пяти надвиговых чешуй; в составе каждой повторяется часть последовательности меловых отложений, суммарная мощность которых достигает 100 м. Чешуи бывают сложены моноклинальным фрагментом разреза или серией складок с южной вергентностью. Структура меняется по простирианию чешуй: лежачие складки могут замещаться открытymi складками или фрагментами моноклиналей. В целом, амплитуда перемещения и степень дислоцированности уменьшается в направлении восток–юго-восток. Поверхности некоторых смеcтителей прослежены на несколько километров. Угол их падения изменяется от субгоризонтального до крутого ($50\text{--}60^\circ$). Поверхности надвигов не всегда являются непрерывными: они могут по простирианию переходить в зону лежачих складок и далее в систему открытых складок.

Верхнемеловые породы Деревянных гор с эрозионным контактом и базальными конгломератами в основании, но без углового несогласия, перекрыты более молодым комплексом отложений, который ранее картировался как плиоцен под вопросом [4]. В нижней части этот комплекс сложен континентальными и прибрежно-морскими осадками, в которых нами найдены фрагменты бивня мамонта и зубы лошади. Отложения содержат линзы неуглефицированного торфа, веточки карликовой бересклеты и ивы. Эти находки с большой долей вероятности указывают на плейстоценовый возраст пород. По аналогии с подобными отложениями мыса Каменный (восточная часть о. Новая Сибирь), датированными изотопными и палеонтологическими методами [5], мы предположительно определяем их возраст как средний неоплейстоцен. Возможно, к началу совещания мы уже получим собственные определения возраста этих пород. Описываемые неоплейстоценовые осадки также участвуют в складчатости и в строении надвиговых чешуй наравне с меловыми породами.

Таким образом, возраст складчатости и надвигообразования в Деревянных горах не древнее среднего неоплейстоцена. Из этого следует, что единственной возможной причиной деформаций является покровное шельфовое оледенение, а деформации являются гляциодислокациями. На о. Новая Сибирь гляциодислокации конца среднего неоплейстоцена

описаны на мысе Каменном, где ими охвачены четвертичные отложения с пластовыми льдами [5]. В Деревянных горах масштаб деформаций намного больший: в складчатость и надвигообразование вовлечена толща верхнемеловых и четвертичных пород мощностью более 120 м, амплитуда перемещения по некоторым надвигам достигала первых сотен метров. Ледниковые деформации такого масштаба не являются уникальными и описаны в литературе. Подобную картину мы наблюдали также в северо-западной части острова Новая Сибирь (мыс Высокий), где на дислоцированных третичных и средненеоплейстоценовых (?) отложениях плащеобразно залегает валунная морена, в составе которой присутствуют валуны, перемещенные с островов Де Лонга.

Литература

1. Иванов О.А., Яшин Д.С. Новые данные о геологическом строении острова Новая Сибирь // Труды НИИГА. 1959. Т. 96. Вып. 8. С. 61–77.
2. Kos'ko M.K., Trufanov G.V. Middle Cretaceous to Eopleistocene Sequences on the New Siberian Islands: an approach to interpret offshore seismic // Marine and Petroleum Geology. 2002. V. 19. P. 901–919.
3. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. 571 с.
4. Труфанов Г.В., Белоусов К.Н., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXIV, XXXV, XXXVI; Т-56-XXXIII, S-54-IV, V, VI, X, XI, XII; S-55-I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, X, XI, XII; S-56-III, VII. Объяснительная записка. М., 1986. 106 с.
5. Басилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76–84.

**Следы древних землетрясений в долине р. Малый Яломан
(Горный Алтай)**

Район исследований расположен в пределах Яломанской впадины, которая является грабенообразным расширением долины р. Катунь, дренирующей в своем среднем и нижнем течении одноименный раздвинг. За инструментальный период наблюдения во впадине и ее близлежащем горном обрамлении сейсмостанциями зарегистрированы землетрясения до 9-го энергетического класса. Впадина выполнена мощным комплексом средне-поздненеоплейстоценовых отложений, по которым выработаны комплексы высоких и средних террас р. Катунь и ее боковых притоков. Высокие и средние террасы относятся к типу эрозионных, поскольку их цоколь представлен иининской (средненеоплейстоценовой) и сальджарской (поздненеоплейстоценовыми) толщами, сложенными циклитами отложений гигантских гляциальных паводков. Мощность иининской толщи может достигать 300 м, сальджарской – 60 м [3]. Фациальная архитектура циклитов, количество которых в иининской толще может достигать семи, а в сальджарской – трех, схожа, и в разрезе полного цикла выделяется следующий набор фаций: селевая, пойменная, русловая, опливневая, вторично-подпрудных озер [2, 4, 5]. В долинах боковых притоков (рр. Чуя, Иня, Большой и Малый Яломан и др.), которые заложены по сети неотектонических разломов, среди перечисленных доминируют отложения пойменной и опливневой фаций, а также фации вторично-подпрудных озер. По нашим представлениям, отложения иининской толщи следует коррелировать со стадией МИС-6 и, возможно, с МИС-8, а сальджарскую толщу – со стадией МИС-4 и, возможно, холодными подстадиями МИС-5 [2, 4]. После окончания эпохи паводков происходило врезание рек в толщи паводковых циклитов с формированием постининского и постсальджарского аллювия. Мощности аллювия не превышают 5 м. Соответственно, постининский аллювий, по нашему мнению, соотносится с МИС-5е, постсальджарский – с МИС-3. Неоплейстоценовые отложения перекрываются поздненеоплейстоцен-голоценовым субаэральным комплексом, включающим лес-

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

сы и золовые пески, делювиально-пролювиальные шлейфы. В них вложен голоценовый аллювий, формирующий низкие террасы и поймы.

При изучении разрезов четвертичных отложений в нижнем течении р. Малый Яломан обнаружено пять обнажений с разнотипными и разновозрастными деформационными структурами, которые авторы склонны соотносить с доисторическими землетрясениями. Ввиду отсутствия массива датировок абсолютного возраста для отложений долины р. Малый Яломан, дальнейшее описание сейсмогенных деформаций в разрезах дается в относительной стратиграфической последовательности, в соответствии с изложенными выше представлениями авторов о возрасте деформируемых отложений.

Сейсмогенные деформации, соответствующие начальной стадии формирования постсальджарского аллювия рр. Малый Яломан и Катунь, обнаружены в двух разрезах. Первый из них расположен в безымянном овраге, который рассекает среднюю террасу на левом берегу р. Катунь и, соответственно, правом берегу р. Малый Яломан. В нижней половине пятиметрового обнажения фиксируются серый песко-дресвяник (пойменная фация сальджарской толщи) с нечетко выраженной параллельной и полого-изогнутой слоистостью (видимая мощность до 1 м) и перекрывающий его серый аллювиальный галечник гравийно-дресвяный мощностью до 2 м с двумя прослоями песка по 10 см каждый. Подошва галечника мелкоступенчатая за счет малоамплитудных смещений по разломам, которые секут песко-дресвяники. Кроме ступенек наблюдаются клиновидные растяжения в песко-дресвяниках шириной до 0,5 м и глубиной до 0,7 м, выполненные аллювием.

Второй разрез расположен в карьере на левом берегу р. Катунь в километре к юго-востоку от устья р. Малый Яломан. Карьер выработан на поверхности средних террас недалеко от их тылового шва. Здесь вскрыт постсальджарский аллювий, представленный линзовидно-косослоистыми галечниками с гравием и песком. По строению отложения представляют собой комплексы латеральной аккреции. В нижней части разреза в песчано-гравийной линзе одной из кос обнаружены разрывы со смещением и системы мелких флексур. Усиление степени деформированности отложений приводит к уничтожению первичной слоистости. Следует указать, что деформированная линза находится между недеформированными аналогами.

Следы сейсмических событий, которые произошли в конечный этап врезания постсальджарского аллювия, зафиксированы в строении разреза, который расположен на левом берегу р. Малый Яломан в 3,5 км выше устья. Снизу вверх в стратиграфической последовательности

здесь вскрыты: (1) параллельно-слоистый дресвяник сальджарской толщи видимой мощностью до 3.5 м; (2) постсальджарские параллельно-слоистые алевриты и пески (пойменные или озерные) (до 1.5 м); (3) русловой аллювий, состоящий из косослоистых валунников и галечников, которые замещаются к кровле горизонтально-слоистыми песками и гравийниками поймы (мощность до 2 м); (4) делювий (МИС-2), представленный параллельно-слоистыми дресвянниками с прослойми песка, мощностью 10–12 м. В верхней трети слоя 2 четко прослеживается горизонт сейсмогенных конволюций мощностью 20–25 см, в пределах которого мелко-, тонкозернистые пески и алевриты собраны в складки. Отложения слоев 1–2 и нижняя часть слоя 3 на протяжении 100 м полого изогнуты и разбиты на блоки разномасштабными разломами и трещинами. Амплитуды смещения вдоль разломов, которые кинематически представляют собой преимущественно крутонаклонные сбросы и взбросы, находятся в диапазоне от 30 см до первых миллиметров, затухая вниз по течению р. Малый Яломан.

Деформации в виде грабенообразных просадок и клиновидных растяжений на границе сальджарских дресвянников и постсальджарского существенного галечного руслового аллювия зафиксированы в 300 м ниже по течению р. Малый Яломан в разрезе девятиметровой террасы его левого берега. Однако, более впечатляющими по масштабу здесь являются деформации, соответствующие следующему сейсмическому событию (серии событий?). В разрезе наблюдается крупномасштабное перемешивание сальджарских дресвянников, постсальджарских аллювиальных русловых галечников и пойменных алевритов, а также перекрывающего их делювия (МИС-2), состоящего из существенного песчаного и дресвяного материала. При перемешивании образуются структуры взаимного проникновения различного материала, амплитуда которых может достигать первых метров, а также многочисленные отторженцы. Следует отметить, что все обнажение сечется плотной сетью крутонаклонных и вертикальных трещин и разломов с малыми амплитудами (первые сантиметры – первые десятки сантиметров) смещения. Деформации срезаются аллювием Малого Яломана, который соответствует стадии его голоценового врезания и вырабатывания площадок эрозионных террас, в том числе, и в заполнившем долину в предыдущую холдинную стадию делювии.

“Верхняя” часть этих деформаций зафиксирована и в небольшом овраге, вскрывающем чуть более высокий террасовый уступ в 100 м к западу от предыдущего разреза. Здесь зафиксированы системы трещин и малоамплитудных разломов, секущие делювиальные отложения. Кроме

того, в обнажении впервые для территории Горного Алтая достоверно установлены незначительные (мощность до 10–20 см) по размерам песчаные дайки и силлы. Деформации запечатываются голоценовым русловым и пойменным аллювием, современной почвой.

Таким образом, в результате проведенных исследований в районе нижнего течения р. Малый Яломан в пяти разрезах установлены следы доисторических землетрясений. Первый возрастной уровень землетрясений соответствует начальной стадии врезания постсальджарского аллювия, второй – заключительной фазе его формирования и, соответственно, врезания р. Малый Яломан в эпоху МИС-3. Наконец, последние и наиболее сильные доисторические сейсмические события произошли после того, как долина Малого Яломана была вновь заполнена мощной толщей делювия, сформировавшейся за счет переотложения рыхлых сальджарской и ининской толщ в маловодную эпоху МИС-2, когда река не могла выносить большое количество поступающего со склонов обломочного материала. О верхней возрастной границе последних сейсмических событий косвенно говорит радиоуглеродная датировка, полученная В.А. Панычевым, А.М. Малолетко и Г.Я. Барышниковым из подгременной почвы, залегающей над голоценовым аллювием в районе последних двух обсуждаемых разрезов – 9715 ± 65 лет (СОАН-2621) [6]. Следовательно, обнаруженные сейсмогенные деформации и их типы указывают на то, что на протяжении второй части позднего неоплейстоцена – начала голоцена непосредственно в самой Яломанской впадине или близлежащем горном обрамлении происходили землетрясения с $M \geq 6$.

Литература

1. Деев Е.В., Зольников И.Д., Гуськов С.А. Сейсмиты в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 703–722.
2. Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов северной Евразии) // Литосфера. 2012. № 6. С. 14–35.
3. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1964. № 29. С. 115–131.
4. Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 906–918.
5. Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. 137 с.
6. Рusanov Г.Г., Oрлова Л.А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины. Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.

Позднемезозойский этап эволюции восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса

Восточное звено Монголо-Охотского орогенного пояса (МООП) к началу позднего мезозоя представляло коллаж террейнов [1], на территории которых не фиксируется магматическая составляющая. Основная часть этой составляющей пояса оставалось амагматичным до кайнозоя (?). Тогда как его восточное окончание, являющее собой зону перехода континент–океан, в позднем мезозое отмечено формированием четырех вулкано-плутонических комплексов [2, 3]: 120, 105–102, 101, 95–90 млн лет.

Поздняя юра – 120 млн лет. Образования этого этапа (унериканский комплекс) встречаются исключительно в пределах Ниланского террейна [4]. Комплекс сложен преимущественно риодацитами, риолитами, трахидацитами, трахириолитами. Средние, основные вулканиты и туфогенно-осадочные отложения составляют менее 7 % комплекса. Вулканиты принадлежат известково-щелочной серии, низко- и высококалиевые, пересыпанные глиноземом, низко-умеренно-магнезиальные, с низкими содержаниями Nb, Ta, Sr, Zr, Ti и умеренно пониженными концентрациями Y, Yb, Ni, Co, Cr, V. Вулканиты залегают на среднеюрских осадках. В основании покровов в туфах содержатся остатки позднеюрской флоры. Если начало накопления туфогенной составляющей относится к поздней юре, то завершение формирования комплекса, связанное с излиянием лав – к раннему мелу: 120±5 млн лет [5].

Формирование вулканитов с возрастом 105–102 и 101 млн лет настолько сближено по времени, что их иногда считали единым бимодальным комплексом, что не получило подтверждения [2]. Вулканты этого этапа (Селитканская зона) с резким несогласием перекрывают континентальную молассу альт-альба, сложнодислоцированные океанические образования Галамского, Ниланского, Ульбанского террейнов восточного окончания МООП и играют «сшивающую» роль для этих террейнов. Этап 105–102 млн лет отмечен формированием толщи андезитового состава: андезиты, андезитовые базальты, редко – дациты. Позднее – 101 млн лет – андезитовая толща перекрывается, а иногда переслаивается, лавами риолитов, трахириолитов [2]. Покровным фациям комагматичны субвулканические и плутонические образования: кварцевые диориты, кварцевые диоритовые порфиры, гранодиориты и

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

гранодиорит-порфиры в первом случае; граниты, гранит-порфиры и субщелочные гранит-порфиры – во втором. В составах всех разновидностей пород зоны устанавливаются пониженные содержания Nb и Ta, обогащение LREE, Ba, Rb, K, Th, U. Значение соотношения двух последних элементов, которое приближается к 4 (3.7–4.7), указывает на близость состава пород лавам активных континентальных окраин, а также отражает эволюционную зрелость литосферы по [6].

Завершается магматическая активность на территории МООП 95–90 млн лет назад. Вулканиты этого этапа (Эзоп-Ямалинская зона) перекрывают породы палеозойского–раннемезозойского возрастов. Значительную часть комплекса составляют субвулканические образования. Покровная фация представлена туфами и игнимбритами дацитов и риолитов, трахириолитов, трахириодацитов, реже – лавами и вулканогенно-терригенными образованиями. Комагматичные вулканитам гранитоиды имеют гранит-лейкогранитовый состав. Это высококалиевые, перглиноземистые образования известково-щелочной серии. Они умеренно обогащены Rb, Ba, Th, REE, при деплетировании в отношении Nb, Ta, Sr [7]. Для риолитов Ar/Ar методом получен возраст 90.4 ± 1.4 млн лет. С учетом Rb-Sr и U-Pb датировок возраста гранитоидов этой зоны (95.2 ± 0.7 млн лет, 94.8 ± 2.2 млн лет) показано, что интервал формирования вулкано-плутонической зоны составляет 95–90 млн лет [8].

Что происходило в позднем мезозое в окружении восточного звена МООП? В его южном и северном обрамлении в интервале 140–122 млн лет назад шло становление дифференцированного вулкано-плутонического комплекса, где значительная роль принадлежала плутонической составляющей. По своим геохимическим характеристикам эти породы соответствуют надсубдукционным образованиям известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа [3, 9, 10]. В интервале 119–97 млн лет формируются породы бимодальных вулкано-плутонических комплексов трахибазальт-риолитового состава. Бимодальный магматизм сопровождал пульсационное закрытие Монголо-Охотского (МО) бассейна [11], которое прослеживается с запада [12] на восток. На протяжении более 20 млн лет характер магматизма не менялся и соответствовал внутриплитному. В начале позднего мела (97–94 млн лет назад) формируются породы трахиандезит-шошонитового комплекса, наиболее ярко проявившегося в южном обрамлении Монголо-Охотского орогенного пояса [13]. В северном обрамлении (на востоке) породы всех этих комплексов перекрываются образованиями мезо-кайнозойских осадочных бассейнов и вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. На востоке вдоль южного обрамления

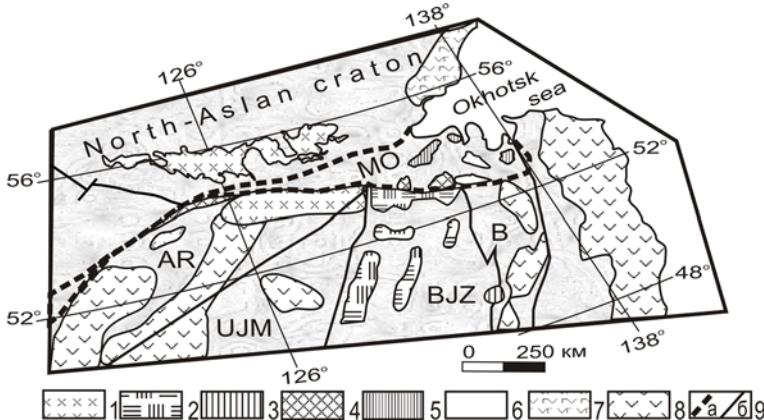


Рис. 1. Схема размещения пород вулкано-плутонических комплексов в пределах МООП и его обрамления, по [1] с дополнениями. Породы с возрастом в млн лет: в обрамлении МООП: 1 – 140–122; 2 – 120–105; 3 – 101–99; в пределах МООП: 4 – J₃–K₁; 5 – 105–101; 6 – 95–90; 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 8 – прочие вулканогенные пояса; 9 – тектонические границы: а – МООП, б – прочие. Террейны (коллаж террейнов): Аргунский (AR), Южномонгольско-Хинганский (UJM), Бурея-Цзямусинский (BJZ), Баджальский (B), Монголо-Охотский (МО)

пояса их распространение обрезается структурами Бурея-Цзямусинского супертеррейна, в пределах которого вулканическая активность характеризуется другими возрастными этапами. А именно: 135–136 млн лет назад формируются вулканиты трахириолитовой формации с геохимическими характеристиками пород внутриплитного магматизма; 120–105 млн лет – вулканические комплексы андезитовой формации с геохимическими характеристиками, свойственными надсубдукционным вулканитам известково-щелочных серий активных континентальных окраин андийского типа. Вдоль северной окраины супертеррейна выделены породы андезитовой формации, чьё становление происходило в островодужной обстановке [10]. На границе раннего и позднего мела (101–99 Ma) на границе Бурея-Цзямусинского и Баджальского террейнов формируется типично внутриплитный вулкано-плутонический комплекс риолитов – щелочных трахидацитов и, комагматичных им, гранитоидов.

Заключение. Процессы, которые происходили в позднем мезозое в пределах МООП и его обрамлении, выражены на поверхности формированием серии магматических комплексов. Они соответствуют сле-

дующим этапам: 140–122 млн лет назад происходила субдукция океанической плиты МО бассейна, как в южном, так и в северном направлении, вызванная сближением двух кратонов – Северо-Китайского и Сибирского; 119–97 млн лет назад – при продолжающемся сближении кратонов, происходит закрытие МО бассейна с запада на восток, которое сопровождается становлением контрастных комплексов в северном и южном обрамлении пояса; 97–94 млн лет – с завершением закрытия бассейна начинается деструкция консолидированных территорий в южном обрамлении. Самостоятельность магматических процессов в пределах Бурея-Цзямусинского террейна может указывать на его полную тектоническую самостоятельность и отсутствие его влияния на эволюцию МООП. На восточной окраине МООП с поздней юры до начала позднего мела существовала обстановка активной континентальной окраины. Вулканическая активность в период J_3 (120 млн лет) затронула только территорию Ниланского террейна. Вероятнее всего он представлял в этот период самостоятельную тектоническую единицу. А консолидация с остальными террейнами восточного окончания Монголо-Охотского орогенного пояса состоялась позднее. А вот в конце раннего – начале позднего мела здесь происходили, судя по интенсивности и распространению магматитов, катастрофические процессы, связанные с субдукцией Тихоокеанской плиты под континентальную окраину, т.е. под образования уже консолидированного Монголо-Охотского орогенного пояса.

Литература

1. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. №5. С. 24-43.
2. Дербеко И.М. Схема формирования магматических комплексов Селитканской вулкано-плутонической зоны восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса (Россия) по геохимическим данным // Геохимия. 2009. №11. С. 1155–1172.
3. Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканализм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT Academic Publishing GmbH&Co KG, 2012. 97 с.
4. Агафоненко С.Г., Асмолова Е.И. Особенности внутреннего строения вулканогенных толщ верхнего течения реки Селемджа // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Чита: ГГУП "Читагеолстемка", 2000. С. 58–59.
5. Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Дербеко И.М., Мельникова О.В. Изотопно-геохимические особенности и происхождение мезозойских вулкано-плутонических комплексов Верхнего Приамурья // Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М., 2006. Т. 2. С. 305–307.

6. Allerge G.J., Dupre B., Lewin E. Thorium. Uranium radio of the earth // Chem. Geol. 1986. V. 56. № 3/4. P. 219–227.
7. Дербеко И.М., Сорокин А.А., Агафоненко С.Г. Геохимические особенности кислого магматизма северо-западного фланга Хингано-Охотского вулкано-плутонического пояса (Эзопская и Ям-Алинская зоны) // Тихоокеанская геология. 2008. №1. С. 61–71.
8. Дербеко И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Сорокин А.П. Первые геохронологические данные для лав кислого состава Эзоп-Ям-Алинской вулкано-плутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Докл. РАН. 2008. Т. 419. №1. С. 95–99.
9. Inna Derbeko. Bimodal Volcano-Plutonic Complexes in the Northern Frames of Eastern Section of Mongol-Okhotsk Orogenic Belt // J. Earth Science and Engineering. 2012. V. 2. №2. P. 84–96.
10. Дербеко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов. Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. №3. С. 70–77.
11. 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 // Updates in volcanology – a comprehensive approach to volcanological problems. Croatia: Tech. Rijeka, 2012. P. 99–124.
12. Типы магм и их источники в истории Земли. Ч. 2. Редкометальный магmatизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / Ред. Богатиков О.А., Коваленко В.И. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 280 с.
13. 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.

Киселевский блок Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм, геохимия и геодинамика

Согласно современным представлениям и реконструкциям, проведенным на основе структурных, литолого-фациальных, биостратиграфических и геохимических данных [2, 6 и др.], породы Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинского пояса формировалась в условиях активной окраины Евразийского палеоконтинента в четырех палеозонах: 1) краевом вулкано-плутоническом поясе, наложенном на край Буреинского массива и восточную окраину Монголо-Охотского пояса; 2) Хабаровском меланжево-олистостромовом комплексе – фрагмент юрской аккреционной призмы; 3) Журавлевско-Амурском комплексе тектонических чешуй аркозовых песчаников и алевролитов – фрагмент окраинного турбидитового бассейна; 4) Киселевско-Маноминском комплексе тектонических чешуй – фрагмент среднемеловой аккреционной призмы. Внедрением гранитоидов хунгарийского и татибинского комплексов завершилось формирование континентальной литосферы Сихотэ-Алиня у восточной окраины Евразии.

Согласно альтернативным представлениям на эволюцию региона [5] «разнообразие структурно-вещественных комплексов, обрамляющих континентальную кору, не связано с наращиванием (аккрецией) континентов за счет океанических пространств, а является результатом, главным образом, рифтогенеза континентальной коры и ее дислокацией...». Пространственное соотношение крупных блоков пояса оставалось практически неизменным со временем их формирования, и только вдоль системы сдвигов Тан-Лу могли быть подвижки, не нарушившие их первичное распределение.

Веским доводом в пользу той или иной обозначенной выше гипотезы будет оценка истинных масштабов горизонтальных перемещений блоков (террейнов), выполняющих Сихотэ-Алинскую окраину Евразии. Поэтому необходимость привлечения палеомагнитного метода, по-

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

² ФГБУН Геологический институт РАН, Москва

³ ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

зволяющего на количественном уровне оценить параметры вращения блоков на сфере и, соответственно, истинные расстояния горизонтальных перемещений, очевидна. И работы в этом направлении велись, но, к сожалению, существовавший до последнего времени набор мезозойских палеомагнитных данных по региону не позволял сколь-нибудь уверенно говорить о горизонтальных крупномасштабных перемещениях террейнов, выполняющих сейчас Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс.

Киселевско-Маноминский террейн определяется многими исследователями [2, 4, 7, 11] как фрагмент среднемеловой аккреционной призмы, расположенной на лево- и правобережье нижнего течения р. Амур и протягивающейся узкой полосой северо-восточного простирания шириной 5–20 км от приусадебной части р. Уссури до побережья Сахалинского залива. Террейн разделен Центрально-Сихотэ-Алиньским левосторонним сдвигом на три сегмента: Киселевский, Маноминский и Вяземский [1, 4, 6 и др.].

В районе с. Киселевка террейн представлен плитчатыми кремнями, чередующимися со щелочными вулканитами и известняками. Структура изученного вулканогенно-кремнистого комплекса представляет собой пакет из 4-х тектонических пластин, сложенных ленточными и массивными кремнями, чередующимися с телами базальтовых потоков различной мощности и лав [1, 3, 7]. Пластины отделены друг от друга зонами срывов, к которым приурочены и складчатые деформации. Азимут падения слоев в пластинах меняется от западного до северного направлений с углами от 20 до 80°.

Работами [3, 7] был установлен позднебарремский–среднеаптский возраст кремней в этих толщах. Позднее возраст радиолярий в кремнях киселевского разреза был определен от геттанга ранней юры до берриаса раннего мела, а возраст радиолярий в хаотических образованиях, содержащие крупные глыбы базальтов и известняков, охарактеризован как валанжин–готерив.

В результате палеомагнитных исследований была выделена характеристическая компонента естественной остаточной намагниченности осадочно-вулканогенных пород Киселевского блока, среднее направление которой для 11 точек в стратиграфической системе координат составляет Dec = 263.6°, Inc = -33.8°, K = 33.3, a₉₅=8.0°. Для этого направления имеется, во-первых, позитивный тест складки – кучность в стратиграфической системе координат существенно выше как на уровне образцов ($K_s/K_g=1.93$), так и на уровне точек отбора ($K_s/K_g=5.29$). Во-вторых, в киселевском разрезе имеются образцы с прямой и обратной

полярностью, но так как последние по количеству явно преобладают (> 90%), тест обращения имеет неопределенный характер. Кроме того, магнитоминералогические исследования свидетельствуют о высокой палеомагнитной стабильности большей части коллекции.

По данным геохимических характеристик вулканогенные породы Киселевского блока формировались во внутриплитной океанической обстановке, так как они близки таковым вулканитам Гавайской горячей точки.

Рассчитаны кинематические параметры миграции Киселевского блока и на основе модели [9] построены 3 палеореконструкции, согласно которым Киселевский блок: 1) в интервале 135–105 млн лет перемещался на плите Изанаги в северо-западном направлении со скоростью 15–20 см/год, пройдя, таким образом, расстояние более 5 тыс. километров до восточной окраины Евразии (район Корейского полуострова); 2) в интервале 105–70 млн лет в составе фрагмента аккреционного комплекса перемещался вдоль трансформной окраины Евразии на север со скоростью 4–5 см/год до своего современного положения (Нижний Амур) и вошел в состав континентальной плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (проекты № 12-II-CO-08-026, №12-I-0-OH3-07, 13-III-B-08-067) и РФФИ (проект 12-05-91158-ГФЕНа).

Литература

1. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13. № 6. С. 83–96.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 231 с.
3. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1994. Т. 13. № 6. С. 74–82.
4. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
5. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулкано-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеанская геология. Т. 16. №6. С. 58–79.
6. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Родионов С.М. Геодинамические реконструкции и металлогенез Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогенез Востока России. Кн. 2. Дальнаука, 2006. С. 880–898.

7. Ханчук А.И., Огнянов Н.В., Попова И.М., Филиппов А.Н. Новые данные о ранненемеловых отложениях Нижнего Приамурья // Докл. РАН. 1994. Т. 338, №5. С. 667–671.

8. Sakai T., Ishida K., Kozai T., Ohta T., Ishida N., Kirillova G.L., Kalinin Ju. Examination of the Late Jurassic-Early Cretaceous subduction complexes along the Amur River: a new perspective on the accretionary terrane in Far East // Cretaceous continental margin of East Asia: stratigraphy, sedimentation, and tectonic. The IV-th international symposium of IGCP 434. Khabarovsk. 3–12 september, 2002. P. 51.

9. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. V. 113. P. 212–270.

К.А. Докукина¹

Метапсевдотахилиты: свидетельства палеосейсмических дислокаций в зоне мезоархейской субдукции (Беломорская эклогитовая провинция)

Субдукционные границы литосферных плит генерируют крупнейшие землетрясения, которые составляют более 90 % от суммарного глобального сейсмического момента. Исследование эксгумированных субдукционных комплексов является единственным способом геологического наблюдения сейсмогенной зоны на глубине. Явные геологические свидетельства палеосейсмичности в субдукционных зонах были неизвестны, пока Фишер и Бин [1] не установили, что зоны меланжа, присутствующие в аккреционных призмах, представляют собой комплексы древних субдукционных разломов. Псевдотахилиты в древних субдукционных зонах удовлетворяют самые строгие критерии идентификации палеосейсмичных процессов [2] и являются уникальными свидетельствами динамических процессов разрываобразования во время землетрясений. Псевдотахилиты – это продукты экстремальных хрупких деформаций, формирующиеся в результате дробления и фрикционного плавления жестких горных пород при мгновенных с геологической точки зрения скоростях деформации [3]. Обычно это резко секущие жилки небольшой мощности, с резко выклинивающимися границами, выполненные скрытокристаллической стекловатой породой с зернами

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

мельчайших размеров и полосами течения, включающими милонитовые фрагменты. Псевдотахилиты или шоковые жилки встречаются во многих метаморфических комплексах в зонах тектонических нарушений, а также в пределах метеоритных кратеров и являются важными свидетельствами высокоскоростных деформаций в геологическом прошлом Земли.

В пределах мезо-неоархейской Беломорской эклогитовой провинции в 4-х км на ЮВ от села Гридино на о-ве Избная Луда исследованы аплитовидные прожилки, приуроченные к структурам тектонического брекчирования контрастных по составу пород [4]. Брекчии находятся в пределах Центрального домена (ЦД) острова, где преобладают серые и светло-серые полосчатые плагиогнейсы, амфиболиты, розовые микроклиновые лейкограниты. Полосчатость и гнейсовидность пород имеют северо-западное и субширотное простирание и регулярно смешены вдоль системы субмеридионально ориентированных малоамплитудных (первые метры) разрывов (рис. 1). Амплитуда смещения соизмерима с протяженностью самих разрывов: от первых сантиметров до нескольких метров. В целом сеть разрывов имеет закономерное строение, согласующееся со строением классической зоны объемного сдвигового течения вещества (shear band), формировавшейся в компрессионных условиях. Прогрессивное субмеридиональное сжатие привело к дроблению жесткого корового блока. Возрастающие сдвиговые напряжения реализовались в эшелонированной системе разрывов двух типов – проникающих разрывов субмеридиональной ориентировки, представляющих собой собственно внутриблочный взбросо-сдвиг и «слепых» разрывов, располагающихся под углами 45–70° к направлению основного сдвига. Иногда между разрывами сохраняются фрагменты ранних складок. Разрывы отличаются по строению сместителей [4]. Сместители протяженных разрывов, смещающие жилы микроклиновых гранитов и полосчатость в гранито-гнейсах, как правило, свободны от новообразований. Менее распространены разрывы, заполненные светло-серыми тонкозернистыми аплитовидными породами. Эти породы образуют жилы и прожилки с апофизами, имеют небольшую мощность (обычно 1–10 мм, до 2–3 см, иногда более 10–12 см), пересекают все типы пород, не выдержаны по простираннию и быстро выклиниваются. В некоторых случаях жилы, в свою очередь, смещаются по более поздним разрывам. Относительно крупные жилы содержат мелкие обломки плагиогнейсов и микроклиновых гранитов: порода превращается в мелкообломочную брекчию, где обломки представлены плагиогнейсами и микроклиновыми гранитами, а цемент – светло-серой тонкозернистой аплитовидной

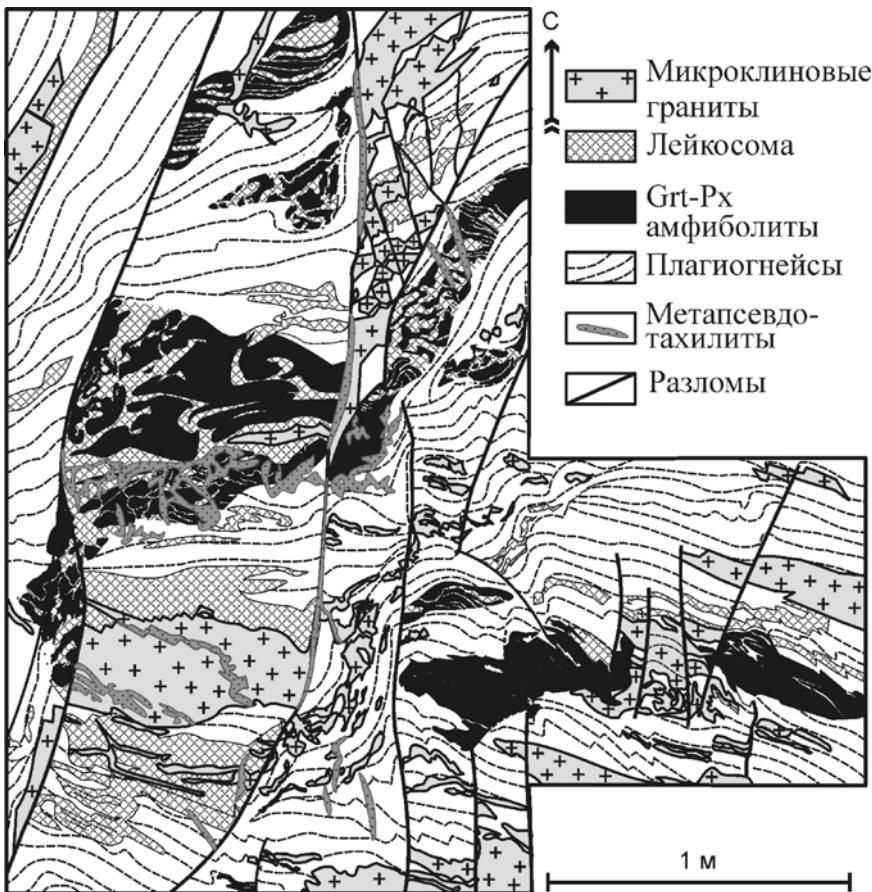


Рис. 1. Схема небольшого детального участка тектонических брекчий

породой. Морфология жилок свидетельствует о высокой миграционной способности выполняющего их материала и позволяет сопоставлять их с псевдотахилитами [5]. Формирование тектонических брекчий произошло после становления тел микроклиновых гранитов. В формировании структурного рисунка важную роль играла компетентность участующих в строении ЦД пород. Полосчатость мигматизированных гнейсов характеризуется плавными подворотами на границе с разломами, что в целом отвечает пластическому стилю деформации. Тела микроклиновых гранитов в основном деформировались как жесткие блоки.

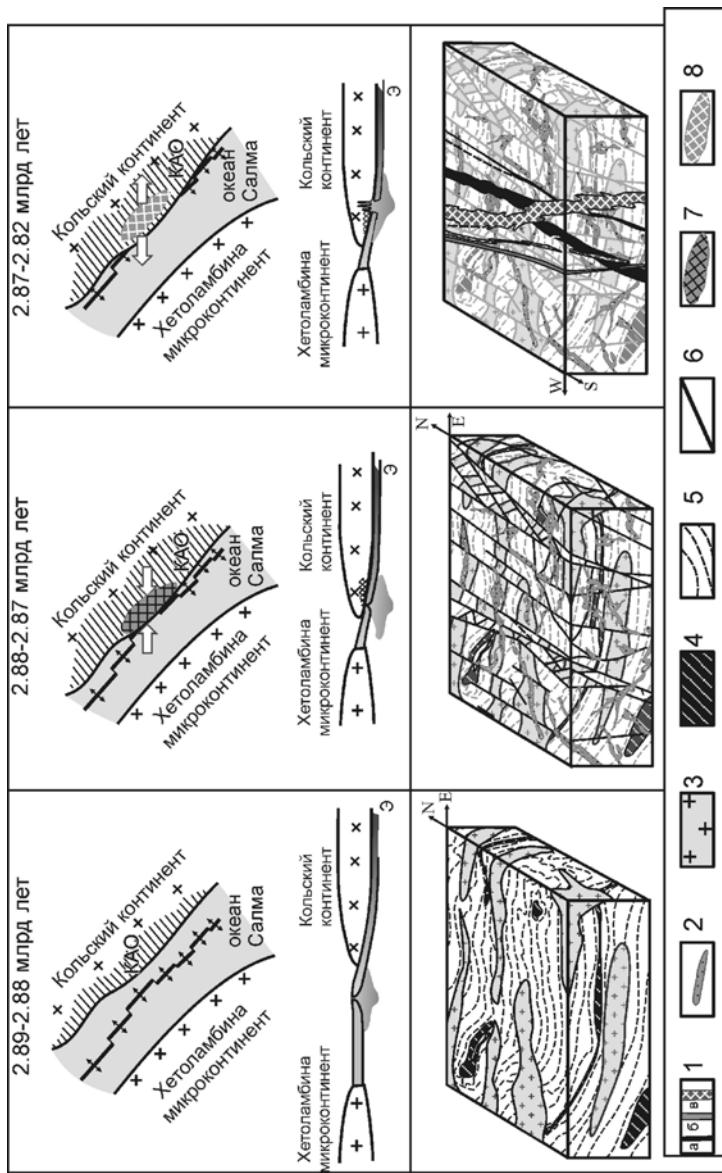


Рис. 2. Схематическая модель начала погружения спредингового центра океан Салма под край Кольского континента.

1 – магматические лайки; 2 – метабарронориты поздней генерации; 3 – метапесчано-хиллиты; 4 – микроклиновые граниты; 5 – симплектитовые эпигнозы и кинопироксен-транзитовые амфиболиты; 6 – плагиогнейсы; 7 – разрывы; 8 – зона растяжения; КАО – Кольская активная окраина, Э – эклогиты

В целом, это отвечает хрупко-пластичному режиму внутрикоровой деформации. На высокую скорость деформации указывает формирование псевдотахилитов, образование которых в процессе фрикционного трения является реакцией жесткой коры на сейсмические события. Смещение жил псевдотахилитов по системе хрупких разрывов свидетельствуют о том, что деформации были пролонгированы во времени. Под действием нагрузки породы испытывали ползучесть с пластическими деформациями гнейсов до тех пор, пока не был достигнут предел их прочности. При достижении предела прочности происходило геологически мгновенное разрывообразование и смещение по разрывам, что приводило к снятию напряжений. Если напряжение продолжало действовать, такой сценарий мог повторяться циклически. Тектонические брекчии рассечены субмеридиональными эклогитизированными магматическими дайками по нашему мнению архейского 2.87–2.82 млрд лет [6], по мнению других исследователей, палеопротерозойского ~ 2.4 млрд лет [7] возраста. В любом случае, формирование брекчий, метапсевдотахилитов и сопутствующее ему сейсмогенное событие происходили в архейское время до внедрения даек. Регулярные и закономерно ориентированные апофизы даек, а также явные сдвиговые смещения даек являются доказательством того, что дайки внедрялись синхронно сдвиговым хрупким деформациям. Направления этих деформаций согласны основным направлениям сдвига при формировании тектонических брекчий. Однако в отличие от компрессионных условий, в которых происходило брекчирование, формирование дайкового роя характеризует условия растяжения. Эти простые наблюдения позволяют предложить простую гипотетическую модель последовательности событий, основанную на уже сложившихся представлениях об эволюции региона [8].

Модель реализации сейсмических деформаций с формированием тектонических брекчий и последующим за ними внедрением магматических даек в зоне субдукции представлена на рис. 2. Изученные в пределах Беломорской эклогитовой провинции структуры тектонического брекчирования континентальных пород активной окраины Кольского палеоконтинента, и сопряженные с брекчиями псевдотахилиты являются важными признаками палеосейсмических процессов и деформаций, реализующихся в относительно малоглубинных субдукционных условиях. Кварц-полевошпатовый состав деформированных пород позволил достаточно четко определить уровень дислокаций, отвечающий хрупко-пластическому переходу при 350–450 °C на глубинах 10–15 км. Напряженное состояние висячего крыла субдукционного канала отвечало начальным стадиям погружения срединно-океанического хребта мезо-

архейского океана Салма в 2.88–2.87 млрд лет назад; и завершилось сбросом напряжения и раскрытием субдукционного окна за счет растягивающих напряжений спредингового центра. Субдукционное окно существовало на протяжении достаточно длительного периода 2.87–2.82 млрд лет и определяло развитие широкого ареала мантийного магматического и корового кислого магматизма до того момента, пока не возобновились субдукционно-коллизионные процессы 2.82 млрд лет назад.

Литература

1. Fisher D., Byrne T. Structural evolution of underthrusted sediments, Kodiak Islands, Alaska // *Tectonics*. 1987. V. 6. P. 775–793.
2. Cowan D.S. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // *Journal of Structural Geology*. 1999. V. 21. P. 995–1001. doi: 10.1016/S0191-8141(99)00046-2.
3. Spray J. Pseudotachylite controversy: fact or friction? // *Geology*. 1995. V. 23. P. 1119–1122. doi: 10.1130/0091-7613(1995)0232.3.CO;2.
4. Травин В.В., Степанов В.В., Докукина К.А. Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. Вып. 8. С. 40–49.
5. Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2. Folds and Fractures. London, 1987. P. 309–700.
6. Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L.M., Belousova E.A., Simakin S.G., Lepehina E.N. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: geochronological evidence // *Gondwana Research*, 2013. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>
7. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 238–242.
8. Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. The Meso-Neoarchaean Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution // *Gondwana Research*, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>.

А.А. Долгая, Д.Р. Акманова, А.В. Викулин¹

О периодичности геодинамического процесса

Сейсмичность и вулканизм как процессы планетарного масштаба взаимосвязаны [9]. Большая часть всех землетрясений, в том числе и

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

самые сильные располагаются в пределах тектонически активных поясов, вблизи таких поясов расположены и самые активные вулканы мира.

Исследование временных закономерностей проводилось на основании базы данных о сильнейших землетрясениях (за 4 тыс. лет, $6.0 \leq M \leq 9.5$, $N \approx 10000$) и извержениях вулканов планеты (за 12 тыс. лет, $1 \leq W \leq 7$, $N \approx 7000$). В качестве энергетической характеристики извержений используется W – индекс вулканической активности, численные значениям которого $W = 1, 2, \dots, 5, \dots, 7$ соответствуют объемам выброшенного материала $10^{(4-5)}, 10^3, \dots, 1, \dots, 10^2 \text{ км}^3$.

Исследование проводилось с помощью двух методов. Метод спектрального анализа временных рядов заключается в решении задачи линейной множественной регрессии с помощью преобразований Фурье. Метод спектрально-корреляционного анализа основан на равносильности представления функций во временной и частотной областях с помощью преобразований Фурье [6]. Спектрально-корреляционный анализ временных рядов также содержит в себе формулы преобразований Фурье, однако при этом выявляемые периоды проверяются на достоверность посредством проверки гипотезы о «белом шуме».

С помощью специально разработанной авторами информационно-вычислительной системы [1] были проанализированы каталоги сейсмических и вулканических событий. В ходе вычислительных экспериментов исследуемая исходная совокупность данных проверялась на устойчивость выявляемых для нее периодов с помощью формирования различных выборок: изменялся энергетический и временной диапазон участвовавших в эксперименте рядов данных. В результате было выявлено большое число различных периодов сейсмического и вулканического процесса, однако наибольший интерес представляют повторяющиеся значения периодов, выявляемые при различных условиях проведения вычислительного эксперимента. Аналогичный метод проверки на устойчивость выявленных периодов применен в работе [7] при исследовании временных закономерностей вулканической активности Курильской островной дуги.

Методом спектрального анализа (Фурье-анализа) выявляются периоды в диапазоне от 3 до 500 лет для сейсмического процесса и от 60 до 800 лет для вулканического. Периоды, полученные в результате применения метода спектрально-корреляционного анализа временных рядов (СКАВРЯ) лежат в пределах от 6 до 4100 лет для землетрясений и от 100 до 4500 лет для извержений вулканов.

Анализ выявленных «сейсмических» периодов показал, что все значения периодов можно разделить на две совокупности с различными по

«структуре» гармониками. Периоды первой группы имеют небольшие значения $T_{C1} \approx 3, 6, 24, 30$ лет, кратные $T_{01} = 3$ и/или 6 гг., и могут быть связаны с фор-афтершоковыми процессами и соответствующими им структурами внутри очагов сильнейших в смысле [2] землетрясений. Ко второй группе относятся «сейсмические» периоды $T_{C2} \approx 220, 420, 650, 1000$ и 2000 лет с кратным с $T_{02} \approx 200\text{--}250$ лет. Граница между выявленными группами проходит на примерно $T_C = 60\text{--}100$ гг. и соответствует значительным изменениям в структуре гармоник периодов $T_{C1} < T_C$ и $T_{C2} > T_C$.

Приведенные нами данные, в целом, подтверждают результаты, полученные ранее авторами и другими исследователями [5, 8]. Согласно обзору [2, с. 17] период, равный 200 годам, был выделен на сейсмологическом материале Новой Зеландии, для желоба Нанкай были выявлены характерные периоды, равные 600 и 1200 годам; для Армении выделяется период «общей продолжительностью 800-950 лет, сейсмоактивная часть которого охватывает около 600 лет», для землетрясений Турции – выделяется период продолжительностью 250-300 лет, для Китая выделены периоды продолжительностью 240-280 и около 1000 лет.

В результате анализа данных о периодах вулканического процесса для всех изучаемых совокупностей данных выявлены общие периоды $T_B \approx 62, 220, 450, 1000, 1400, 2000$ и 3300 лет, которые согласуются с полученными авторами ранее результатами [4]. Приведенные данные подтверждают вывод, сделанный в работе [8], о наличии, среди прочих, 60-летнего цикла повторяемости извержений.

Согласно данным [3] выявленные периоды наблюдаются в извержениях как одного вулкана, так и нескольких, расположенных в пределах одного региона. Так, извержения вулкана Кракатау (Индонезия) в 416 и 1883 гг. произошли с интервалом в 1467 года, извержения вулкана Паго (Папуа Новая Гвинея) в 1370 г. до н.э. и 710 г. н.э. – с периодом в 2080 лет. Вулкан Пинатубо (Филиппины) извергался в 1050 г. до н.э. и 1991 г. н.э. – с периодом 3041 год, вулканы Амбрим (Новые Гибриды) в 50 г. и Кувае (Новые Гибриды) в 1452 г. – с периодом в 1402 года, вулканы Кагуяк (Аляска) в 415 г. и Новарупта (Аляска) в 1912 г. – с периодом в 1497 лет. Интервал между извержениями вулканов Ксудач и Опала (Камчатка) составляет 370 лет.

Полученные данные позволяют общими для сейсмического и вулканического процесса считать следующие периоды: $T_0 \approx 250 \pm 25$, $2T_0 \approx 450 \pm 50$, $4T_0 \approx 1000 \pm 100$ и $8T_0 \approx 2000 \pm 200$, что представляется неслучайным и может являться подтверждением следующего вывода: сейсмичность и вулканизм являются проявлениями единого волнового гео-

динамического процесса. Необходимо отметить, что все общие значения периодов относятся ко второй группе периодов сейсмического процесса ($T_{C2} > T_C$). Малые значения периодов вулканического процесса выявлены не были, что может быть обусловлено отсутствием (или невозможностью регистрации) «короткопериодной» стадии вулканического процесса, которая в случае ее выявления могла бы быть аналогом фор-афтершокового сейсмического процесса.

Необходимо отметить, что анализ мирового сейсмического и вулканического каталога показал наличие общего периода ≈ 125 лет, близкого $1/2T_0$. Наличие только четных гармоник может являться очевидным следствием замкнутости активных поясов планеты «друг на друга».

Сравнение между собой периодов сейсмического и вулканического процессов в пределах каждого региона показало высокую степень соответствия в значениях периодов для окраины Тихого океана и Альпийско-Гималайского пояса.

Таким образом, приведенные данные доказывают, что периодичность является характерным свойством сейсмической и вулканической активности как Земли в целом, так и отдельных ее регионов, а близость выявляемых периодов обоих процессов свидетельствует об их взаимосвязи и подтверждает вывод о том, что сейсмичность и вулканализм являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса [3, 9].

Итак, результаты проведенного исследования можно сформулировать следующим образом:

1. Сейсмический и вулканический процессы являются периодическими (квазипериодическими).
2. Сейсмический и вулканический процессы взаимосвязаны и являются, по сути, отражениями единого геодинамического процесса.
3. Наличие общих для сейсмичности и вулканализма только четных гармоник является очевидным «математическим» следствием взаимозамкнутости активных поясов планеты друг на друга.

Сформулированные выводы имеют фундаментальное значение при моделировании геодинамических процессов, протекающих в пределах активных поясов Земли и вблизи них.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 12-III-A-08-164, гранта РФФИ 12-07-31215.

Литература

1. Анкваб А.А., Долгая А.А. Моделирование периодичности сейсмического и вулканического процессов // 16-я Российская научно-практическая конференция

«Инжиниринг предприятий и управление знаниями»: сборник научных трудов. Моск. госуд. ун-т экономики, статистики и информатики. Москва, 2013. С. 339–342.

2. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КГПУ, 2003. 151 с.

3. 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.

4. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. и др. Периодичность катастрофических извержений и их миграция вдоль окраины Тихого океана // ВЕСТНИК КамчатГТУ. 2009. № 10. С. 7–16.

5. Викулин А.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А. и др. Повторяемость сильных землетрясений и миграции их очагов вдоль сейсмического пояса // ВЕСТНИК КамчатГТУ. 2009. № 10. С. 17–25.

6. Витязев В.В. Спектрально-корреляционный анализ равномерных временных рядов. СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2001. 48 с.

7. Тихонов И.Н., Рыбин А.В., Чубисова М.В. Некоторые закономерности времени возникновения сильных извержений вулканов Курильской островной дуги // Литосфера. 2011. № 3. С. 134–143.

8. Хайн В.Е., Халилов Э.Н. Пространственно-временные закономерности сейсмической активности. Бургас: SWB, 2008. 304 с.

9. 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 & Tectono-physics. 2012. V. 3, Issue 1. P. 1–18.

А.Л. Дорожко, В.М. Макеев, Е.А. Карфидова¹

Неотектоника Москвы

Территория Москвы, так же как и любого другого активно развивающегося мегаполиса, является ярким примером постоянного взаимодействия человека с геологической средой. Очевидно, что наиболее востребованы рельеф и верхняя часть геологического разреза, которые, прежде всего, являются результатом самого молодого новейшего тектонического этапа эволюции Земли. Эти отложения служат основанием для различного рода инженерных сооружений, они в наибольшей мере испытывают техногенное воздействие и загрязнение. Одновременно они выполняют функцию защиты от загрязнения более глубоко залегающих слоев геологического разреза. С этой точки зрения исследова-

¹ Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН (ИГЭ РАН), Москва, Россия

ние верхней части геологического разреза города является актуальной и насущной проблемой.

Первые и основные работы по неотектонике и структурной геоморфологии территории Москвы были проведены в конце 90-х годов В.И. Макаровым, В.И. Бабаком, Е.А. Гаврюшовой, И.Н. Федонкиной и др. [1, 2]. В результате этих работ была составлена структурно-геоморфологическая карта территории Москвы м-ба 1:50 000. Она построена на принципах разноранговости и разновозрастности форм рельефа, отражающих интенсивность и направленность движений блоковых структур. В конце 2000-х годов, в рамках программы «Крупномасштабное геологическое картирование территории Москвы» в ИГЭ РАН была создана структурно-геодинамическая карта м-ба 1:25 000 как аналитическая для инженерно-геологического районирования Москвы (рис. 1). Для выделения инженерно-геологических массивов (ИГМ) использован принцип связи отложений с формами рельефа: 1) аллювий пойм, первых и вторых террас отнесен к долинному комплексу (фон 1, 2); 2) водно-ледниковые отложения, включая Ходынскую террасу, причислены к склоновому комплексу (фон 3); 3) моренные отложения возвышеностей отнесены к водораздельному комплексу (фон 4, 5, 6). Долинный, склоновый и водораздельный комплексы отнесены к ИГМ второго ранга. ИГМ первого ранга – главные неотектонические поднятия и опускания. Для этих карт современный рельеф является базовым.

В продолжение этой работы были проведены исследования по выявлению разновозрастных неотектонических деформаций и структурных планов другим, независимым от рельефа методом. Для этого использовалась поверхность коренных (дочетвертичных) отложений м-ба 1:10 000, построенная в ИГЭ РАН по данным более чем 85 тыс. скважин. Структурно-геоморфологический анализ этой поверхности, так же как анализ строения толщи четвертичных отложений, позволили выделить два неотектонических структурных плана исследуемой территории и определить возраст каждого из них.

Погребенная поверхность дочетвертичных отложений вырабатывалась в результате тектонических, денудационных и эрозионно-денудационных процессов в течение длительного времени, начиная с позднего мела и до раннего неоплейстоцена, когда она была перекрыта ледниково-ыми и водно-ледниково-ими отложениями сетуньского, а затем донского оледенений. Это время характеризуется очень медленным поднятием и выравниванием территории с образованием обширного ступенчатого пенеплена. В раннем плейстоцене он подвергается дифференцирован-

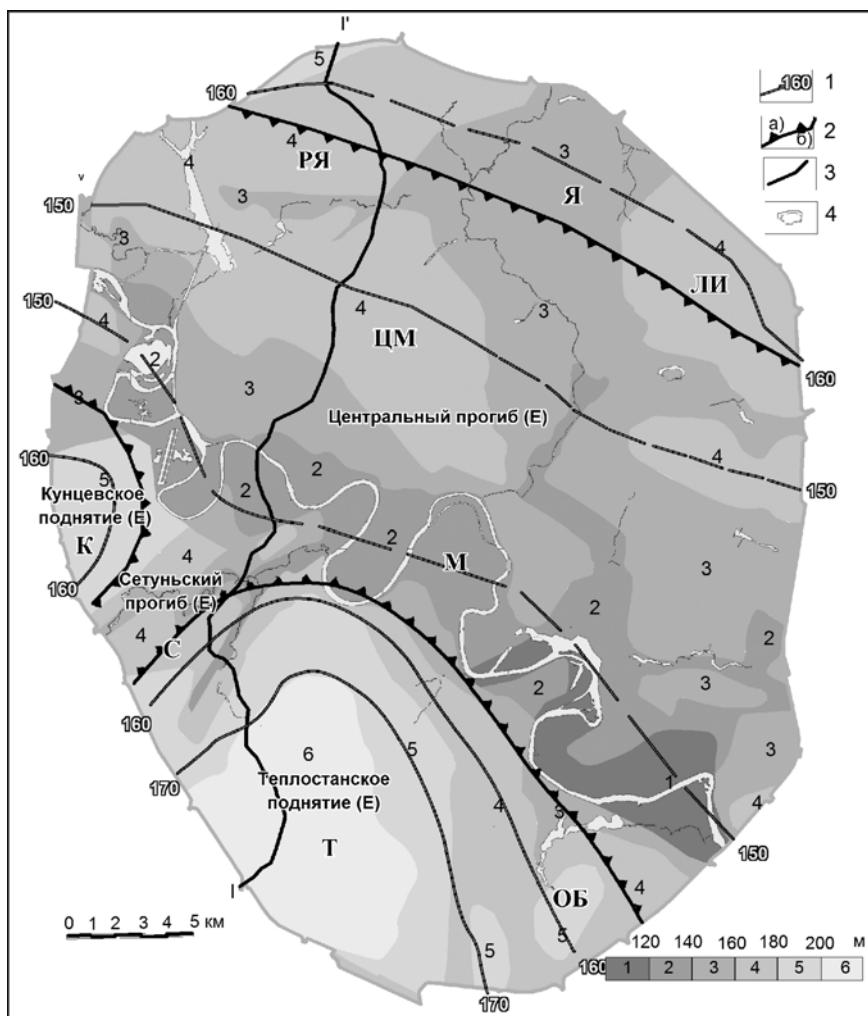


Рис. 1. Карта разновозрастных структурных планов Москвы в пределах МКАД.

1 – изогипсы уровня эоплейстоценового возраста (Е); 2 – границы структур донеоплейстоценового структурного плана: а – прогибов, б – поднятий; 3 – линия профиля I–I'; 4 – гидросеть. Структуры современного плана (структурно-геодинамическая карта): Теплостанское (Т), Кунцевское (К), Рублево-Яузское (РЯ), Центрально-Московское (ЦМ), Орехово-Борисовское (ОБ) и Лосинностровско-Измайловское (ЛИ) поднятие; Московорецкий (М) и Яузский (Я) прогибы

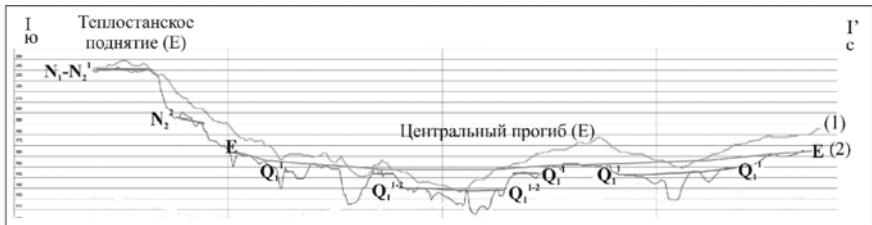


Рис. 2. Геолого-геоморфологический профиль по линии I-I'. (1) – рельеф земной поверхности, (2) – поверхность дочетвертичных отложений

ным движениям, формированию ранне-неоплейстоценовых долин (врезов и их педиментов) сетуньского (окского) и, возможно, донского (днепровского) возраста.

По результатам структурно-геоморфологического анализа погребенной поверхности дочетвертичных отложений, а так же анализ геолого-геоморфологических профилей, построенных по специально разработанной методике (на рис. 2 показан профиль по линии I-I') и разрезов выделены пять разновозрастных уровней, имеющих различное происхождение: три денудационных и два эрозионно-денудационных (флювиогляциальных равнин). Последние генетически связаны с врезами, выполненными ледниками отложениями, что позволяет считать их цикловыми.

1) *Первый*, самый древний денудационный уровень имеет очень ограниченное распространение и сохранился только на юге территории, в верхней части новейшего Теплостанского поднятия на абс. отм. 238–242 м (рис. 2). Аналогичная поверхность, расположенная на тех же высотных отметках на Клинско-Дмитровской гряде [3], датируется как миоценовая, что дало возможность принять ее возраст, как миоцен-раннеплиоценовый ($N_1-N_2^1$). В пользу этого так же говорит присутствие в непосредственной близости (20 км к юго-востоку) долины палеоДона миоценового возраста.

2) *Второй* денудационный уровеньложен на абс. отм. 200–220 м и датирован поздним плиоценом (N_2^2). Он так же распространен фрагментарно и преимущественно на Теплостанском и частично Кунцевском поднятиях.

3) *Третий* денудационный уровень широко развит на абс. отм. 150–180 м и датируется как эоплейстоценовый (E). Как правило, это хорошо выраженные останцы с крутыми склонами. Некогда единая поверхность уверенно восстанавливается на всех геолого-геоморфологических раз-

резах и профилях, что дало возможность построить карту изогипс этого уровня и выделить по ним донеоплейстоценовые неотектонические формы (рис. 1).

4) Четвертый эрозионно-денудационный уровень распространен на абс. отм. 140–158 м и датируется ранненеоплейстоценовым досетуньским возрастом (Q_1^{1}). По данным бурения этот уровень перекрыт флювио- и лимногляциальными отложениями времени отступания сетуньского – наступления донского оледенений.

5) Пятый, самый молодой из погребенных, эрозионно-денудационных уровней выделен в центральной и северо-западной частях исследуемой территории на абс. отм. 100–130 м. Его поверхность имеет хорошо выраженный наклон на юго-восток, что соответствует направлению основных тальвегов палеоврезов, пространственно и генетически связанных с этой поверхностью. Возраст этого уровня ранненеоплейстоценовый (Q_1^{1-2}).

Несмотря на то, что четвертый и пятый уровни перекрыты одновозрастными отложениями, очевидно, что эти два уровня не могут иметь один и тот же послесетуньский–додонской возраст. Предполагается, что четвертый, более древний, образован во время наступления сетуньского оледенения и имеет, как уже упоминалось выше, ранненеоплейстоценовый досетуньский возраст. Отсутствие здесь флювиогляциальных отложений времени наступления сетуньского оледенения может быть объяснено их размывом (как и самой сетуньской морены) или трудностями, связанными с разделением флювиогляциалов времени наступления и отступления сетуньского ледника. Пятый уровень был выработан водно-ледниками потоками послесетуньского–додонского времени, таким образом, он имеет раннеплейстоценовый послесетуньский возраст (Q_1^{1-2}).

Для выделения новейших структур донеоплейстоценового возраста (донеоплейстоценовый структурный план) был использован третий уровень (Е), восстановленный в изогипсах (рис. 1). По его деформациям в южной части территории выделяются два поднятия – Кунцевское и Тепlostанское, разделенные Сетуньским прогибом. В северной части выделяется южное крыло Клинско-Дмитровского поднятия, которое в основном расположено за северо-западной границей Москвы. Центральную часть территории занимает Центральный прогиб, раскрывающийся за восточной границей Москвы в обширный Мещерский прогиб. Он согласно сопряжен с линейными Клинско-Дмитровским и Наро-Фоминским поднятиями.

Структурно-геодинамическая карта (рис. 1) является в значительной степени отражением неотектонических деформаций современного этапа (современный структурный план). При сопоставлении ее с картой изогипс эозплейстоценовой поверхности, отражающей донеоплайстоценовый структурный план, впервые для Москвы выявлена тенденция развития неотектонических структур. Теплостанское и Кунцевское поднятие с сопряженным с ними Сетуньским прогибом и южное крыло Клинско-Дмитровского поднятия являются устойчиво (унаследовано) развивающимися в течение всего неотектонического этапа структурами. Центрально-Московское поднятие, осложняющее Мещерский прогиб, относится к обратимым инверсионным. Таким образом, на территории Москвы впервые в пределах неотектонического этапа выделены два поэтапа (структурных плана) – донеоплайстоценовый и современный.

Литература

Москва: геология и город / Гл. ред. В.И. Осипов, О.П. Медведев. М.: АО «Московские учебники и Картолитография», 1997. 400 с.

Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А., Федонкина И.Н. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Геоэкология. 1998. № 4. С. 3–20.

Макарова Н.В., Макаров В.И., Суханова Т.В. О новейшей структуре Клинско-Владимирской части Смоленско-Дмитровско-Бетлужского вала (Русская плита) // Проблемы сейсмотектоники: Тез. докл. Воронеж–Москва, 2011. Т. 2. С. 327–331.

Т.А. Емельянова, Е.П. Леликов¹

Геодинамика и петrogenезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского морей

Позднемезозойско-раннекайнозойский этап вулканизма наиболее широко проявлен в Охотском море, в меньшей степени, в Японском море. В Охотском море этот этап представлен раннемеловым базальт-андезитовым, позднемеловым дацит-риолитовым и эоценовым андезитовым вулканическими комплексами. Раннемеловые вулканиты образуют ряд базальты-андезидиаты (SiO_2 51–65%), позднемеловые – представлены, главным образом, кислыми разностями (SiO_2 65,0–76,2%), эоценовый комплекс формирует ряд базальты-риолиты с преобладани-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН. 690041, Владивосток, Россия.

ем андезибазальтов и андезитов (SiO_2 54–63%). Позднемеловой игним-бритовый комплекс Японского моря представлен в основном спекшившимися туфами и игнимбритами умеренно-кислого и кислого состава (SiO_2 64,06–72,74%), распространенными на возвышенности Ямато и континентальном склоне Приморья. Позднемезозойские вулканиты обоих морей относятся к высокоглиноземистым умеренно-, высококалиевым образованиям известково-щелочной серии активных континентальных окраин. На дискриминантных диаграммах $\text{Rb}-\text{Y}+\text{Nb}$ и $\text{Y}-\text{Nb}$ [1] они образуют ореолы в области VAG и syn-COLD и являются производными I- и S-типов магм. По минеральному и химическому составу позднемезозойские вулканиты аналогичны одновозрастным вулканическим породам Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканических поясов [2].

Мантийные источники магмогенезиса. Позднемезозойско-раннекайнозойские вулканиты Охотского и Японского морей относятся к производным мантийного источника, представленного, главным образом, малоглубинной субконтинентальной литосферной мантией (шпинелевыми перидотитами). Это хорошо иллюстрируют диаграммы $\text{La}/\text{Sm}-\text{Sm}/\text{Yb}$, $\text{La-La}/\text{Y}$ и $\text{La}/\text{Yb}-\text{Yb}$. Геохимия несовместимых элементов позднемеловых вулканитов показывает, что роль граната в источнике была весьма незначительна. Это подтверждается недостаточно высокими значениями $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ и $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ отношений. Эоценовые андезитоиды Охотского моря характеризуются более высокими значениями $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$ и $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ отношений – 2,28–3,53 и 5,42–14,57, которые могут указывать на наличие граната в источнике.

Степень частичного плавления (ЧП). Позднемезозойско-раннекайнозойские вулканиты характеризуются достаточно низкими степенями ЧП. В раннемеловых базальт-андезитовых вулканитах Охотского моря она составляет 1–5%, в эоценовых – 0,5–3%, а в позднемеловых снижается до 0,01%. Низкая степень ЧП обеспечивает насыщенность расплавов несовместимыми элементами. Это обстоятельство позволяет предположить, что в позднем мезозое – раннем кайнозое в пределах Охотского и Японского морей плавлению подвергался изначально более обогащенный мантийный источник, чем DM. Геохимические особенности позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов свидетельствуют об изначальном обогащении магм SiO_2 , Al_2O_3 , щелочами, LILE, LREE и некоторыми HFSE (Zr, Nb, Ti и др.). Это обогащение было обусловлено метасоматической проработкой перидотитов мантийного клина флюидами дегидратировавших осадков субдуцирующей под континент океанической плиты и влиянием континентальной коры на магмогенера-

цию. Тем более, что кора в этой части зоны перехода достаточно мощная, относится к платформенному типу. На юге Японского моря она представлена архейско-протерозойским гнейсово-мигматитовым комплексом Сино-Корейского щита. В центральной и северной областях Японского моря и в Охотском море – докембрийскими метаморфическими образованиями. Модельный возраст фундамента южной части охотского региона, в районе хребта Витязя, был определен как докембрийский – 770 млн лет [3].

Фракционная кристаллизация и ассимиляция континентальной коры. Геохимия позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского моря указывает на то, что фракционная кристаллизация основную роль играла в раннем мелу и эоцене, в меньшей степени в позднем мелу. Но негативные Sr и Eu аномалии в позднемеловых породах могут указывать на фракционирование плагиоклаза или на присутствие его в источнике. Появление полевых шпатов в плавящемся субстрате свидетельствует о смене режима растяжения, характерного для раннего мела, на режим сжатия в позднем мелу, которое в большей степени способствовало процессам ассимиляции магматическими расплавами нижней и верхней толщ континентальной коры. Ассимиляция вмещающих пород коры расплавами возможна только при наличии тепла, выделяемого при кристаллизации. Поэтому ассимиляция и кристаллизационная дифференциация связаны в единый AFC процесс. Скорость ассимиляции R (а, следовательно, и доля ассимилянта) увеличивается от раннемеловых к позднемеловым породам. Если на ранней стадии эволюции исходного расплава R равна 0,2, и в AFC процессе преобладала фракционная кристаллизация, то к позднему мелу скорость ассимиляции увеличивается, R достигает значений 0,5–0,7 и более.

В конце позднего мела конвергентный (субдукционный) режим сменяется на режим трансформной окраины, для которого характерны процессы растяжения и деструкции [4]. По всей видимости, в эоцене область нынешнего Охотского моря представляла собой одну из таких зон. На это указывают наличие среди эоценовых вулканитов адакито-подобных пород, имеющих геохимические характеристики, близкие к таковым в типичных адакитах по определению [5]. Эти породы с содержаниями SiO_2 – 56,48–69,18% характеризуются повышенными содержаниями MgO (1,98–3,96%) и Al_2O_3 (15,32–18,19%), повышенными значениями отношений Sr/Y (50–61), La/Yb (12,23–21,45) и пониженными – Nb/La (0,24–0,30). На диаграмме Y–Sr/Y значительная часть образцов эоценовых вулканитов располагается в области адакитов.

Как известно, проявление адакитового вулканизма служит одним из признаков появления субдукционных «окон», через которые в литосферу проникает расплавленное астеносферное вещество. Наличие среди эоценовых вулканитов адакитоподобных пород со свойствами, указывающими на присутствие граната в источнике, может свидетельствовать о подъеме астеносферы и участии ее в магмогенерации. Учитывая то, что в позднем кайнозое на окраине континента возникают «горячие» точки плюмового вулканизма (в том числе, и в Японской котловине) [6], появление в эоцене адакитоподобных пород можно рассматривать как первые признаки проявления распространяющегося под континент апофиз Тихоокеанского суперплюма.

Литература

1. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.
2. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток.: Дальнаука, 2004. 145 с.
3. Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. №3. С. 316–332.
4. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
5. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. V. 347. P. 662–665.
6. Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // *Тихоокеанская геология*. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.

В.А. Ермаков¹

Новейший вулканизм Камчатки как индикатор преобразования континентальной коры и литосферы

Рифтовая структура Центральной Камчатской депрессии (ЦКД), вмещающая Ключевскую группу вулканов (КГВ) характеризуется значительным прибавлением объема континентальной коры в четвертич-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва, Россия, ermakov@ifz.ru

ное время. Пересчет накопленного за это время (~0,7 млн лет) объема вулканитов в пластовую залежь дает мощность новообразованного материала² в 650 м. Это катастрофически быстрое накопление пород формирует преимущественно аккумулятивный, а не тектонический рельеф и вносят значительный вклад в наращивание данной континентальной структуры, мощность которой может увеличиваться также за счет действия изостазии. Крупнейшие вулканы располагаются в зоне разломов между небольшим сводовым поднятием и передовой впадиной; эта зона характеризуется высоким градиентом силы тяжести в редукции Буге. По данным сейсмомагнитной томографии мощность коры под КГВ (по границе Мохо с $V_p = 7,5$ км/с) составляет в среднем 50 км, с ее увеличением под некоторыми впадинами и участками погребенных срединных массивов. В вертикальном разрезе кора непрерывно сменяется континентальной литосферой (в мантии), которая прослеживается до 130 км, возможно и более, – до 200 км [2–4]. На профилях вдоль рифта ЦКД, примерно от Ганальского массива до г. Николка и в смежных районах Валагинского хребта и Срединного массива, зафиксировано наиболее масштабное проявление мантийной литосферы; молодой вулканизм в этих районах слабый или отсутствует, что не дает оснований для выделения здесь астеносферы [4]. Литосфера выделяется по пониженному скорости продольных волн в верхней мантии. Интересно, что мощная низкоскоростная кора (до 40–50 км) наблюдается в районах Шивелуча и на Камчатском Мысу, где многие геологи предполагают выходы океанской коры на поверхность; наши данные не подтверждают эту гипотезу, но соответствуют ранее полученному выводу [8].

По данным сейсмической томографии мощность литосферы под периферийными впадинами больше, чем в локальной области высокой вулканической активности, где мощность коры сокращена до 30 км, а в подкоровой мантии заметно повышена скорость сейсмических волн (ЗПВ)². Реально выраженных корней гор здесь не наблюдается, изостатическая аномалия имеет явно не скомпенсированный характер. С другой стороны, под площадью КГВ, так же, как и под другими районами интенсивного вулканизма Центральной и Восточной Камчатки (на вулканах Шивелуч, Николка, Кроноцкий и др.), на фоне относительно низкоскоростной мантийной литосферы происходит формирование цепочек локальных, высокоскоростных неоднородностей (ЗПВ) [3, 4]. По-

² Минимальная оценка

² Мы выделяем зоны повышенной (ЗПВ) и пониженной (ЗПС) скоростей, з/с – землетрясения

добные участки ЗПВ в мантии имеют характер линзовидных «включений», образованных в литосфере. Есть основания диагностировать эти выходы мантии как реститы – производные литосферы, от которой отогнаны легкоплавкие и легколетучие компоненты [4]. В этом контексте «подъем» границы М и формирование «новой» мантии под КГВ будет связано с преобразованием глубокой мантийной литосферы *in situ*, а базальтовый вулканизм на поверхности оказывается следствием этого процесса. Астеносфера в этом процессе возникает лишь в период активизации вещества литосферы, которая под действием внешнего теплоносителя снижает свою вязкость и плотность при формировании первичных расплавов; после удаления этих расплавов астеносфера перерождается в свою противоположность и становится уплотненной мантией (ЗПВ).

Локальная сейсмотомография³ показала существование значительных участков не только пониженнной, но и повышенной (ЗПВ) скорости сейсмических волн на всех уровнях земной коры. Они представлены на 7 горизонтальных срезах через 5 км по глубине [4]. ЗПС и ЗПВ между собой пространственно тесно связаны; они развиваются синхронно как антиподальные объемы, что характерно для проявления процессов дилатансии или керамизации, изученных В.Н. Николаевским и И.А. Гаргашем [1, 7]. Аномальные участки ЗПС (для Р-волн и Vp/Vs) использованы нами для диагностики магматических очагов или точнее, – участков коры, содержащих магму (магмоводов). Рядом с ними возникают участки уплотнений, которые являются следствием подсолидусной перекристаллизации и дегидратации вмещающей среды, возможно и более глубокой ассимиляции. В области развития уплотнений в средней коре значения Vp достигают 7,2 км/с на фоне обычных 6,6–6,8 км/с. Эти особенности указывают на широкое развитие в коре процессов замещения и преобразования так же, как это было отмечено выше для литосферы. В табличном виде приводятся сводные результаты определения глубин магматических очагов КГВ, полученные разными методами [5, 6]. По этим данным мы выделяем в коре под КГВ круговую систему линеаментов (разломов?), из которых нижняя группа, над первичным источником магм и деформаций в низах коры по своему типу относится к коническим трещинам или слоям, обычно возникающим, когда давление в источнике превосходит давление нагрузки. Верхняя система, на-

³ Локальная сейсмотомография связана с изучением скоростей сейсмических волн от локальных вулканотектонических з/с. Она более детальна и дает результаты с лучшим разрешением, чем при анализе региональных з/с сейсмофокальной зоны

оборот, формируется вблизи поверхности, но типична для условий пре-восходящего литостатического давления. Линеаменты взаимно пересекаются на глубинах 10–14 км, что позволяет говорить об их взаимодействии.

В средней части коры, между 10 и 25 км, находится тело повышенной скорости и плотности (ЗПВ), с положительной аномалией скорости V_p (до 12%). Величина падения скорости для P -волн составляет: в нижнем объеме, на границе кора/мантия – 8–10 %, а в верхнем, на глубинах <5 км – до 14–16 % (max); для S -волн аномалии скорости несколько меньше, но также пониженные; расчётные величины разуплотнений наиболее высокие в верхнем объеме ЗПС. Оба названных объема, которые существуют с кластерами слабых з/с, и есть источники магмы для действующих вулканов. Разрез тектономагматической системы КГВ в плоскости глубинного разлома с характеристиками скоростей V_p и V_s и параметра b -value дает представление о распределениях основных параметров и их соотношениях с вулканотектонической сейсмичностью.

Параметры области магмообразования и сейсмичности: 30 км (по горизонтали) x 10–15 км (поперечник вертикального сечения); примерный объем этой сильно возбужденной области составляет $5,5\text{--}8,2 \text{ км}^3$, что почти в два раза превышает общий объем четвертичных вулканитов КГВ. Эта область располагается на глубинах от 20–25 до 35 км, т.е. в низах коры; показатель b -value здесь максимальный (2,5–3,0). Верхний ярус магматических очагов и разрушений захватывает области <5–7 км от поверхности; он имеет меньшую интенсивность сейсмичности с b -value = 1,5–2,0. Однако здесь наблюдается максимальное разуплотнение (до $9,9 \cdot 10^{-4}$). Максимум сейсмичности в этой части приходится на 0 ± 2 км, что соответствует положению верхнего очага магмы. В верхнем объеме идет накопление магмы, тогда как в нижнем содержание магмы по-видимому, минимально, поскольку условия этого очага характеризуются сильной динамической неустойчивостью из-за малой плотности формирующихся расплавов. Выявленное расчетным путем максимальное касательное напряжение в этом объеме достигает 525 бар [2], что достаточно для организации среднесильных з/с. Сейсмичность глубокого очага с з/с низкого энергетического класса ($\leq 4\text{--}6$) оказывается следствием процессов генерации и эволюции магмы, заданных подъемом тепла и пленочных расплавов с больших глубин сейсмофокальной зоны. Сейсмическая вибрация формирует среду разрушения в кровле, способствуя продвижению магмы по любым вакансиям захороненных тектонических систем. Структура в целом может быть характеризована как тектономагматический пробой континентальной коры [5, 6].

Таким образом, обобщенные данные свидетельствуют о развитии Камчатки по классической модели от структуры континентального к структуре переходного типа с проявлением процессов ее преобразования (базификации), тесно связанных с вулканализмом. В верхней мантии при этом происходит истощение мантийной литосферы, сначала за счет ее теплового возбуждения и преобразования в астеносферу, а затем, когда легколетучие и легкоплавкие компоненты уходят в нижнюю кору, за счет ее уплотнения и охлаждения. Поверхность Мохо не является постоянной, поскольку лишь фиксирует преобразования на границе кора/мантия и в литосфере. Кора в целом характеризуется резкой изостатической неравновесностью. Геологические данные позволяют отнести последний этап интенсивных преобразований складчатой структуры Камчатки к позднему плиоцену–плейстоцену и связать его с проявлениями рифтогенеза. Однако еще более ранний этап, когда, собственно, и сформировалась чешуйчато-складчатая структура Восточно-Камчатского хребта, относится к периоду от палеоцена до позднего миоцена. Источники растяжений в течение этого времени остаются приблизительно постоянными.

Литература

- 1. Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е.** Топодепрессии Земли и физический механизм их образования // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин... Мат. сов. М.: ГЕОС, 2013. С. 264–270.
- 2. Гарагаш И.А., Гонтова Л.И., Ермаков В.А.** Численное моделирование геодинамики в Ключевской группе вулканов по сейсмотомографическим данным // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 147–152.
- 3. Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сенюков С.Л., Степанова М.Ю.** Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. Т. 4. С. 56–64.
- 4. Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.** Тектономагматические процессы на активной континентальной окраине (по данным сейсмической томографии) // Современное состояние наук о Земле. Издание Московского Университета. 1–4 февраля 2011 г. М., 2011. С. 625–630. (Электронная версия).
- 5. Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.** Новейшая геодинамика области современного вулканизма. Соотношение магмообразования с изменением физических характеристик коры и мантии при океанизации // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 2012. С. 364–368.
- 6. Ермаков В.А., Гонтовая Л.И.** Геологические модели строения земной коры и развития вулканического процесса на Камчатке, полученные по комплексу геофизических данных // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат. 40-й сессии Международного

семинара им. Д.Г. Успенского. Москва, 28 января – 1 февраля 2013 г. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 144–149.

7. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
8. Шапиро М.И., Ермаков В.А., Шанцер А.Е., Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.

**В.Б. Ершова¹, А.В. Прокопьев², Н.Н. Соболев³,
А.К. Худолей², Е.О. Петров³**

**Позднепалеозойские отложения острова Бельковский
(архипелаг Новосибирские острова): обстановки
осадконакопления, реконструкции источников сноса
и тестирование позднепалеозойских реконструкций Арктики**

Остров Бельковский расположен на северо-западе архипелага Новосибирские острова. Сведения о его геологическом строении к настоящему времени основываются на результатах геологогеометрических работ масштаба 1:200 000 [1]. Новые данные о геологическом строении острова получены в последние годы сотрудниками ГИН РАН и отражены в публикациях [1–5]. Остров Бельковский сложен в различной степени деформированными породами палеозойского возраста (девон–пермь?). В процессе геологической съемки масштаба 1:200 000 толщи палеозоя были подразделены на четыре свиты – соколовскую (D_2), нерпалахскую (D_3), чекурскую (D_3 – C_1) и бельковскую (C_2 ?) [1].

Соколовская свита сложена карбонатными породами, местами сильно тектонизированными. Вскрывающаяся мощность карбонатов соколовской свиты в изученном разрезе вряд ли превышает первые десятки метров. Известняки в различной степени доломитизированы. Среди них можно выделить две основных разновидности:

1) Известняки светло-серые массивные без видимой слоистости. Встречаются внутриформационные горизонты конглобекций. Обломки от неокатанных до слабо окатанных, по литологическому составу аналогичные вмещающим карбонатам соколовской свиты.

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

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

³ ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

2) Известняки битуминозные черные, в различной степени глинистые. Текстура известняков от массивной до тонкогоризонтальнослоистой. Глинистые разности обычно тонкогоризонтальнослоистые с плитчатой отдельностью.

Нерпалахская свита представлена терригенными породами. Детальные исследования отложений свиты проводились к югу от м. Лагерный (юго-восток острова Бельковский). Мощность отложений свиты здесь составляет около 200 метров. В нижней части разреза обнажаются грубообломочные конглобрекции, обломки в которых исключительно карбонатного состава от среднеокатанных до неокатанных. Размер отдельных обломков известняков достигает 2,5 м в поперечнике. Известняки от черных до светло-серых; некоторые обломки известняков пронизаны трещинами, заполненными кальцитом. Матрикс конгломератов глинистый. Конгломератовая толща перекрыта алевроаргиллитами темно-серыми плитчатыми, кливажированными. В них встречаются тонкие прослои тонкозернистых алевритистых песчаников и алевролитов. Для песчаных прослоев характерно присутствие подошвенных рельефных отпечатков выемок и желобков (*flute casts*) и мелкой ряби (в кровли пластов). Мощность песчаных прослоев 2–5 см, редко достигает 10 см. Характерно присутствие конседиментационных складок оползания.

Внутри толщи встречаются маломощные (до 1,5 м) каналы, заполненные мелко- и среднегалечными конгломератами с глинистым матриксом. Гальки в конгломератах карбонатного состава, от средне- до плохо окатанных. Непротяженные линзы калькаренитов мощностью 5–10 см встречены во всей толще. Завершает разрез нерпалахской свиты пачка кремней. Кремни от массивных до плитчатых, темно-зеленые. Местами видна тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая более светлоокрашенными слоями кремней.

Отложения чекурской свиты изучались в 7 км к северу от м. Лагерный. Здесь в береговых обрывах выходят в различной степени кливажированные терригенные комплексы. В целом, в изученном разрезе можно выделить два основных типа пород:

1) Алевроаргиллиты темно-серые до черных, плитчатые, участками сильно кливажированные. В них встречаются маломощные (до 3–10 см) прослои тонкозернистых песчаников. Песчаники зачастую имеют подошвенные рельефные отпечатки выемок и желобков и мелкую рябь в кровельной части пластов. В этих тонкозернистых осадках встречены горизонты с крупными подводнооползневыми складками.

2) Конгломераты и конглобрекции выполняют каналы различной мощности, имеющие эрозионную нижнюю границу. Мощность отдель-

ных каналов варьирует от 0,5 до 5–6 м. В крупных каналах заметна грубая градационная слоистость. Каждый индивидуальный ритмослой у подошвы сложен разногалечным конгломератом, переходящим к кровле в средне-крупнозернистый песчаник. Состав галек: известняки от серых до черных, местами пронизанные кальцитовыми жилами, кварц (хорошо окатанные обломки), мраморизованные известняки, алевроаргиллиты. В конгломератах в обломочной части встречены крупные колонии кораллов (табулят?), единичные раковины брахиопод, членики криноидей. Матрикс конглобрекций – тонкозернистые песчаники и алевролиты.

Бельковская свита наблюдалась на юго-западном побережье острова Бельковский в непрерывных обнажениях на протяжении около 1,4 км приблизительно в 1–2,5 км севернее м. Скалистый. В целом, наблюдаемая часть разреза наращивается с северо-востока на юго-запад и представлена песчаниками темно-серыми, мелко- и среднезернистыми, конгломератами и конглобрекциями с прослоями (до первых дециметров) тонкослоистых песчаников, алевроаргиллитов и аргиллитов. Тонкозернистые разности преобладают; в них наблюдаются разномасштабные подводнооползневые складки, конседиментационные микросбросы, осадочные микрорекции.

Возраст бельковской свиты по данным Косько и др. [1] позднекаменноугольный. Проведенное нами датирование обломочных цирконов из отложений свиты показало присутствие значительного количества зерен пермского возраста. Возраст наиболее молодых обломочных цирконов позволяет определить максимальный возраст осадконакопления как позднепермский (258 ± 19 млн лет).

Краткие выводы об обстановках осадконакопления девон-пермских отложений острова Бельковский

Породы соколовской свиты, вероятно, накопились в обширном относительно мелководном бассейне. Присутствие черных, обогащенных органическим веществом известняков свидетельствует об ограниченной циркуляции придонных вод в бассейне осадконакопления. Накопление известняков соколовской свиты, вероятно, могло сопровождаться текtonической активностью – на это указывает присутствие горизонтов карбонатных конглобрекций.

Отложения нерпалахской, чекурской и бельковской свит фациально относятся к комплексу пассивной окраины. Большая часть изученного разреза представлена тонкозернистыми турбидитами с характерными для них подошвенными знаками, конседиментационными текстурами оползания, подводнооползневыми складками, мелкой рябью на поверх-

ности песчаных прослоев. Присутствие конглобрекций свидетельствует об эпизодах тектонической активности, когда в бассейн осадконакопления поступали крупные слабоокатанные обломки известняков (вероятно, из нижележащей соколовской свиты).

Результаты U/Pb датирования обломочных цирконов

Распределение обломочных цирконов в пробах из нерпалахской (8-v12-13) и чекурской свит (12АП20) весьма сходно. В датированных образцах преобладают цирконы докембрийского возраста, образуя отчётливые пики 2785, 1735, 1650, 1530, 1430, 1330 1075, 950, 630 млн лет. Палеозойские зерна составляют около 20%; среди них выделяются три главные популяции – 550, 470 и 330 млн лет.

В образце из бельковской свиты (12АП 33) 24% обломочных цирконов имеют докембрийский возраст. Архейские и палеопротерозойские зерна редки и составляют 11% от всей популяции. Мезопротерозойские (5%) и неопротерозойские (9%) цирконы сгруппированы в небольшие возрастные пики 1764 и 776 млн лет. В образце преобладают палеозойские цирконы (76%), которые образуют отчетливые пики – 470, 400, 330 и 300 млн лет.

В образцах из чекурской и нерпалахской свит присутствуют многочисленные цирконы позднепалеопротерозойского–мезопротерозайского возраста (1650–1000 млн лет), указывающие на преобладание в области сноса пород, подвергшихся гренвильской и свекофенской орогении. Распределение возрастов обломочных цирконов из песчаников нерпалахской и чекурской свит сходно с таковыми, полученными из палеозойских отложений Северной Земли [5] и острова Врангеля [6], указывая на одинаковые источники сноса и близкое расположение этих арктических островов в девоне и карбоне. Пермское время характеризуется сменой источников сноса – основным поставщиком обломочного материала в это время выступали Уралиды.

Исследование выполнено по плану НИР СПбГУ, ИГАБМ СО РАН, при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 13-05-00943, 12-05-33018, 12-05-98506), Президента РФ МК-2902.2013.5, Программы ОНЗ-10.2, 10.3. Экспедиционные работы были организованы ФГУП «ВСЕГЕИ».

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. M.: Объединение «Севморгеология», 1985. 160 с.

2. Kuznichev A.B., Pease V.L. Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // Journal of the Geological Society, London. 2007. V. 164. P. 959–968.

3. Кузьмичев А.Б., Голдырев А.Е. Проявления пермотриасового траппового магматизма на острове Бельковский (Новосибирские острова) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 2. С. 216–228.

4. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Левочкин Б.Б. Верхний девон Новосибирских островов: стратиграфия, обстановка осадконакопления, источники обломочного материала, реконструкция палеобассейна // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 213–215.

5. 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.

6. 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.

В.А. Зайцев¹

Роль горно-складчатого окружения в формировании новейшей структуры Кузнецкой впадины

Кузнецкая впадина окружена со всех сторон горно-складчательными сооружениями. Она ограничена на западе древним Тырганским разломом, испытавшим активизацию в новейшее время и выраженным в рельефе уступом высотой до 100 м. В кинематическом отношении это надвиг, по которому Салаирское поднятие частично надвинуто на западный край Кузнецкой котловины. Восточным ограничением впадины является активизировавшийся на новейшем этапе Западно-Мартайгинский разлом, отделяющий котловину от орогенного поднятия Кузнецкого Алатау. Северная граница Кузнецкой котловины проходит по Горловско-Зарубинскому надвигу позднегерцинского возраста, выраженному в рельефе, по которому отложения Томь-Кольванской зоны поднятий надвинуты на впадину. И, наконец, южной границей являются зоны надвигов, по которым Кузнецкая котловина отделяется от орогена Горной Шории.

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

Таким образом, Кузнецкая котловина окружена со всех сторон орогенными поднятиями с абсолютными отметками, достигающими на юго-востоке 1200 м, и испытывающими на новейшем этапе активные движения. Рост ограничивающих Кузнецкую котловину поднятий, несомненно, оказывал влияние на ее развитие, поэтому изучение новейших деформаций Кузбасса необходимо рассматривать в контексте с историей становления и развития сопряженных орогенов.

Новейшая структура Кузнецкой впадины сформировалась в позднекайнозойское время, начиная, скорее всего, с олигоцена или позднего олигоцена, когда деформации подверглись нижнемеловые поверхности выравнивания. Наибольшее вздымание произошло в обрамляющих впадину салаирских и герцинских складчатых сооружениях, причем Кузнецкий Алатау и Горная Шория испытывали более значительное поднятие, чем герцинская Томь-Колыванская и северная часть Салаирской зоны. Южная область района исследования является наиболее активной на современном этапе развития, что выражается в повышении альтитуд конэрэзационных поднятий, деформации поверхностей выравнивания, раздробленности новейших поднятий слабыми зонами, сейсмичностью. Очевидно, что выявленные структурные особенности местоположения Кузнецкой впадины отражают современную геодинамику района.

Структурно-геоморфологический анализ позволил выявить сводово-блоковое строение Кузнецкой впадины. Современный структурный рисунок ее представляет собой сочетание широких поднятий, разделяющихся узкими долинообразными впадинами, и дизъюнктивных дислокаций северо-западного, северо-восточного, субмеридионального и субширотного простираний. Новейшее строение Кузнецкой котловины, являющейся частью периорогенной области, представляет собой перекрестный структурный рисунок современных деформаций, развивающихся на фоне тектонических процессов в окружающих ее орогенах. Выявленные новейшие деформации Кузбасса в одних случаях наследуют некоторые древние разрывные нарушения, как это имеет место особенно на западе и отчасти на востоке района, в других – пересекают древние геологические структуры. Так, отдельные складки, как правило, не находят прямого отражения в рельфе, и новейшие поднятия зачастую являются наложенными. Последнее обстоятельство связано с влиянием современного поля напряжений, обусловленного коллизионными процессами Тянь-Шаньского и Алтае-Саянского орогенов, в которые вовлечена и Кузнецкая впадина.

Для реконструкции современного поля напряжений Кузнецкого бассейна были выполнены аналитические расчеты с помощью программно-

го модуля FracPerm компании ROXAR. С помощью данного программного продукта была создана упруго-конечно-элементная модель среды. При этом региональное поле напряжений рассматривалось как граничное условие. Ориентировка внешнего поля напряжений была задана, исходя из имеющихся сведений о механизмах очагов землетрясений и данных GPS. Внешнее сжатие обусловлено с северо-востока Кузнецко-Алатаусской, а с юго-запада Салаирской горно-складчатыми областями.

В качестве структурно-вещественных неоднородностей модели выступали региональные разрывные нарушения фундамента Кузнецкого бассейна и его обрамления. Проведенные расчёты позволили сделать ряд выводов, отражающих общий характер развития деформации в блоковой среде. По отношению к приложенным напряжениям, были выделены границы блоков: компрессионные (закрытые), декомпрессионные (открывающиеся), транспрессионные (сдвиг со сжатием), транстенсионные (сдвиг с растяжением), свободные (напряжения отсутствуют). Для внутриблочных областей распределение напряжений в значительной степени определяется данной конкретной конфигурацией блоков, характером их границ, механическими обстановками. Так, на представленной схеме (рис. 1) хорошо видно, что деформация внутри блоков, ограниченных региональными разломами фундамента крайне неоднородна. На границах блоков меняется не только ориентировка поля напряжений, но и его величина. Данные выводы подтверждаются распределением сейсмичности Кузнецкой впадины.

Таким образом, современная геодинамическая активность структур Кузнецкой котловины выражается в рельефе – росте частных поднятий за счет сокращения впадин. Этот процесс обусловлен общим воздыманием территории, связанным с проявлением активных тектонических процессов в окружающих орогенах. Разрастание поднятий сопровождается развитием слабых зон (разрывов, зон трещиноватости и дробления пород), вдоль которых часто происходят преимущественно вертикальные смещения отдельных блоков, создавая тем самым сводово-блочный тип деформаций. Анализ новейших деформаций Кузнецкого бассейна особенно актуален в связи с развертыванием работ по добыче угольного метана, поскольку неотектоника оказывает прямое влияние на газоотдачу угольных пластов.

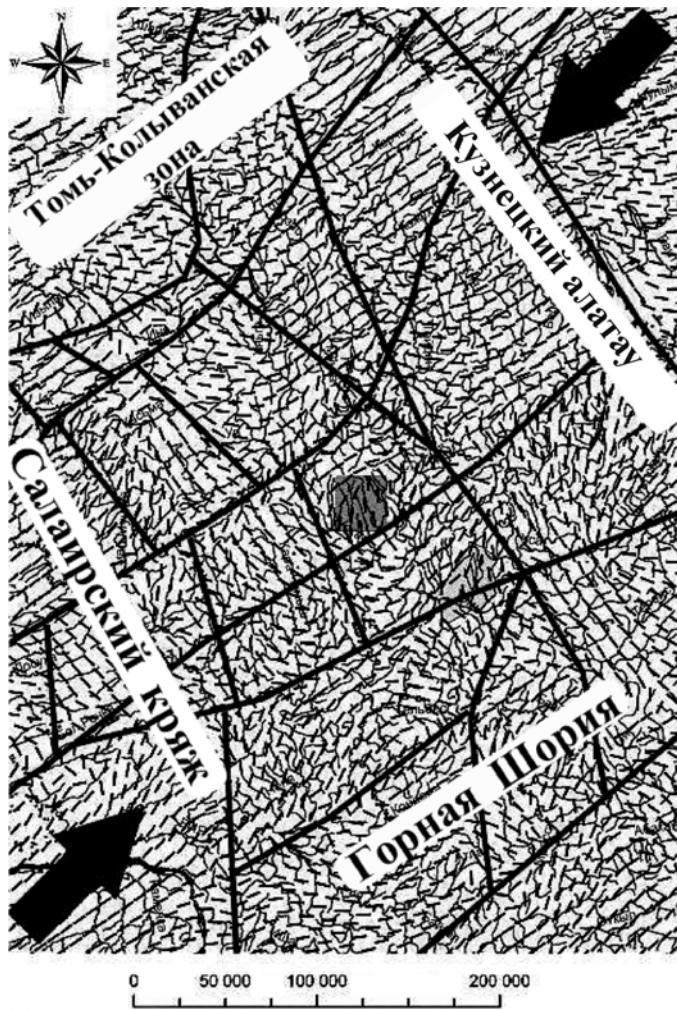


Рис. 1. Карта ориентировок осей максимального сжатия, полученная с помощью программного комплекса FracPerm, рассчитанная для региональных разломов фундамента Кузнецкого бассейна. Внешнее сжатие обусловлено: с северо-востока Кузнецко-Алатаусской, а с юго-запада Салаирской горно-складчатыми областями.

- направление внешнего сжатия
- - - ориентировка оси максимального сжатия
- ||| региональные разрывные нарушения

Новейшая геодинамика и трансформация цивилизаций на Ближнем и Среднем Востоке

При описании цивилизаций и этносов историки привлекают сведения о физической географии стран и народов, их богатстве и экономическом могуществе в связи с месторождениями полезных ископаемых [1]. Но при этом обычно остается «в тени» информация о геологическом развитии территорий. Между тем, все природные процессы на поверхности Земли вплоть до климата и, соответственно, общественное развитие, испытывают воздействие новейшей геодинамики последних 29 млн лет. Существенный вклад в исследование связи развития общества с геодинамикой и геоэкологией внесли работы В.Г. Трифонова и А.С. Карабаняна [2]. Настоящий доклад развивает это направление исследований на материалах Ближнего и Среднего Востока (БСВ).

Автором разработана модель новейшей геодинамики БСВ [3, 4]. С позднего олигоцена – раннего миоцена движение Аравийской плиты привело к образованию Ван-Кавказского синтаксиса, группировке мезозайско-кайнозойских структур к западу от него в неотектоническую Анатолийскую плиту, вытесняемую со среднего миоцена к ЗЮЗ, и выжиманию иранской системы неотектонических блоков в ВЮВ направлении. Основными структурными элементами неотектоники БСВ являются Африканская и Аравийская плиты, микроплиты, составляющие их блоки земной коры и ограничивающие эти структуры зоны сдвиговых деформаций, которые в сочетании с зонами растяжения (ромбовидные грабены) и зонами сжатия (взбросо-надвиговые антиклинали) образуют разнопорядковые парагенетичные триады. Они контролируют вулканизм, гидротермальные процессы, формирование, сохранность и обнаженность месторождений полезных ископаемых, а также рельеф и отчасти климат, оказавших влияние на развитие цивилизаций и передачу их достижений на сопредельные территории. Следующие характеристики природной среды и экономики БСВ испытывали воздействие новейшей геодинамики:

1. Палеогеография и современные ландшафты: 1) миоценовые ингрессии морских вод, часто использовавшие зоны разломов и, в частности, ромбовидные грабены; 2) развитие горных хребтов, рек, озер, бо-

¹ ООО НПП «Геотраверс», Россия, Республика Татарстан

лот; 3) климат и микроклимат; 4) контрастность видовых сообществ растительности.

2. Орудия труда и жилища древнего человека: 1) индустрия каменного века; 2) пещеры, поселения-катакомбы, вулканические туфы как строительный материал (Кападокия, Армения).

3. Месторождения полезных ископаемых, использовавшиеся древними обитателями региона: 1) горючие ископаемые: битумы и лигниты; 2) неметаллы: соль (средство консервирования и эквивалент валюты); бура в ассоциации с природной содой, связанные с термальными источниками (медицинские препараты); глины (посуда, строительный материал, заменители мыла и др.); сера, драгоценные и полудрагоценные камни; 3) металлы: медь (особенно в бронзовый век), мышьяк и олово (добавки к меди для получения бронзы), железо (с начала железного века), ртуть, золото. Особенность рудопроявлений и месторождений перечисленных полезных ископаемых на территории БСВ – то, что они вскрыты в естественных обнажениях, будучи парагенетически связаны или обнажаясь по соседству, как это имеет место, например, в Средне-араксинской зоне левосдвиговых деформаций и её аналогах [3, 4].

4. Границы номовых и отчасти современных государств, в виде текtonически предопределенных возвышенностей.

5. Пути миграции племен и народов по зонам сдвиговых деформаций, в частности, Иорданской (Левантской), Восточно-Анатолийской, Верхне- и Среднеараксинской.

6. Торговые пути вдоль зон сдвиговых деформаций в труднопреодолимых горных районах. Процветанию и могуществу государства Урарту (VII век до н.э.) способствовало не только наличие перечисленных выше месторождений полезных ископаемых, но и то, что оно владело и упорно отстаивало от нескончаемых воинских набегов свое владение узлом пересечения систем сдвиговых деформаций: Северо-Анатолийской, Восточно-Анатолийской, Верхне- и Среднеараксинской, который был важнейшим перекрестком торговых путей в Анатолию, на Малый и Большой Кавказ, в глубинные части Среднего Востока и на юг: в Ассирию, Землю Обетованную и Египет.

7. Пути передислокации войск при завоевательских походах с конницей, повозками, а иногда и осадными орудиями. В условиях сложно проходимого горного рельефа основные перемещения войск, а нередко и битвы происходили в зонах сдвиговых деформаций. Как показали современные войны на территории БСВ, эти пути сохраняют военно-транспортное значение до сих пор.

Итак, особенности новейшей геодинамики БСВ, существенно влияли на его сложное и длительное общественное развитие, оказавшее воздействие на историю всего человечества.

Литература

1. Гумилев Л.Н. Этногенез и биосфера Земли. Л.: Изд. Ленинградского ун-та, 1989. 496 с.
2. Трифонов В.Г., Карабанян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 553).
3. Зинатов Х.Г. Тектонические предпосылки поисков месторождений неметаллов в Среднеараксинской впадине. Афтореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГГА, 1995. 24 с.
4. Зинатов Х.Г. Усовершенствование тектонических предпосылок поисков месторождений неметаллов и лигнитов в неотектонических орогенах // Электронный журнал «Глубинная нефть». 2013. Т. I. № 9. С. 1285–1306.

Р.Г. Ибламинов, Ф.А. Курбацкая

Палеотектонические обстановки и формации востока Европейского континента и Урала (территория Пермского края)

Регионы сочленения платформенных и складчатых областей представляют особый интерес для тектоники. В этом отношении достаточно изученной является восточная окраина Русской плиты и Западный Урал.

О строении фундамента Русской плиты можно судить по единичным скважинам и геофизическим данным. Площадные магнито-гравиметрические наблюдения позволили установить преимущественно субширотную ориентировку изолиний физических полей её восточной окраины. Они представляют собой чередование полосовых аномалий, которые располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга в среднем через 75 км. Такое строение физических полей позволило проинтерпретировать их как отражение наличия в фундаменте Пермской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) мезо-неоархея, что характерно для древних кратонов. Подобные структуры Русской плиты рассматриваются нами как наиболее древние архейские [1, 3].

Полосовые аномалии фундамента Русской плиты, особенно на Среднем Урале, прослеживаются восточнее под Предуральским краевым прогибом, Западно-Уральской зоной складчатости и под западной половиной Центрально-Уральского поднятия, представленного здесь Кваркушско-Каменогорским мегантиклинорием., а возможно, продолжаются и восточнее. Тем самым подтверждается идея о продолжении фундамента Русской плиты вплоть до Главного Уральского разлома.

Западнее Пермской ГЗО выделяется Коми-Пермяцкая ГЗО на территории одноименного административного округа. Она отличается субмеридиональной ориентировкой структур и, вероятно, была приключена к Пермской в результате позднеархейской коллизии.

Охарактеризованные структуры ГЗО архейского заложения по периферии окружены структурами с пониженной плотностью и изменчивыми значениями магнитного поля. Западнее Коми-Пермяцкой ГЗО – это Казанско-Кажимский авлакоген, северо-восточнее обеих архейских структур – Тиманская складчатая зона, а в восточной части Пермской ГЗО – Кваркушско-Каменогорский мегантиклинорий. Геологические данные свидетельствуют о том, что все названные структуры имеют протерозойское заложение, а самые древние горные породы характеризуются как нижнерифейские (мезопротерозойские). Именно в это время платный режим платформы сменился на рифтогенный.

Казанско-Кажимская структура платформы, судя по возрасту вскрытых скважинами пород, начиная с раннего рифея развивалась как авлакогеновая с последовательной сменой раннерифейских формаций: трангрессивной базальной терригенной красноцветной, инундационной морской карбонатной и регressive терригенно-карбонатной. Завершается разрез среднерифейской эмерсивной пестроцветной карбонатно-терригенной формацией.

Расположенная восточнее в пределах современного Центрально-Уральского поднятия Кваркушско-Каменогорская структура развивалась как активный внутриконтинентальный рифт. Судя по принятой стратиграфической схеме её развитие началось позже в среднем рифее и продолжалось накоплением циклического ряда формаций (фалаховая, переходносланцевая, карбостромовая). Затем в раннем венде развитие её перешло в активную фазу с образованием вулканогенно-осадочной спарагмитовой формации [2], которое сопровождалось типичным для рифтогенеза трахибазальтовым, щелочно-ультрамафитовым магматизмом и формированием расслоенных гипербазитовых интрузий.

Закрытие обоих рифтов осуществилось в позднем венде в связи со сменой на платформе авлакогенового режима на синеклизный, накопле-

нием в Казанско-Кажимском авлакогене и в целом на восточной окраине платформы трансгрессивно-регressiveнного ряда формаций, а в Кваркушско-Каменногорском – флишоидно-молассоидной (по Ф.А. Курбацкой). Описанное явление, как нам представляется, было обусловлено произошедшей на севере региона (в современных координатах) коллизией Русской и Печорской плит с формированием Восточно-Европейского континента, восточная часть которого перешла в эмерсивную обстановку плитного режима.

В конце кембрия происходит новая активизация восточной окраины континента, которая, по-видимому, в течение каледонского цикла развивалась как межконтинентальный рифт поскольку на платформенной части прилегающей территории Русской плиты отсутствуют отложения раннего палеозоя от кембрия до нижнего девона. Тогда как на Урале присутствуют формации, характерные для океанической группы тектонических обстановок, фиксирующие смену спредингового режима пассивной окраины раннего ордовика (базальная терригенно-вулканогенная формация) субдукционным режимом среднего ордовика – раннего силура (карбонатно-терригенная вулканогенная) и коллизионным режимом позднего силура – раннего девона (вулканогенно-органогенно-карбонатная). Тектоническое развитие сопровождалось магматическими формациями: базальт-долеритовой, натриевых базальтов, дунит-перидотитовой, лейкогранитовой, риолит-дацитовой и монцонит-сиенитовой.

После завершения каледонского цикла Западно-Уральская мегазона перешла в эмерсивную обстановку плитного эпикаледонского режима с базальт-долеритовым магmatизмом. Мегазона и восточная часть платформы развивались как окраина Уральского герцинского палеоокеана, геодинамические процессы в котором отражались на условиях осадконакопления.

Тектонический режим герцинского спрединга в Западно-Уральской мегазоне отразился в накоплении карбонатов в верхней части терригенно-карбонатной формации (D_1tk - D_2cs). На Русской плите периспрединговый режим обусловил трансгрессивную обстановку с накоплением морской мелководной глинисто-карбонатной койвинско-афонинской (D_2kv - D_2af) и прибрежно-морской песчано-глинистой старооскольско-тиманской (D_2s - D_3t) формаций.

Переход Уральского палеоокеана в субдукционный режим обусловил соответственно перисубдукционный режим и накопление на Западном Урале терригенно-рифогенной угленосной (D_2ps - C_1) формации, а на востоке платформы – регressiveнную обстановку, накопление терригенно-карбонатной сагаевско-турнейской (D_3sr - C_1t) формации и обра-

зование системы «некомпенсированных прогибов», а затем эмерсивную обстановку и накопление континентальной песчано-глинистой угленосной косьвинско-тульской (C_1ks – C_1tl^1) формации. После активной фазы субдукции в Западно-Уральской мегазоне накапливалась рифогенно-биогермная битуминозная средне-позднекаменноугольная формация, а на платформе – морская карбонатная раннекарбоново-раннепермская (C_1tl^2 – P_1ar).

На Западном Урале переход к коллизионному режиму фиксируется терригенной флишиоидно-молассоидной (P_1a – ar) формацией, которая существовала уже в регressiveйной обстановке краевого прогиба, мигрировавшего с востока на запад и накладывавшегося на допермский чехол восточного края Русской плиты [4]. Формируется Предуральский осадочный бассейн. Образуется коллизионная кунгурская эвапоритовая молассовая формация терригенная в Западно-Уральской мегазоне и галогенная в Предуральском прогибе. На платформенной части территории в условиях регressiveйной периколлизионной обстановки образуется сульфатно-карбонатная субформация эвапоритовой формации (P_1k), которая на западе перекрывается эмерсивной молассовой терригенной лагунно-континентальной средне-верхнепермской формацией.

Литература

1. Ибламинов Р.Г., Чадаев М.С., Гершанок В.А., Гершанок Л.А. Глубинное строение зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральской складчатой системы // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. XV чтения памяти А.Н. Заварицкого: матер. Всеросс. конф. / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2012. С. 99–100.
2. Курбацкая Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Пермского ун-та. 1997. Вып. 4. Геология. С. 27–30.
3. Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Гершанок В.А., Простоловов Г.В. Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии // Литосфера. 2011. № 6. С. 134–140.
4. Чувашов Б.И. Динамика развития Предуральского краевого прогиба // Геотектоника. 1998. №3. С. 22–37.

Геодинамика формирования системы триасовых грабенов Западной Сибири

Триасовый период – один из главных в истории формирования Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна, являющегося наиболее важным «геолого-экономическим» регионом России. На основании комплексных геолого-геофизических исследований и картирования крупных сегментов территории составлены [2–4 и др.] достаточно детальные геологические карты доюрского основания западной части Западно-Сибирской плиты и показано, что завершением палеозойской геодинамической истории региона явилась коллизия, сопровождавшаяся тектоническим скучиванием, метаморфизмом, внедрением гранитов и формированием новообразованной коры континентального типа. Новые результаты позволяют существенно уточнить историю формирования фундамента Западно-Сибирского мегабассейна. Показано [3], что «ядра» антиклиниориев являются не блоками докембрия (срединными массивами, поднятиями древней протерозойской протокоры), а палеозойскими глубинными магматическими и метаморфическими комплексами, т.е. образованиями нижней и средней части земной коры. Их выход к поверхности (или на уровень верхней коры) происходил во время раннетриасового рифтогенеза и растяжения Западной Сибири, т.е. в самый начальный период формирования собственно Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна.

Триасовые образования изучались многими исследователями Западной Сибири [1, 5–7 и др.]; наиболее распространены базальтовая и риолит-базальтовая формации (туринская серия и ее аналоги), главным образом заполняющие ряд грабенов. В Шаймском нефтегазоносном районе западной части региона – это Даниловский, Половинкинский грабены, и некоторые другие структуры. Пространственная ориентировка этих двух грабенов позволяет предполагать, что они образовались при совершенно разных направлениях движений земной коры (полях напряжений) – Даниловский грабен продукт субширотного растяжения, а Половинкинский грабен – субширотного сжатия (см. рисунок). Это дает принципиальную возможность датировать эти тектонические процессы. Что и было нами сделано аргон-argonовым методом в Институте геоло-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

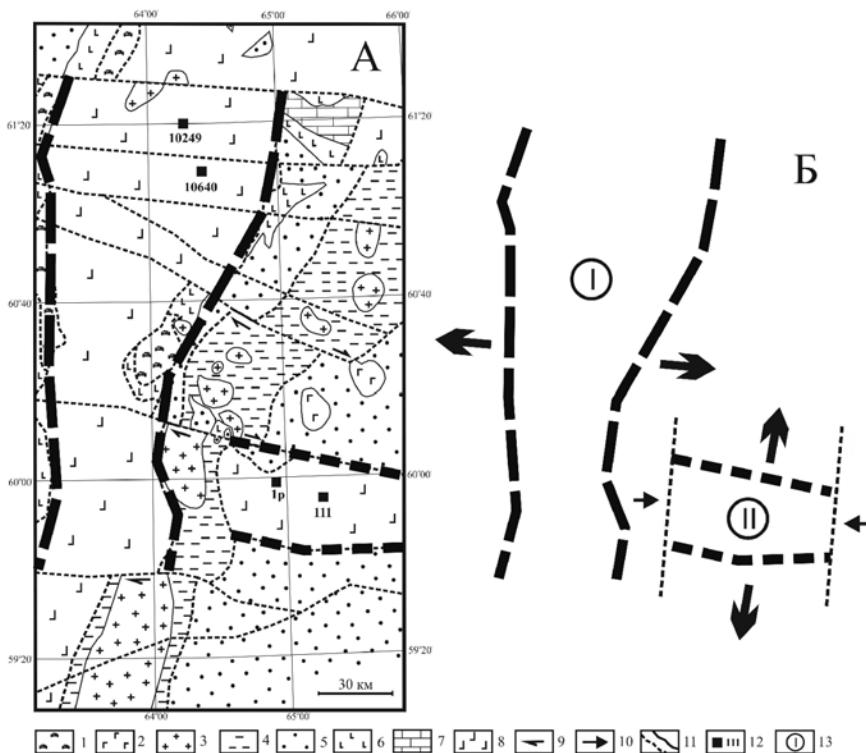


Рис. 1. Геологическая карта доюрского основания Шаймского района Западной Сибири [2] (А) и геодинамическая схема направлений растяжения и сжатия земной коры (Б).

1 – гипербазиты; 2 – габброиды; 3 – гранитоиды; 4 – сланцы верхнего палеозоя; 5 – терригенные породы карбона; 6 – базальты палеозоя; 7 – известняки девона; 8 – базальты нижнего триаса; 9 – тектонические сдвиги; 10 – направления сжатия или растяжения; 11 – границы: тектонические (пунктир) и обычные (линия); 12 – квадратом показаны скважины и их номера; 13 – вулканогенные грабены (I – Даниловский, II – Половинкинский)

гии и минералогии СО РАН, под руководством А.В. Травина. По выделенным монофракциям пироксенов из наших проб из базальтов скважины Сыморьяхская 10249 (с глубины 2138 м), пробуренной в Даниловском грабене получен возраст $249,4 \pm 4,5$ млн лет.

В пределах Половинкинского грабена выбураны вулканиты (базальты и андезибазальты) нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,5\text{--}4,4$ вес.%) и SiO_2 47–53 вес.%) с невысоким содержанием титана (TiO_2 менее 2

вес.%). По пироксенам из базальтов скважины Круглая 1р (с глубины 1900 м), пробуренной в Половинкинском грабене, получен возраст 276,7±10,4 млн лет. Вулканиты Даниловского грабена представлены оливин-нормативными базальтами нормального ряда ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2,8-4,6$ вес.% и SiO_2 47–51 вес.%) с низким или умеренным содержанием титана (TiO_2 от 1,2 до 3,1 вес.%). Микроэлементный состав базальтоидов из двух грабенов достаточно близок между собой и на дискриминационных диаграммах они попадают в поле континентальных или внутриплитных базальтов. Распределение РЗЭ в вулканитах схожее, с плавным нарастанием от тяжелых лантаноидов к легким и без каких-либо аномалий по европию. Базальты Даниловского грабена менее подвержены вторичным изменениям, т.к. в них сохранились реликты железистого форстерита с 45–50% фаялитового минала.

Полученные данные свидетельствуют о том, что в доюрском основании Западной Сибири излияния базальтов, заполняющих грабены, начались еще пермское время (вероятно, в конце ранней перми), при субширотном сжатии, т.е. при режиме коллизии, возможно сразу после или субсинхронно с образованием гранитов [3, 4]. На границе перми и триаса (или в самых низах триаса) режим субширотного сжатия сменился растяжением, стали формироваться грабены субмеридионального простирания, а извержения базальтов достигли своего максимума.

Авторы благодарят А.В. Травину (ИГМ СО РАН). Исследования проводятся в рамках проектов УрО РАН 12-5-6-005-Арктика и 13-5-005-НДР, а также РФФИ-Урал (№ 13-05-96032 р_урал_a).

Литература

1. Иванов К.П., Иванов К.С., Федоров Ю.Н. // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 766–790.
2. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 484–501.
3. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Пономарев В.С., Коротеев В.А., Ерохин Ю.В. // Докл. РАН. 2012. Т. 443. № 2. С. 198–202.
4. Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 72. P. 12–24.
5. Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: изд. СО РАН, 2002. 322 с.
6. Медведев А.Я., Альмухамедов А.И., Рейхов М.К. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 617–620.

7. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

И.А. Идрисов¹

Деформация береговых линий Каспийского моря

Регион, окружающий Каспийское море, находится под влиянием крупных и контрастно проявляющихся природных процессов: изменений уровня моря и неотектонических движений. Соотношение между этими двумя природными процессами для различных участков региона неодинаково. Следы изменений уровня моря фиксируются по распространению синхронных отложений и формированию специфических форм рельефа. Первичное их положение часто изменено неотектоническими движениями.

Например, четко выраженная вдоль Кавказского берега Каспийского моря терраса позднего хазара (синхронная микулинскому межледнику) развита до абсолютной высоты +80 м [1–3]. В то же время в северной части развития этих отложений в тектонически стабильных условиях Прикаспийской низменности, высота залегания кровли позднехазарских отложений не превышает –10 м абс. высоты [1, 2]. Соответственно, отложения позднего хазара неотектонически приподняты вдоль Кавказского берега на высоту около 100 м. Значительно большая амплитуда подъема предполагается для отложений предшествующих этапов: раннего хазара, баку, апшерона и акчагыла. Для последних подъем превышает 2,0 км [4]. Для отложений позднего хазара вопрос их неотектонической деформации во многом дискуссионен. Также значительная дискуссия наблюдается относительно деформации морских террас хвалынского этапа. Можно указать две предпосылки возникновения и поддержания такой дискуссии.

Первая и более ранняя была основана на представлениях о соотношении хвалынского этапа и валдайского оледенения. Возраст последнего предполагался примерно посередине диапазона между 100 тыс. л.н. и современностью, то есть около 40–60 тыс. л.н., при этом абсолютная датировка времени хвалынского этапа (равно как и валдайского оледе-

¹ Институт геологии ДНЦ РАН

нения) была сугубо теоретической. Терраса максимальной стадии хвалынского этапа была выделена на отметках до +60 м [1, 2], при этом первоначальное положение этой террасы предполагалось на высоте +50 м, а подъем уровня террасы на 10 м объяснялся неотектоническими процессами [1, 2]. Подобный взгляд на развитие неотектонических процессов в регионе был доминирующим до последней четверти XX века, соответственно это концепция «древней» хвалыни.

Вторая предпосылка оформилась после появления и развития методов абсолютного датирования. Появление глобальной шкалы изменения температур (составленной по итогам бурения кернов льдов и глубоководных океанических осадков); тысяч радиоуглеродных датировок отложений хвалынского этапа и синхронных отложений способствовали созданию новых представлений о возрасте этих природных событий. К настоящему времени их возраст можно оценить в 17–10 тыс. л.н. для хвалынского этапа [3, 5]. Соответственно время формирования террасы максимума трансгрессии значительно приблизилось к современности, т.н. концепция «молодой» хвалыни.

Значительный интерес в этой связи вызывают уровни террас новокаспийского этапа, для которых общеприняты минимальные тектонические деформации и стабильные уровни морских террас на отметках до –20 м. Упоминание экзотических случаев деформации уровня новокаспийских террас на куполах с активной грязевулканической тектоникой в этой связи являются лишь контрастным подтверждением общей стабильности морских террас новокаспийского этапа. При этом возраст ранних стадий новокаспийского этапа (5–8 тыс. л.) всего лишь в два раза меньше возраста максимальной стадии хвалынского этапа.

Соответственно возникает нестыковка между неотектонической «деформацией» хвалынских террас на 10 м и отсутствием «деформации» новокаспийских террас, хотя они моложе хвалынских всего лишь в 2–3 раза. При стабильном характере неотектонического развития от начала хвалынского этапа до современности, деформации уровней новокаспийских террас могли составить 3–5 м для дагестанского участка берега Каспийского моря. Вторым объяснением может быть катастрофическая активизация неотектонических процессов с вздыметием территории на 10 м между 17 и 8 тыс. л.н. При этом следов снижения уровня террасы максимума хвалыни не зафиксировано. Соответственно необходимо предположить, что в контрастных тектонических условиях Восточного Кавказа и Терско-Каспийского прогиба произошел подъем некоторых участков на 10 м при отсутствии погружения на соседних участках, а также то, что этот подъем как внезапно начался, также и внезапно закон-

чился. Вероятно, следы такого резкого подъема привели бы к каким-либо другим природным последствиям, однако их следы не известны.

Характерной особенностью первых террас хвалынского этапа (высотой +50 и +35 м), является их повсеместный абразионный характер. Фактически эти террасы на всем протяжении вдоль Каспийского моря представлены клифом и бенчем, выработанным в разновозрастных породах. Непосредственно на этих террасах фауна хвалынского типа практически не известна, а сами эти террасы выделяются морфологически.

На основе данных об абсолютном возрасте хвалынского этапа [3, 5], соотношении его с новокаспийским этапом, характере неотектонических процессов в регионе можно предложить следующее объяснение выделению «хвалынских» террас на высотах +60 м.

Исследования проводились в юго-восточной части Дагестана на восточном склоне возв. Паласа-сырт, прорезаемой долиной реки Рубас и балкой Сюгут [6, 7]. Схематический профиль склона возвышенности между этими долинами показан на рисунке.

На данном участке выделяется морская терраса хвалынского возраста высотой тылового шва +48 – +50 м. Поверхность террасы сложена преимущественно глинами. Вдоль склона возвышенности поверхность террасы осложнена делювиальными шлейфами из суглинисто-супесчаного материала. Склон возвышенности сложен бронирующей пачкой сцементированных галечников раннего хазара (средний неоплейстоцен), дислоцированных под углом 10° и падающих на восток. В средней части склона в галечниках выработана терраса позднего хазара высотой +70 – +80 м [4, 6, 7], она прослеживается на протяжении более 7 км как к югу от долины Сюгут, так и между ней и р.Рубас и севернее долины реки. Эта терраса имеет ширину 200–700 м. В верхней части склона галечники либо выклиниваются, либо переходят в отдельные фрагменты, развитые на поверхности террасы высотой +100 – +120 м, сопоставляемой с одной из террас раннего хазара [7].

Особый интерес представляет нижняя часть склона возвышенности (рисунок, 1 - II). Здесь выделяются абразионные террасы нескольких уровней. Характерно, что подобные террасы протягиваются вдоль склона на несколько сотен метров и четко фиксируются как к северу от долины Сюгут, там и в обе стороны от долины р. Рубас. Высота террасы составляет +60 м. Характерно, что на отдельных участках происходит расщепление уровня на два, более развитый верхний из которых высотой +60 м и менее развитый нижний – высотой +58 м. Ширина этих абразионных террас 10–50 м. Показательно, что они врезаны втолщу галечников и не прорезают ее, в отличие от вышележащей терра-

сы позднего хазара [7]. Ниже этих террас, четко фиксируется тыловой шов максимальной террасы хвалынского возраста, которая переходит в другие хвалынские террасы и в целом фиксирует новый этап развития природы изученного участка.

Соответственно эти морские террасы на высотах +60 и возможно +58 м являются результатом кратковременных подъемов уровня моря происходивших после формирования террасы позднего хазара, но до формирования террасы максимума ранней хвалыни. Подобное соотношение террас является уникальным (когда в одном профиле встречаются террасы высотой +80, +60 и +50 м) и позволяет сделать вывод о том, что после формирования террасы высотой +80 м, в позднехазарское или ательское время была сформирована еще одна терраса. Следы именно этой террасы, вероятно, принимались рядом исследователей за неотектонически приподнятую террасу максимума хвалынской трансгрессии.

Значительная внутренняя динамика ательского этапа для континентальных отложений к настоящему времени детально охарактеризована и, в частности, проявилась в формировании Брянской (Молого-Шекснинской) [8] погребенной почвы, разделяющей собственно ательские отложения (преимущественно лёссовые) в сопредельных регионах. Также возможно, что в ательское время наблюдались и иные изменений

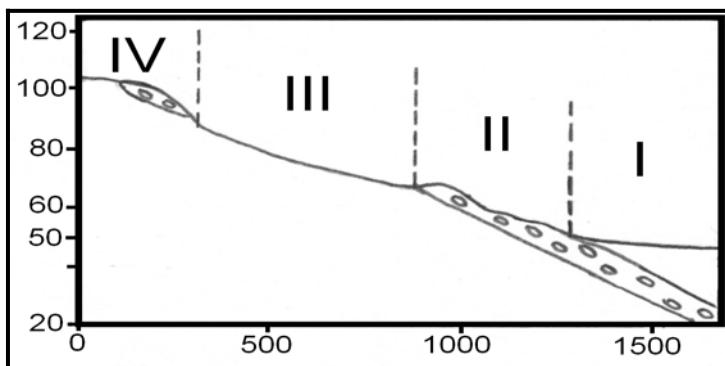


Рисунок. Схематический профиль восточного склона возв. Паласа-сырт.

Слева абс. высота в метрах, внизу расстояние в метрах.

I – морские террасы хвалынского этапа; II – галечники раннего хазара с врезанными террасами абс. высотой +60 м; III – морская терраса позднего хазара абс. высотой +80 м; IV – террасы раннего хазара

природных процессов. Допустимым выглядит и предположение, что и в позднем хазаре природные условия могли формировать нескольких террасовых уровней (по аналогии с новокаспийским временем).

Выявление и выделение новых морских террас Каспийского моря позднеплейстоценового возраста между террасами позднего хазара и ранней хвалыни позволяет решить ряд важных палеогеографических вопросов. Это может способствовать детальной реконструкции развития природы региона в ательское время, а также установить особенности неотектонического развития различных участков Восточного Кавказа.

Литература

1. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. М., 1957. 298 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 10).
2. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М., 1997. 364 с.
3. Свисточ А.А., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. К XV конгрессу INQUA. М., 1998. 291 с.
4. Голубятников В.В. Геологическое строение области третичных отложений Южного Дагестана (между р. Рубас-чай и Самур). Л.-М., 1933. 41 с.
5. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа. Автореф. дисс. ... докт. геогр. наук. М., 2009. 42 с.
6. Идрисов И.А. О структуре рельефа юго-запада Прикаспийской низменности // Аридные экосистемы. 2013. Т. 19. №1 (54). С. 36-43.
7. Идрисов И.А. Формирование возвышенности Паласа-сырт // Вестник Института Истории, археологии и этнографии. 2011. №1 (25). С.121–124.
8. Опорные инженерно-геологические разрезы лёссовых пород Северной Евразии / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: КДУ, 2008. 608 с.

**В.С. Имаев¹, А.В. Чипизубов¹, О.П. Смекалин¹,
Л.П. Имаева¹**

Перспективы и возможности палеосейсмологических исследований Сибири

При оценке сейсмической опасности важнейшей проблемой является определение максимально возможных землетрясений и геодинами-

¹ Институт Земной Коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

ческих условий в том или ином районе России. Палеосейсмогеологический метод был разработан Н.А. Флоренсовым, В.П. Солоненко, а также их учениками, как новый и эффективный научный инструмент, позволяющий существенно расширить знания о сильных землетрясениях в высокосейсмичных, но слабо населенных районах Восточной Сибири и Монголии. Здесь, несмотря на ряд сильнейших землетрясений XIX и XX веков [1, 2], явно недоставало исторических сведений о событиях, необходимых для объективного сейсмического районирования, основанного на фактах, а не на умозрительных соображениях. В первые десятилетия использования этого метода возраст сейсмогенных дислокаций оценивался по степени их сохранности. Получаемые оценки возраста соответствовали относительному или корреляционному типам. Приближённые значения возрастов, даже в приводимых диапазонах в сотни лет, часто оказывались неверными для тех палеосейсмодислокаций (ПСД), для которых в последние годы было проведено определение абсолютных возрастов.

Принципы датирования палеоземлетрясений по результатам вскрытия сейсмогенных деформаций освещены в работах [3]. Они являются общими для ПСД с любым генетическим типом подвижек. В настоящее время в большинстве случаев в качестве материала для датирования используют гумусированные слои, подстилающие и перекрывающие сейсмогенные фации отложений, которые составляют коллювиальный клин (*the colluvial wedge*). Возраст палеособытия находится в пределах временного интервала, ограниченного возрастами самого молодого и наиболее древнего слоёв, ограничивающих сейсмогенные фации отложений.

В общем случае количество коллювиальных клиньев соответствует числу сейсмогенных подвижек по разлому. Практика показывает, что число интерпретируемых палеособытий в разрезе канавы не превышает 2–3. При отсутствии гумусированных отложений, зачастую единственным способом получения приблизительного возраста тектонических уступов остаются различные модификации морфометрического метода. Благодаря своей универсальности, доступности и простоте этот метод стал одним из основных в палеосейсмологических исследованиях. К сожалению, дальнейшее совершенствование методических основ палеосейсмологии, и в первую очередь методов изучения строения сейсмотектонических дислокаций в разрезах специально пройденных траншей, происходило, в основном, за рубежом. Здесь следует упомянуть обобщающие работы американских сейсмогеологов, в первую очередь фундаментальный труд Дж МакКалпина "Paleoseismology" [3, 4], который

кстати, в 80-х годах прошлого века приезжал учиться и перенимать методы советской палеосейсмологии в Иркутск, к основоположникам метода.

Начиная, примерно, с середины 70-х годов прошлого века, развитие палеосейсмогеологического метода за рубежом и в России приобрело лавинообразный характер. Он с успехом применялся в Японии, США, Италии, Китае, Индии и, пожалуй, теперь трудно найти страну, где не используется эта методика, позволяющая восстановить историю сильных землетрясений за последние десятки тысяч лет [4].

Примером высокой востребованности и актуальности палеосейсмологических исследований для районов Восточной Сибири могут служить работы, проводившиеся в связи с проектированием нефтепровода Восточная Сибирь – Тихий Океан (ВСТО), в ходе которых установление предельно возможной магнитуды землетрясений и их повторяемости во многом определялось именно по результатам палеосейсмологических исследований. При этих работах впервые в нашей стране широко использовались материалы лазерного сканирования, проведенного по трассе проектируемого нефтепровода, что позволило, даже в сильно залесенной местности, получить цифровые модели рельефа интересующих нас участков, с детальностью, соответствующей топографической карте масштаба 1:2000, с точностью отображаемых элементов рельефа до 30 см по перепаду высот. Анализ материалов лазерного сканирования позволил не только "увидеть" и подробно откартировать многочисленные приразломные уступы, но и получить их морфометрические характеристики (высоту, крутизну), а также выделить уступы, образовавшиеся в результате как одноактных, так и многоактных подвижек. Необходимо подчеркнуть, что в условиях густой тайги некоторые из этих дислокаций практически неразличимы ни на космических и аэрофотоснимках, ни при аэровизуальном обследовании.

Для изучения эволюции сейсмического процесса в зоне Кичерского разлома (одного из наиболее сейсмоопасных в Байкальской рифтовой зоне), через обнаруженный нами сейсмогенный уступ были пройдены две траншеи. В ходе проведенных исследований было установлено что формирование Кичерской палеосейсмогенной структуры, в том числе и основного фронтального уступа происходило на протяжении голоцен. Сейсмогенные дислокации в зоне Кичерского сброса проявляются в полосе шириной до 500 м и более. Ближе к бортам впадины дислокации имеют более молодой возраст, что свидетельствует о расширении границы впадины за счёт её горного обрамления. Установлено, что сейсмогенные сбросовые уступы на конусах выноса сформированы в результате нескольких (2–3) разрывообразующих землетрясений проис-

ходивших с интервалами в 2–3 тысячи лет. Рассчитанные с использованием эмпирических соотношений (для $MD = 3–5$ м) магнитуды имеют значение $M = 7.15$ или $M = 7.04$ [5, 6]. В разрезе канавы отчётливо выражен сбросовый характер смещения по разлому, отсутствуют изгибовые деформации. Также отсутствуют следы существования козырькового выступа в строении приподнятого крыла.

Ранее неизвестный молодой разрыв, образовавшийся при сильных доисторических землетрясениях, был обнаружен в восточной части Чульманской впадины при анализе ЦМР, построенной по материалам лазерного сканирования. Разрыв проявляется в рельефе, как ярко выраженный уступ общей высотой до 10–12 м, нарушающий водораздельную поверхность, выработанную на близгоризонтально залегающей толще юрских угленосных отложений.

Полевые наблюдения подтверждают сбросо-сдвиговый характер движения по этому разлому, и наличие незначительной лево-сдвиговой компоненты, составляющей 2,5–3,5 метра. Широкое развитие приразломных грабенов в опущенном крыле у подножия основного уступа указывает на выполнение плоскости разрыва на глубине и на наличие значительно поперечного растяжения при подвижках по разрыву. В траншеях, пройденных через одну из ветвей основного уступа (непосредственно вдоль трубопровода) и через встречный уступ примерно по линии профиля, выявлены следы двух подвижек, сформировавших наблюдаемые формы рельефа. Выработка, пройденная через основной уступ вскрыла два горизонта погребенных почв, перекрытых коллювиальными клиньями. Возраст, определенный по гуминовым кислотам, выделенным из погребенной почвы, отделенной от углей, составил 3650 ± 160 лет и 1670 ± 185 лет. Следует обратить внимание на то, что Чульмаканский разлом нарушает толщу угленосных отложений юрского возраста, залегающую близгоризонтально и без каких-либо признаков движений по разрыву за период между накоплением этих отложений и формированием уступа на современной водораздельной поверхности. Это позволяет предполагать, что в данном случае мы имеем дело с чрезвычайно редким явлением – новообразованным разломом, выраженный в рельефе, уступ которого образовался в результате 2-х подвижек в позднечетвертичное время.

Магнитуда землетрясения, при котором по разрыву протяженностью ~40 км могло произойти единовременное смещение в 6–7,5 метров, составляла $M=7.0–7.5$, а его интенсивность должна была быть не менее 9 баллов по шкале MSK-64.

Приведенные примеры, один из которых (Кичерская дислокация) относится к "заведомо" высокосейсмичному региону Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), сильная залесенность которого затрудняет поиск, картирование и детальное изучение палеосейсмодислокаций, а второй (Чульмаканский разлом) – к району с редкими и не всегда уверенно выделяемыми палеосейсмодислокациями, иллюстрируют высочайшую эффективность метода лазерного сканирования при проведении палеосейсмологических исследований.

Совершенно очевидно, что пора переходить от использования материалов лазерного сканирования, сделанного по трассам магистральных трубопроводов и случайным образом пересекающих активные разломы или захватывающих их участки, к целенаправленному составлению по-лосовых карт активных разломов. Это позволит существенно пополнить каталог сейсмодислокаций Восточной Сибири, составленный коллективом лаборатории сейсмогеологии ИЗК СО РАН, и тем самым намного повысить объективность оценки сейсмической опасности для этой территории. Главной проблемой региональных сейсмогеологических исследований в России является тревожное нарастание отставания во внедрении современных методов в практику исследований. Это в значительной мере связано с почти полным отсутствием научной литературы по данному вопросу на русском языке, соответствующей современному уровню исследований. Ситуация с освоением этих новых приемов становится просто удручающей. Особенно это касается применения новых современных методов датирования, таких как ускорительная масс-спектрометрия, оптическая термолюминисценция, датирование по космогенным изотопам, внедрение которых возможно только при наличии современных, хорошо оснащенных лабораторий. Без этого проведение качественных современных палеосейсмологических исследований невозможно.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ N-12-05-00767) и Сибирского отделения РАН (интеграционный проект ИП- N-111).

Литература

1. Гоби-Алтайское землетрясение / Под ред. В.П. Солоненко и Н.А. Флоренсова. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 392 с.
2. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового Нагорья / Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. М.: Наука, 1966. 231 с.
3. Paleoseismology / Ed. by J.P. McCalpin. San Diego: Academic press, 1996. 585 p.
4. Солоненко В.П. Наука Сибири в лицах. Новосибирск: изд-во СО РАН, 2004. 182 с.

5. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геотектоника. 2010. № 2. С. 77–96.
6. Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В., Семёнов Р.М. Изучение сейсмогенных сбросов Кичерской структуры в разрезах канав // Тихоокеанская геология. 2007. № 2. С. 82–92.

Л.П. Имаева¹, В.С. Имаев¹, Б.М. Козьмин²

Современная геодинамика сейсмотектонической зоны Черского (Северо-восточная Якутия)

Рассмотрена структура Яно-Индигирского и Индигиро-Колымского сегментов зоны Черского на Северо-Востоке России. Показано, что коллизия Евразийской и Североамериканской плит способствовала возникновению здесь режима транспрессии и развитию в результате выдавливания субстрата коры на северо-западе зоны правых и юго-востоке сопряженных с ними левых сдвигов.

Северо-Восточную Якутию пересекает крупный Арктико-Азиатский сейсмический пояс, который соединяет проявления сейсмичности в Арктике и Тихоокеанском регионе и служит границей между Евразийской и Североамериканской литосферными плитами [1, 2]. Континентальная часть пояса приходится на Верхояно-Колымскую складчатую систему мезозоид. В её пределах наиболее интенсивные современные движения земной коры наблюдаются в сейсмотектонической зоне Черского. В структурно-тектоническом плане указанную зону можно разделить на два сегмента: Яно-Индигирский на северо-западе и Индигиро-Колымский на юго-востоке. Первый включает фронтальные части Колымо-Омолонского блока и ряд террейнов (Полоусно-Дебинский, Омулёвский, Нагоджинский и др.) различной геодинамической природы, расположенных к северу и северо-западу от среднего течения р. Индигирки. По системе северо-западных сдвигов террейны разобщены на крупные Чемалгинский, Тас-Хаяхтахский, Селеняхский и другие блоки. Складчато-надвиговая динамика террейнов сформировалась здесь в процессе нескольких этапов деформаций [1, 2]. Для данного сегмента характерно преобладание право-сдвиговых наложенных дис-

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

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

локаций, где амплитуды горизонтальных перемещений по разломам оцениваются в первые десятки километров [1, 2]. В становлении современного рельефа Яно-Индигирского сегмента основную роль играют разломы позднемезозойского времени заложения, активизированные в кайнозое. Наиболее показательна система разрывных нарушений вдоль осевой части Момского хребта, где трассируются Арга-Тасский и Илинь-Тасский дизъюнктивы. В плане южные кулисы разнонаправленной системы Илинь-Тасского (левый сдвиг) и Арга-Тасского (правый сдвиг) разломов сопряжены под косым углом примерно в центре Момского хребта, создавая к северо-западу и юго-востоку веерообразные зоны сжатия, представленные широким спектром складчатых деформаций в кайнозойских отложениях Индигиро-Зырянского прогиба и Момо-Селенняхских депрессий. Перед фронтальной областью сопряжения закономерно фиксируется зона растяжения, морфологически представленная Нижнемомской впадиной, где расположены кайнозойский вулкан Балаган-Тас и крупнейшая в мире наледь Улахан-Тарын с многочисленными минерализованными термальными источниками подземных вод [1, 2]. Расположенный южнее разлом Улахан сопровождается полосой эпицентров землетрясений, которая продолжается на левобережье р. Индигирки вдоль трассы Чибагалахского разрывного нарушения, но затем вблизи $140\text{--}141^{\circ}\text{E}$ круто меняет своё прежнее простирание с северо-западного на долготное. При этом, названная полоса эпицентров пересекает почти вкrest простирания Момо-Селенняхские впадины и вдоль западного склона кряжа Андрей-Тас следится к Полоусному хребту, тяготея к Селенняхскому разлому. Следует особо отметить повышенную активность этой зоны, где только в течение 1962–2013 гг. произошло 14 сильных землетрясений с $M = 5.0\text{--}6.8$ и кинематикой движений в очаге (по данным фокальных механизмов) – правый сдвиг и надвиг. Среди последних отмечены подземные толчки (Улахан-Чистайский, Илинь-Тасский и Тас-Хаяхтахский) возникшие в 2013 г. с $M = 5.4\text{--}6.8$. Наиболее интенсивным было Илинь-Тасское событие 14.02.2013 г. с макроэффектами в эпицентре до 8 и более баллов. Параметры его фокального механизма указывают, что подвижка в очаге соответствовала надвигу, вызванному близгоризонтальным северо-восточным сжатием.

В итоге, в пределах Яно-Индигирского сегмента в условиях транспрессии (сжатие со сдвигом) возникла современная динамическая обстановка, обусловленная столкновением фронтальных структур Евразийской и Североамериканской плит. При их сближении роль активного индентора выполнял Колымо-Омолонский блок (супертеррейн) [2], находящийся во фронтальной части Североамериканской плиты. Такое

воздействие вызвало появление перед фронтом индентора расходящихся северо-западных (правых) и юго-восточных (левых) сдвигов, формирующих на своих окончаниях сейсмогенные взбросы и надвиги, обладающие максимальным сейсмическим потенциалом. Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора, было ранее изучено на структурах, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания [3]. На участках коллизии литосферных плит, подвергающихся горизонтальному сжатию, материал может выжиматься по латерали вдоль орогенного пояса в места ослабленного сжатия. В результате сгруживания выжатых масс коры формируются раздувы орогенных поясов и поперечные складчатые зоны. Подобная динамическая ситуация наблюдается в Яно-Индигирском сегменте зоны Черского. Недостаток пространства в районе среднего течения р. Индигирка подчеркивается сужением разрывных структур, а к северо-западу и юго-востоку от шейки, разломы расходятся с заметным расширением деформируемой области. Отдельные пластины выдвинуты на север и северо-запад в направлении хребта Полоусный и кряжа Кулар. Их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хребта Полоусного подчеркивается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и выявляет тенденцию выдавливания материала. Не исключено, что утонение земной коры, установленное под системой хребтов Черского [1, 4] своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего растаскивания отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Второй Индигиро-Колымский (Охотский) сегмент территориально совпадает с северной частью Охотоморской коровой плиты и соответствует одноименному террейну [1, 2, 4]. Он располагается к востоку от Южного сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, от которого отделен Биликчанским разломом северо-восточного простирания. Фундамент Охотского террейна сложен архейскими и раннепротерозийскими кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Большая часть террейна перекрыта полого залегающими континентальными вулканитами Охотско-Чукотского пояса. Местная сейсмичность оконтуривает сегмент тремя диффузными полосами эпицентров землетрясений, тяготеющими к сети разломов, господствующих на западе (Кетандино-Ульбейская), северо-востоке (Индигиро-Колымская) и юге (Челомджа-Ямская и Ланково-Омолонская). Наибольшей мобильностью обладает Индигиро-Колымская

система разломов северо-западного простирания. Большинство крупных подземных толчков начала 21 века отмечено здесь в зонах влияния разломов Улахан и Чай-Юреинский, где смещения в очагах землетрясений по данным фокальных механизмов соответствовали левым сдвигам, а сжимающие усилия действовали в северо-восточном направлении [1, 2, 4]. В Индигиро-Колымском сегменте преобладает широкое развитие горизонтальных движений в виде крупных сдвиговых систем, где вертикальные подвижки (взбросы, надвиги и сбросы) имеют соподчиненное значение. Наиболее ярко эти движения выражены эшелонированной системой левых сдвигов по северо-восточной границе сегмента. Среди них самым активным является разлом Улахан. Как и на северо-западном фланге зоны Черского, здесь происходит растигивание территории на отдельные мини-блоки (Чай-Юреинский, Оймяконский, Эльгинский и др.) при перемещении их на юго-восток по левым сдвигам в сторону Балыгачанского поднятия Колымского нагорья.

Таким образом, структурная организация главных сейсмогенерирующих зон отдельных сегментов зоны хр. Черского и механизмы очагов сильных землетрясений отчётливо указывают на тип сейсмотектонической деструкции земной коры области контакта Североамериканской и Евразийской литосферных плит. Современная геодинамика зоны Черского связана с обстановкой северо-восточного сжатия, возникшей при сближении Тихоокеанской (скорость 8–10 см/год), Североамериканской (~1 см/год) и Евразийской (~0,2 см/год) [1, 2] плит при моделирующем влиянии Колымо-Омолонского блока (супертеррейна). В результате такого сближения под воздействием сжимающих усилий Охотоморская плита выталкивается к юго-востоку и востоку [1, 4]. Предложенная структурно-динамическая модель сегментов зоны Черского позволяет прогнозировать характер сейсмотектонических процессов и их возможное развитие в пространстве.

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
2. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северо-восточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 56–62.
3. Конн М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.
4. Fujita K., Kozmin B.M., Mackey K.G. et al. Seismotectonics of the Chersky seismic belt, eastern Russia (Yakutia) and Magadan district, Russia // Geology, geophysics and

В.А. Камзолкин¹, Ю.П. Видяпин¹

Основные черты структуры и структурной эволюции высокобарного Блыбского комплекса Передового хребта Большого Кавказа

Блыбский комплекс (БК) обнажается в западной части Передового хребта Б. Кавказа. Он объединяет породы, метаморфизованные при температурах 630–700 °С и давлениях 8–18 кбар [1–3], отвечающих основанию коры – верхам мантии. Это позволяет на его примере обсуждать природу и механизм эксгумации.

По данным цирконометрии [6, 7] БК датируется, в основном, средним палеозоем (девон – ранний карбон). Выше него лежит толща слабоизменённых (низы зеленосланцевой фации) вулканогенно-осадочных пород, объединяемых в урупский комплекс (УК), возраст которого определяется как верхнесилурско-нижневизейский [6]. В современной трактовке, принципиально различные формационные характеристики и $P-T$ -условия метаморфизма обоих комплексов, при их частичной одновозрастности, указывают на их тектоническое совмещение [6, 7].

Вся доверхнепалеозойская структура Передового хребта запечатана молассой, в основании которой лежат конгломераты верхнего визе с гальками кристаллических пород. Таким образом, породы БК были погружены (вероятно, в результате субдукционного процесса) до уровня низов коры – верхов мантии, претерпели там метаморфизм, а затем были выведены в верхние горизонты коры, где вошли в соприкосновение с толщами УК, в очень короткий интервал времени (конец раннего визе). Это предполагает исключительно высокую скорость субдукции, метаморфизма и эксгумации [3]. Выявление механизма, обеспечившего эти процессы, требуют знания характера и истории формирования внутренней структуры БК. В то же время единственные исследования этого вопроса относятся к середине прошлого века [4, 5]. Проведённые в последние годы работы позволяют отчасти заполнить этот пробел.

¹ ФГБУН Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ) РАН

Расшифровка ранних стадий эволюции БК, отвечающих дометаморфическому этапу и этапу проградного метаморфизма крайне затруднительна, прежде всего, из-за обилия наложенных процессов. Доступная для изучения деформационная история начинается с раннего постметаморфического этапа. В это время активно происходило образование тесно сжатых (до изоклинальных) асимметричных складок с осевыми поверхностями субпараллельными полосчатости пород. Их амплитуда не превышает нескольких десятков метров, а шарниры преимущественно полого падают на СЗ ($310\text{--}300^\circ$). Процессы складкообразования шли параллельно с формированием горизонтов бластомилонитизированных и разлинованных пород. Линзы чаще всего кварц-плагиоклазовые, но встречаются и основного состава.

Отличительной чертой данного этапа является неоднородность развития деформаций по разрезу: горизонты, характеризующиеся высокой степенью деформированности, имеющие мощность от одного до первых сотен метров, чередуются с протяженными участками практически не деформированных пород.

Эти деформации возникли на заключительных стадиях пикового метаморфизма, когда породы были ещё достаточно прогреты и пластичны, минералообразование было ещё возможно, но его ресурсы были уже ограничены. При этом они развивались вплоть до зеленосланцевого метаморфизма, который породы БК претерпели уже совместно с вулканитами УК. Таким образом, этот этап скорее всего соответствует процессу выведения толщ БК в верхние горизонты коры (экскумации).

В целом характер структуры БК, возникшей на раннем постметаморфическом этапе (широкое развитие разлинования и бластокатаклиза, концентрация деформаций в относительно маломощных полого залегающих горизонтах), говорит о широком развитии процессов тектонического расслоения. Таким образом, можно предположить, что экскумация БК осуществлялась, главным образом, за счёт выдвижения пород БК к поверхности по системе чешуйчатых надвигов. Несколько таких чешуй, отличающихся по набору пород и характеру внутренней структуры, закартированы на левом борту М. Лабы в районе балки Копцева.

Альтернативой такому механизму экскумации может быть, прежде всего, всплытие, которое должно сопровождаться образованием купола. Именно такая структура и описывалась для Блыбского выступа ранее [4, 5]. На полученной нами сводной диаграмме замеров сланцеватости для этого выступа виден разброс азимутов падений от 310 до 120° с углами от 10 до 70° . Анализ особенностей ориентировок плоскостных

элементов в разных частях Блыбского выступа, показывает, что они практически везде одинаковы и отвечают поясовому распределению, такому же, как на сводной диаграмме. Следовательно, признаки купола в структуре Блыбского выступа отсутствуют.

Наблюдаемая на сводной диаграмме картина может рассматриваться как результат интерференции нескольких последовательных стадий деформационных, наложенных на изначально субгоризонтальные плоскостные текстуры: 1) наклон к СВ под средним углом; 2) вращение их вокруг СЗ оси; 3) вращение на величину до 140–150° вокруг оси, падающей на СВ под средним углом. Данные вращения, по-видимому, связаны с образованием складчатых структур на второй и третьей стадиях деформационной истории. Первые и вторые из перечисленных деформаций могли быть одновременными или представлять собой отдельные стадии. Так или иначе, мы имеем две основные оси (статистические шарниры), контролирующие деформации: СЗ-субгоризонтальную и ортогональную к ней, наклонённую под средним углом к СВ. Деформации, связанные с вращениями вокруг СЗ шарниров, повторяются как минимум дважды: на раннем постметаморфическом этапе и на позднем этапе, после зеленосланцевого метаморфизма. Распределение ориентировок сланцеватости вдоль изученных профилей говорит о том, что складки поздних этапов сочетаются с крутыми разрывами вдоль их осевых плоскостей.

Складчатые деформации поздних этапов структурной эволюции БК, которые можно наблюдать в обнажениях, выражены небольшими (до первых метров) складками, часто каскадного типа, а иногда имеющими вид крупных кинк-зон. При этом особенности распределения ориентировок слоев и сланцеватости для БК и УК принципиально сходны, что указывает на их совместную деформацию в рамках двух последних этапов.

Общая схема структурно-метаморфической эволюции БК может быть представлена в следующем виде:

1. Накопление в девоне – раннем карбоне (?), внедрение ранних гранитоидов.

2. Погружение протолитов комплекса, по крайней мере, до уровня низов коры (субдукционный процесс) и метаморфизм в условиях высоких давлений и умеренных температур. Следов деформаций этого этапа практически не сохранилось.

Эксгумация комплекса, осуществлявшаяся, в основном, по системе чешуйчатых надвигов и сопровождавшаяся наложением ретроградного метаморфизма на уровне эпидот-амфиболитовой фации. В это же время формировались системы разрывов и зон повышенной деформирован-

сти, включая горизонты с интенсивной складчатостью, а также горизонты бластомилонитов и разлинованных пород. Возможно, что наклон системы чешуй к СВ возник на этом этапе.

Зеленосланцевый метаморфизм, затронувший одновременно БК и УК. Деформационные события этого этапа не ясны.

Первый этап совместных наложенных деформаций, на котором возникли относительно мелкие складки каскадного типа, сопровождавшие формирование более крупных складчатых форм с пологими СВ шарнирами и сопряжённых с ними разрывов.

Второй этап наложенных деформаций, связанный с формированием пологих складчатых форм с СЗ ориентировкой шарниров и завершившийся наложением блоковых деформаций, приведших к дополнительному усложнению формирующейся структуры.

В целом рассмотрение структурных особенностей и структурной эволюции БК позволяет сделать два основных вывода.

1. Современная структура основного массива пород комплекса – Блыбского выступа, описывается не купольной, блоково-чешуйчатой моделью.

2. Основным механизмом выведения толщ БК из глубинных в верхние горизонты земной коры (экскумация) являлось выдвижение по системе чешуйчатых надвигов.

Литература

1. Конилов А.Н., Бондаренко Г.В., Докукина К.А., Камзолкин В.А. Сульфиды блыбского метаморфического комплекса Северного Кавказа – новый тип минералов – контейнеров высокобарных и дometаморфических ассоциаций // Геофизические исследования. 2013. Т. 14. №1. С. 79–86.
2. Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков С.Г. Симплектитовые высокобарические гранат-мусковит-маргарит-клиноцизитовые амфиболиты Даховского выступа Северного Кавказа: генезис и реакционные структуры // Докл. РАН. 2004. Т. 397. №5. С. 650–654.
3. Перчук А.Л. Петрология и минеральная хронометрия коровых эклогитов. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2003. 48 с.
4. Самохин А.А. Структурные особенности массива Большие Балканы на Северном Кавказе // Изв. АН СССР. 1957. С. 81–91.
5. Самохин А.А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне реки Лаба. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 242–252.
6. Сомин М.Л. Главные черты доальпийского основания Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. С. 15–38.

Н.А. Каныгина¹, А.А. Третьяков², Е.Ф. Летникова³

Изотопные исследования тиллитов байконурского горизонта (Центральный Казахстан): состав и время образования источников сноса

Улутауский сиалический массив расположен на западе Центрально-го Казахстана и является одним из наиболее крупных докембрийских сиалических массивов этого региона. К западной части массива приурочен протяженный Байконурский синклиниорий, в разрезе которого преобладают венд-кембрийские отложения улутауской серии [3]. К ней приурочен тиллитовый горизонт байконурской свиты. [3]. Верхний предел ее накопления ограничивается ранним кембriем на основании согласного налегания фаунистически охарактеризованных отложений коктальской свиты. Нижний возрастной предел не известен, так как подстилаются тиллитовые образования отложениями курайлинской и бозингенской свит условно венда [3]. Таким образом, целью проведенных работ было определение возрастных ограничений накопления тиллитов байконурской свиты и изучение состава и возраста питающих провинций. Изучение проводилось в центральной части синклиниория в районе слияние рек Байконур и Курайлы.

Для определения возрастного ограничения накопления тиллитов было проведено изучение геохимических и Sr изотопных характеристик обломков карбонатных пород.

По результатам геохимических исследований установлено, что карбонатные гальки представлены в основном доломитом ($Mg/Ca > 0.5$), реже известковистым доломитом ($0.3 < Mg/Ca < 0.5$). Основная часть доломитов не удовлетворяет критериям сохранности, используемым при Sr-изотопных исследованиях доломитов: $Mn/Sr \leq 1.2$, $Fe/Sr \leq 3.0$ [7]. Полученные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатной гальке из тиллитового

¹ Новосибирский Национальный Исследовательский Государственный Университет (Новосибирский государственный университет, НГУ), Новосибирск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

³ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

горизонта байконурской свиты варьируют в интервале от 0,71514 до 0,72087 (определенено на Triton Plus в АЦ ИГиГ УрО РАН). Столь высокие значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ указывают на их постседиментационные преобразования и не могут быть использованы в целях Sr хемостратиграфии для определения временного интервала седиментации.

Для U-Pb изотопного датирования дегритовых цирконов методом LA ICP-MS было отобрано две пробы из песчаного матрикса тиллитов нижней и верхней частей разреза байконурской свиты. Исследования проводились в Университете Гонконга. Были рассмотрены распределения возраста цирконов с конкордантностью более 90%.

Минимальный возраст дегритового циркона соответствует 650 млн лет (по 5 зернам), что позволяет рассматривать этот возраст в качестве нижнего ограничения времени формирования тиллитов байконурской свиты. Таким образом, можно уверенно предполагать, что накопление тиллитов происходило в течение венда.

При этом обращает внимание то, что петрографическое разнообразие галек магматических пород тиллитов (рассланцованные гранитоиды и порфироиды, а также сиениты) в целом соответствует докембрийским образованиям Улутауского массива. Это позволяет рассматривать комплексы его фундамента в качестве основных источников сноса. Так, основная часть дегритовых цирконов песчаного матрикса тиллитов, имеет возраст в интервале 890–650 млн лет, среди которых может быть выделена популяция цирконов с возрастом от 890 до 830 млн лет, 830 до 730 и от 694 до 650 млн лет.

Цирконы с возрастом от 890 до 830 млн лет представлены зернами удлиненной формы, с преимущественно, осцилляторной зональностью и отношением Th/U = 0,3–0,8, что подразумевает их магматическое происхождение. Имеющиеся на сегодняшний день геохронологические данные позволяют уверенно выделять на Улутауском массиве только магматические комплексы моложе 830 млн лет [11, 12]. Однако в строении фундамента массива выделяются стратифицированные образования, традиционно относимые к нижнему протерозою (майтюбинская серия) и рифею (коксуская серия) [14]. Геохронологические данные о возрасте этих толщ отсутствуют, однако широкое распространение в их составе кислых вулканогенных образований, позволяет рассматривать их в качестве возможных источников дегритовых цирконов. При этом надо отметить, что магматизм, преимущественно гранитоидный, данного возрастного интервала широко проявлен и на других сиалических массивах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП),

в частности, в Актюзском блоке (Северный Тянь-Шань) [15] и Тувино-Монгольском массиве [5].

Цирконы с возрастом от 830 до 730 млн лет представлены зернами с незональным или неотчетливо зональным строением, в некоторых зернах первичная магматическая осцилляторная зональность принимает неясные очертания. Th/U отношение варьирует от 0,6 до 2,1. С учетом особенностей внутреннего строения и Th/U соотношений могут быть выделены четыре популяции цирконов с возрастами 830–820, 815–805, 796–790, 760–730 млн лет. Тектоно-магматические события данного возрастного интервала широко проявлены в пределах Улутауского массива, их отражением является в частности становление гранитоидных массивов жаункарского (803 ± 27 млн лет) и актасского (791 ± 7) комплексов [11]. Близвозрастные аналоги распространены также в пределах Чуйско-Кендыктауского, Северо-Тяньшаньского сиалических массивов [15–17], Тувино-Монгольского массива [5], Дзабханского массива [18].

Популяция наиболее молодых цирконов с возрастом от 713 до 650 млн лет представлена удлиненными зернами с осцилляторной зональностью и Th/U отношением в интервале 0,3–0,5. Этому периоду на Улутауском массиве соответствует активизация внутриплитной магматической деятельности, в том числе становление карсакпайского комплекса щелочных сиенитов.

Характерной особенностью цирконов с возрастом от 830 до 730 млн лет, является постоянное присутствие признаков метаморфического преобразования (нарушение первичной магматической зональности, обрастанье дегритовых цирконов широкой каймой, неясная мозаичная структура, округлые формы зерен не гипергенной природы, а так же высокие Th/U отношения), в отличие от более молодых цирконов с возрастом от 713 до 650 млн лет. При этом практически все докембрийские магматические комплексы, участвующие в строении Улутауского массива, подвержены метаморфическим преобразованиям, варьирующими от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Раннее было предложено рассматривать в качестве нижнего возрастного предела метаморфизма возраст гнейсо-гранитов актасского комплекса (791 ± 7), а верхнего – возраст формирования карсакпайского комплекса (673 ± 2 млн лет), щелочные сиениты которого не подвержены метаморфическим преобразованиям [12]. Полученные данные позволяют существенно сузить нижний временной интервал проявления метаморфизма в комплексах фундамента Улутауского массива.

Выделены две весьма незначительные по объему популяции цирконов с возрастом 1,0–1,2 млрд лет и 900–910 млн лет. В пределах Улу-

тауского массива магматические комплексы данного возраста не обнаружены. Незначительное количество зерен с этим возрастом может указывать на локальный характер данного события или удаленность источников сноса. Мезопротерозойский магматизм широко проявлен в формировании гранитоидов на Кокчетавском [6, 10, 11, 13] и Северо-Тяньшанском массивах [2, 16, 17], а неопротерозойский – риолит-гранитной вулкано-плутонической ассоциации на Актау-Моинтинском массиве [1].

Необходимо отметить, что среди цирконов с конкордантными значениями были встречены единичные округлые незональные или не отчетливо зональные зерна с возрастом 2,4–2,6 млрд лет с отношением Th/U 0,4–0,6. В восточном сегменте ЦАСП этот интервал широко проявлен в породах фундамента Тувино-Монгольского [8] и Дзабханского массивов [4]. В пределах западной части ЦАСП магматических пород неоархейского–палеопротерозойского возраста на сегодняшний день не обнаружено. При этом обращает на себя внимание, что большинство мезо-неопротерозойских гранитоидов сиалических массивов западной части ЦАСП демонстрируют палеопротерозойские модельные возрасты их коровых источников: мезопротерозойские гранитоиды (1153–1133 млн лет) Северо-Тянь-Шаньского массива – T_{DM} 1,74 \div 2,1 млрд лет [17], мезопротерозойские гранитоиды (~ 1150 млн лет) [10, 13] Кокчетавского массива – T_{DM} 2,3 \div 2,5 млрд лет [13], неопротерозойские (834 \div 844 млн лет) гранитоиды и ортогнейсы Актюзского блока (Северный Тянь-Шань) – T_{DM} 1,6 \div 2,2 млрд лет [16]. Эти возрасты совпадают с модельными возрастами метаморфических пород зерендинской серии (T_{DM} 2,09 \div 2,65 млрд лет), слагающей фундамент Кокчетавского сиалического массива [19]. В свете этих данных полученные древние оценки возраста дегритовых цирконов из матрикса тиллитов являются дополнительным свидетельством проявления палеопротерозойского этапа эволюции сиалических массивов западной части ЦАСП.

Таким образом, результаты изотопно-геохронологического изучения дегритовых цирконов указывают на ведущую роль в строении фундамента Улутауского массива неопротерозойских магматических комплексов, являвшихся основными источниками сноса при формировании в венде тиллитов байконурской свиты.

Работа выполнена в рамках базового проекта НИР, при финансовой поддержке РФФИ (гранты 12-05-00569, 11-05-00272)

Литература

1. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А. Позднедокембрийская вулкано-плутоническая ассоциация Актауд-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // Докл. РАН. Т. 421. 2008. С. 515–519.
2. Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Александров П.А., Анисимова И.В. Среднерифейские гранитоиды западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань): структурное положение, строение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 2. С. 219–223.
3. Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Изд-во Московского Университета, 1979. 251 с.
4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т., Диденко А.Н., Плоткина Ю.В., Подковыров В.Н. Кристаллические комплексы нижнего докембра Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
5. Кузьмичев А.Б., Ларионов А.Н. Сархойская серия Восточного Саяна: неопротерозойский (770–800 млн лет) вулканический пояс андийского типа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 7. С. 875–895.
6. Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты грэнвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2007. Т. 417. №4. С. 221–224.
7. Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вишневская И.А., Терлеев А.А., Константинова Г.В. Геохимические и изотопные (Sr, C, O) характеристики венд-кембрийских карбонатных отложений хр. Азыр-Тал (Кузнецкий Алатау): хемостратиграфия и обстановки седиментогенеза // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1466–1487.
8. Летникова Е.Ф., Вещева С.В., Прошенкин А.И., Кузнецов А.Б. Неопротерозойские терригенные отложения Тувино-Монгольского микроконтинента: геохимическая корреляция, источники сноса, геодинамическая реконструкция // Геология и геофизика. 2011. №12. С. 2110–2122.
9. Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковleva С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 644–648.
10. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. Среднерифейские гнейсо-граниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 511–515.
11. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 2. С. 219–222.
12. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Летникова Е.Ф., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст последнего эпизода докембрийского регионального метаморфизма в Южном Улутау (Центральный Казахстан) // Докл. РАН. 2013. Т. 446. № 4. С. 469–473.

стан): результаты геохронологических U-Pb исследований гранитов актасского комплекса // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 1. С. 58–64.

13. Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Докл. РАН. 2011. Т. 436. №4. С. 499–503.

14. Филатова Л.И. Докембрий Улу-Тау. Изд-во МГУ, 1962. 326 с.

15. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. V. 42. P. 805–820.

16. Kröner A., Alexeiev D.V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2012. V. 21. P. 901–927.

17. Kröner A., Alexeiev D.V., Rojas-Agramonte Y., Hegner E., Wong J., Xia X., Belousova E., Mikolaichuk A., Seltmann R., Liu D.Y., Kiselev V.V. Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen // Gondwana Res. 2013. V. 23. P. 272–295.

18. Levashova N.A., Kalugin V.M., Gibsher A.S., Yff J., Ryabinin A.B., Meert J.G., Malone S.J. The origin of the Baydarie microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 306–320.

19. 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.

В.Б. Каплун¹

Глубинное строение Амуро-Зейского и Среднеамурского осадочных бассейнов (Дальний Восток) по данным магнитотеллурических зондирований

Амуро-Зейский и Среднеамурский осадочные бассейны (АЗОБ и САОБ) входят в состав Восточно-Азиатского рифтогенного пояса [3], но относятся к различным его ветвям. Интерес к изучению данных бассейнов связан в первую очередь с определением их минерагенического потенциала.

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косягина ДВО РАН, г.Хабаровск, Россия

Амуро-Зейский осадочный бассейн мезозойско-кайнозойского возраста расположен в Центрально-Азиатском тектоническом поясе иложен на структуры Луньцян-Селемджинского орогенного пояса, Цзымусы-Буреинского, Аргуно-Мамынского и Дягдачих массивов [11] является наиболее крупным на территории юга Дальнего Востока России. Активное изучение бассейна геофизическими методами началось в 60-е годы прошлого столетия и было направлено на поиски нефти [1]. К настоящему времени почти вся территория изучена государственной гравиметрической съёмкой масштаба 1:200000, аэромагнитными съёмками масштаба 1:25000–1:200000, на отдельных площадях выполнены электроразведочные работы (методы ТТ, ВЭЗ, ДЭЗ) и сейсморазведочные профили (КМПВ, МОВ). По результатам работ были построены карты мощности осадочного чехла, структурно-тектонические схемы поверхности фундамента [1, 8, 9, 12].

Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ) располагается в зоне сочленения Цзымусы-Малохинганского массива Центрально-Азиатском тектонического пояса и Сихотэ-Алинского орогенного пояса [11] и представляет собой систему грабенов и горстов [2]. Строение осадочного чехла бассейна изучено достаточно широко различными геологогеофизическими методами, хотя и недостаточно полно. Имеющиеся результаты геологого-геофизических исследований обобщены и систематизированы в недавно опубликованной монографии [10].

Глубинное строение обоих бассейнов изучено слабо и представление о нем строится на результатах нескольких профилей сейсмических и магнитотеллурических зондирований (МТЗ).

Целью данных исследований было детальное изучение строения и электрических параметров литосферы Амуро-Зейского и Среднеамурского осадочных бассейнов, проведение их сравнительного анализа по результатам магнитотеллурических зондирований (МТЗ) с привлечением других геологого-геофизических данных.

Для решения поставленной задачи были проведены полевые работы методом МТЗ по сети региональных профилей, пересекающих бассейны вкрест их простирации. Зондирования выполнялись с шагом 1 км в высокочастотном диапазоне $10^4 \div 1$ Гц, для изучения осадочного чахла, и с шагом 5–7 км в широком частотном диапазоне $10^4 \div 4 \cdot 10^{-4}$ Гц, для изучения земной коры и верхней мантии. Регистрация естественного электромагнитного поля Земли проводилась с использованием цифровой 24-разрядной станции MTU-5A производства фирмы Phoenix (Канада).

В период с 2010 по 2012 гг. в Амуро-Зейском осадочном бассейне выполнено три профиля МТЗ: г.Благовещенск – п.Биракан (2010 г.) [6],

с.Корфово – с.Поярково – с.Асташиха – с.Новосергеевка (2011 г.) [7], г.Благовещенск – с.Новоильиновка (2012 г.) длиной 350, 200 и 170 км, соответственно. Профили имеют субширотное простиранье и проходят на расстоянии около 40 км друг от друга.

В северо-западной части Среднеамурского осадочного бассейна в 2012 и 2013 годах вкрест его простирания выполнено два профиля МТЗ длиной 85 и 105 км на расстоянии около 20 км друг от друга с выходом за его пределы.

По результатам работ методом МТЗ для обоих бассейнов были построены геоэлектрические разрезы до глубин 5 и 120–150 км.

Сравнение геоэлектрических разрезов осадочного чехла, фундамента и литосферы в целом АЗОБ и САОБ, показывает их значительное различие. Осадочный чехол АЗОБ в основном имеет горизонтально-слоистое строение, а в САОБ – на общем фоне пологоволнистого залегания у бортов грабенов отмечается крутое, иногда до 30–40 градусов падение слоев. Кроме этого, по сейсмическим данным МОГТ [5] и новым данным МТЗ, выделяются надвиги с юго-восточного направления. Подобное строение осадочного чехла отражает различия в строении фундамента бассейнов и их тектоническое развитие. Фундамент АЗОБ характеризуется чередованием вытянутых в субмеридиональном направлении областей поднятий и погружений, а в САОБ – имеет сложное блоковое строение и представляет собой разнообразное сочетание грабенов и горстов. Большинство грабенов САОБ представляют собой полуграбены с крутым юго-восточным бортом, ограниченным сбросом, другим – пологим. Электрические свойства осадочного чехла и фундамента обоих бассейнов близки между собой и характеризуются низкими электрическими сопротивлениями от первых Ом·м до первых сотен Ом·м для первого, и высокими значениями электрического сопротивления, превышающими 1000 Ом·м, для второго. Данная дифференциация электрического сопротивления позволяет с высокой степенью достоверности определять мощность осадочного чехла и изучать строение фундамента обеих бассейнов. Полученные результаты хорошо согласуются с результатами бурения и данными сейморазведки.

Наибольшие различия между бассейнами наблюдаются в их глубинном строении. Геоэлектрические разрезы АЗОБ до глубины 150 км, характеризуются относительно простым строением и представляют собой горизонтально-слоистый разрез с чередованием слоев высокого и низкого электрического сопротивления. Земная кора мощностью 38–40 км [4] имеет высокое электрическое сопротивление свыше 1000 Ом·м, в которой, на глубинах 15–20 км отмечается наличие низкоомного слоя с со-

противлениями менее 100 Ом·м. Высокоомная земная кора подстилается проводящим слоем с сопротивлениями первые десятки Ом·м и мощностью около 10 км, ниже которого до глубины 80–100 км расположен слой повышенного сопротивления со значениями первые сотни до тысяч Ом·м. Глубже располагается верхняя мантия с сопротивлениями 5–50 Ом·м. Геоэлектрические разрезы САОБ, в отличие от АЗОБ, характеризуются сильной латеральной неоднородностью. Характерной чертой глубинного строения САОБ является вертикальная блоковая структура строения ее литосферы и резкая контрастность электрических сопротивлений верхней мантии бассейна под Центрально-Азиатским текtonическим и Сихотэ-Алинским орогенным поясами. Литосфера бассейна до глубины 120–150 км представляет собой чередование блоков высокого свыше 1000 Ом·м и низкого от первых десятков до первых сотен Ом·м сопротивления. Наиболее низкие электрические сопротивления корреспондируют с предполагаемым положением глубинных разломов, скрытых под осадочным чехлом, Куканским, Ишу-Харпийским, Уликинским. Отмечается значительное уменьшение электрического сопротивления верхней мантии до 100 Ом·м под Сихотэ-Алинским орогенным поясом и подъем кровли области пониженного сопротивления до глубины 20 км.

Анализ результатов МТЗ выполненных в АЗОБ и САОБ, с привлечением других геолого-геофизических данных, показал существенное различие в их строении. Вследствие этого можно сделать вывод о том, что развитие этих бассейнов происходило различными путями. Основную роль в образовании АЗОБ играло медленное погружение литосферного блока, ограниченного Зейско-Селемджинским разломом с запада, Западно-Туранским – с востока и Намуэрхэ – с юга. Образование САОБ происходило более сложным образом. Наличие сдвиговых и надвиговых структур, многочисленных горстов, грабенов и полуграбенов, разнонаправленная сеть разломов свидетельствует о преобладающей роли сдвиговых деформаций в истории образования бассейна. Наиболее вероятным механизмом, объясняющим его развитие, может быть связан с взаимодействием Тихоокеанской литосферной плиты с Евроазиатским континентом.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 13-05-10014 К и 12-05-91158-ГФЕН_а, ДВО РАН 12-III-A-08-187, ОНЗ РАН 12-I-ОНЗ-11.

Литература

1. Бернштейн Г.Л., Волхонин В.С., Горбачев И.Ф., Крупская Г.В., Мальденбаум М.М., Щербакова Б.Е. Геологическая структура Зее-Буреинской впадины по результатам региональных геолого-геофизических работ // Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. Вып. 4. Изд-во «Недра», 1970. С. 271–300.
2. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Средне-Амурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
3. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург–Благовещенск–Харбин, 1999. 135 с.
4. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. №2. С. 236–240.
5. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской автономной области // Геофизика. 1999. Специальный выпуск к 50-ле-тию «Иркутского геофизика». С. 29–32.
6. Капун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы Амуро-Зейского осадочного бассейна по профилю МТЗ г.Благовещенск–п.Биракан // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31. №2. С. 41–53.
7. Капун В.Б. Геоэлектрический разрез литосферы юга Амуро-Зейского осадочного бассейна по результатам магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32. №3. С. 3–20.
8. Липиневский Э.Н., Степанов П.П. Основные черты тектоники центральной и южной частей Зее-Буреинской депрессии // Геология и геофизика. 1963. №5. С. 117–122.
9. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.
10. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с.
11. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Объяснительная записка к Тектонической карте масштаба 1:1500000. Владивосток; Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
12. Шатков Г.А., Бабаев А.О., Максимовский В.А., Пуринг В.В. Тафрогенный комплекс Амуро-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984. №3. С. 54–67.

Этапы геологического развития Озерной зоны Западной Монголии

В геологической эволюции западной Монголии можно выделить два главных этапа – доколлизионный и постколлизионный.

Среди доколлизионных геологических комплексов можно выделить фрагменты оphiолитовой ассоциации, осадочно-базальтовые (**БЗ**) и осадочно-вулканогенно-олистостромовые толщи (**ОЛ**).

Офиолиты образуют клинья между тектоническими пластинами и чешуями, сложенными толщами БЗ и ОЛ, и, вероятно, являются фрагментами основания этих пластин. Породы расслоенного комплекса оphiолитовой ассоциации исследовались на хребте Дариби. В этом районе они представлены дунитами, гарцбургитами, верлитами, вебстеритами, клинопироксенитами и габбро. По цирконам из плагиогранитов, прорывающих габбро-нориты, U-Pb методом получен возраст – 573 ± 6 млн лет [4]. Спайдер-диаграммы составов габбро и пироксенитов близки к N-MORB, но на них фиксируются Th, Zr, Hf и для большинства образцов Ti минимумы. Отношения La/Yb пород – 0.3–1.25. Расплавы, из которых было сформировано габбро, характеризуются величинами $\epsilon_{Nd}(T)=2.6\text{--}6.9$, $I_{Sr}(T)=0.7037\text{--}0.7047$, пироксениты – $\epsilon_{Nd}(T)=9.3$, $I_{Sr}(T)=0.7069$. Присутствие клинопироксенитов свидетельствует о том, что расплавы были флюидосодержащие [8]. Возможно, они образовывались при влиянии зоны субдукции – либо при ее заложении, либо в задуговом бассейне.

Толща БЗ сложена переслаивающимися слоями известняков, кремней, терригенных пород и мощными пачками подушечных базальтов. **Толща ОЛ** включает известняки, кремни, терригенные породы, мощные пачки вулканических брекчий и горизонты олистостромы разной мощности. Наши наблюдения в хребте Хан-Хухей, совпадающие с мнением авторов работы [6], показывают, что толща ОЛ занимает более верхнюю стратиграфическую позицию и без резких структурных несогласий, но, возможно, с размывом надстраивает толщу БЗ. Возраст толщи ОЛ по

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

² Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов (ТувИКОПР) СО РАН

³ Новосибирский государственный университет (НГУ)

комплексу фауны оценивается как раннекембрийский. Для толщ БЗ имеются оценки возраста по Sm-Nd изохронам – 522–527 млн лет [1].

Исследования магнезиальных подушечных лав базальтов и андезибазальтов толщи БЗ показали, что их составы располагаются в полях низко-калиевых толеитовых и известково-щелочных серий. Часть спайдер-диаграмм лав соответствуют N- и E-MORB, на остальных фиксируются минимумы HFSE разной глубины, свойственные для пород, образованных при влиянии субдукционных процессов. Отношение $(La/Yb)_N$ в породах изменяется от 0.17 до 6. В работе [3] в структуре Озерной зоны Монголии в хребте Сэйр описаны подушечные лавы типа OIB. Корреляция величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от величин соотношения La/Yb показывает, что изотопный состав лав зависит от степени их обогащения элементами-примесями. То есть, существующие составы доаккреционных лав Озерной зоны Монголии являются результатом смешения расплавов, образованных из двух источников – деплелированного с $\epsilon_{Nd}(T) = +9 - +11$ (N-MORB) и более обогащенного с $\epsilon_{Nd}(T) = +5 - +6$ (OIB). Вероятно, расплавы образовывались в различной близости от зоны субдукции. Вблизи зоны субдукции влияние надсубдукционных флюидов привело к формированию магм в той или иной степени деплелированных HFSE.

Обломки вулканических брекчий толщи ОЛ представлены непрерывным рядом пород от базальтов до кислых. Кислые породы делятся на калиевые и натровые (тоналиты, трондемиты) типы.

Присутствие большого объема терригенных осадков в разрезах толщ БЗ и ОЛ свидетельствует о том, что поздневенд-кембрийские геологические комплексы Озерной зоны Монголии накапливались в бассейне вблизи с источниками терригенного сноса, возможно, в задуговом бассейне.

На границе кембрая и ордовика произошло закрытие бассейна и сформировалась каледонская структура Монголии. Период деформаций, связанных с закрытием окраинномарского бассейна, оценивается по возрасту постколлизионных интрузивных массивов, секущих каледонскую аккреционную структуру – 500–480 млн лет. Постаккреционная магматическая активность проявлялась в формировании интрузивных массивов и субвулканических тел.

Составы постколлизионных позднекембрийско-раннеордовикских **основных и средних интрузивных массивов** на геохимических диаграммах попадают в поля разной щелочности – низкокалиевых толеитовых серий, низко- и высококалиевых известково-щелочных серий. Концентрация TiO_2 в массивах габбро варьирует от 0.5 до 3 мас. %. Al_2O_3 – от 10 до 20 мас. %, MgO – от 5 до 12 мас. %. Изотопный состав габброидных массивов хребта Хан-Хухей характеризуется $\epsilon_{Nd}(T)$ от -5

до +6 и свидетельствуют, что мантийные основные магмы выплавлялись как их обогащенных, так и из деплелированных источников. Из одного массива роговообманкового габбро на востоке хребта Хан-Хухей нами Ar-Ar методом получен возраст 500 ± 6 млн лет.

Постаккреционные массивы **кислых пород** делятся на калиевые и натровые гранитоиды. Судя по данным геологической съемки и материалам, опубликованным в работах [1, 2, 5], натровые гранитоиды были сформированы в кембрии – раннем ордовике. Калиевые гранитоиды, по-видимому, формировались в раннем палеозое и в девоне. Новые данные, полученные нами U-Pb методом для калиевых гранитоидов севернее оз. Баян-Нуур (490 ± 5 млн лет, монацит), восточной части хребта Хан-Хухей (481 ± 3 млн лет, циркон) и на хребте Дариби (504 ± 8 млн лет, сфен), подтверждают и уточняют данные K-Ar метода, использованного при геологической съемке. Составы калиевых гранитоидов попадают в поля I- и S-гранитов. Изотопный состав раннепалеозойских калиевых гранитоидов характеризуется $\epsilon_{Nd}(T)=0\text{--}1.1$ в хребте Дариби и $\epsilon_{Nd}(T)=-8$ севернее озера Баян-Нуур. Девонские калиевые граниты, опробованные нами в хребте Хан-Хухей, характеризуются $\epsilon_{Nd}(T)=1.7\text{--}8$.

Геохимические и изотопные данные по натровым гранитоидам приведены в работах [2, 5].

Субвулканические тела силлово-дайкового комплекса западной Монголии были образованы в период наиболее мощного магматического этапа. Суммарный объем силлов и даек значительно превышает объем подушечных лав базальтов. Большинство составов основных и средних субвулканических тел на геохимических диаграммах попадают в поля разной щелочности – от низко-калиевых толеитовых серий до высококалиевых известково-щелочных серий. Субвулканические тела кислого состава делятся на калиевые и натровые типы.

Первые изотопные данные по породам хребта Хан-Хухей показывают, что базальтовые силлы и дайки по изотопному составу разбиваются на две группы – с $\epsilon_{Nd}(T)=+3\text{--}+4$ и $-6\text{--}-7$. То есть, мантийные основные магмы выплавлялись как их обогащенных, так и из деплелированных источников.

Детальные исследования силлово-дайкового комплекса хребта Дариби показали, что исследованные субвулканические тела различаются по геохимическому и изотопному составу и, по-видимому, по возрасту. Нами выделяются следующие группы: 1) непрерывный ряд пород от пикритобазальтов до тоналитов, который, в свою очередь, делится на серии: пикритобазальты–низкоитриевые тоналиты (А) и пикритобазальты – высокоитриевые тоналиты (Б); 2) трондьемиты; 3) единичные

субвулканические тела калиевых андезибазальтов (далее не рассматриваются); 4) дайки андезибазальтов с ксенолитами калиевых гранитоидов; б) комплекс бимодальных даек – диабазов и плагиогранитов (далее не рассматриваются).

Породы группы 1 образовывались в результате смешения низкокалиевых пикритовых и тоналитовых расплавов. Пикритовые расплавы с $\epsilon_{Nd}(T)=+6 - +8$ образовались в результате плавления гранатовых лерцолитов мантийного клина. Тоналитовые расплавы с $\epsilon_{Nd}(T) = -3$, по-видимому, образовались при частичном плавлении океанических мafических пород основания дуги или субдуцируемого слэба. Для пород этой группы имеется одно определение возраста (Ar-Ar метод по амфиболу) – 450 ± 4 млн лет. Трондьемитовые расплавы группы 2, с $\epsilon_{Nd}(T)$ варьирующим от 2.5 до 7.5, могли образовываться при плавлении субдуцируемых метапелитов или амфиболитов при незначительных концентрациях сульфидов. Калиевые граниты (группа 4), возможно, образовывались при плавлении субдуцируемых пелитов или при фракционировании мантийных магм. Магматические породы группы 5 с $\epsilon_{Nd}(T)=-6 - -10$ могли образоваться в результате MZ-KZ внутриплитных процессов.

Таким образом, в позднем венде – кембрии магматическая активность протекала в окраинноморском бассейне и продолжалась с 570 млн лет, когда были образованы породы офиолитовой ассоциации до приблизительно 500 млн лет. В период формирования офиолитов выплавлялись расплавы, близкие к N-MORB, хотя уже тогда ощущалась близость зоны субдукции. Возможно, начиналось ее заложение. Изотопный состав мантийных источников магм характеризуется величинами $\epsilon_{Nd}(T)=2.6-6.9$, $I_{Sr}(T)=0.7037-0.7047$ (по габбро) и $\epsilon_{Nd}(T)=9.3$, $I_{Sr}(T)=0.7069$ (по пироксенитам).

В раннем кембрии в бассейне изливались лавы подушечных базальтов. Они выплавлялись из двух источников – N-MORB и OIB в разной близости от зоны субдукции.

Базальты типа N-MORB и некоторые примитивные надсубдукционные базальты выплавлялись из мантийных источников с $\epsilon_{Nd}(T)=+9 - +11$. Базальты типа OIB выплавлялись из источников с $\epsilon_{Nd}(T)=+5 - +6$. Базальты типа E-MORB и некоторые умеренно обогащенные надсубдукционные лавы образовались при смешении магм N-MORB, OIB и, в ряде случаев с примитивными надсубдукционными базальтами.

Во второй половине раннего кембрия излияния лав базальтов сменились эксплозивными извержениями. Важной особенностью этого этапа магматизма является формирование непрерывно-дифференцированных

серий пород, кислые компоненты которых включают тоналиты и трондемиты.

Палеомагнитные данные показывают, что в раннем кембрии бассейн располагался на приэкваториальных широтах.

На границе кембрия и ордовика произошло закрытие бассейна и сформировалась каледонская структура Монголии. Постаккреционная магматическая активность проявлялась в формировании интрузивных массивов и субвулканических тел. Существующие определения возраста пород показывают, что раннепалеозойский постаккреционный этап магматизма продолжался с 500 млн лет как минимум до 450 млн лет. Образовались непрерывно-дифференцированные серии пород от пикритобазальтов и габбропироксенитов до кислых. Важной особенностью этого этапа является формирование как калиевых, так и натровых гранитоидов. Постаккреционные раннепалеозойские магматические расплавы выплавлялись из разных мантийных источников с $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -8 до +8.

Девонский этап магматизма связан с процессами растяжения в Монголии [7] и проявился в выплавлении щелочных базальтовых магм и в широком внедрении массивов калиевых гранитоидов. Предварительные палеомагнитные данные показывают, что мантийные источники магм располагались на сороковых градусах северной широты.

Литература

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бургтайский массив щелочных и редкометальных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. №5. С. 467–494.
3. Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Терентьева Л.Б. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. №4. С. 417–444.
4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хайн Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
5. Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П., Шелепаев Р.А., Терентьева Л.Б. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны западной Монголии: механизм роста палеозойской континентальной окраины // Петрология. 2009. Т. 17. №5. С. 470–508.

6. Хераскова Т.Н., Томуртогоо О., Хайн Е.В. Офиолиты и верхнедокембрийско-нижнепалеозойские образования Озерной зоны хребта Дариби (Западная Монголия) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1985. № 6. С. 25–31.
7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
8. Gaetani G.A., Grove T.L. The influence of water on melting of mantle peridotite // Contribs Mineral. Petrol. 1998. V. 131. P. 323–346.

**И.К. Козаков¹, В.П. Ковач¹, Е.Б. Сальникова¹,
И.В. Анисимова¹, Е.В. Бибикова², Т.И. Кирнозова²,
М.М. Фугзан², К.-Л. Ван³, С.-Л. Чун⁴, Б.-М. Джан⁴**

**Позднерифейские высокоградные метаморфические
комpleксы в структуре каледонид восточной части
Центрально-Азиатского складчатого пояса: тектоническая
позиция, возраст, этапы формирования**

Структура раннекаледонской складчатой области восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием блоков с кристаллическим основанием и обрамляющих их зон развития позднерифейских и венд-раннепалеозойских комплексов океанических бассейнов и островных дуг. Наиболее крупные фрагменты докембрийской континентальной коры представлены в фундаменте Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов. Последний рассматривался ранее как типовая структура с раннедокембрийским фундаментом или, так называемый, «Дзабханский кратонный террейн» [7]. Сонгинский выступ, расположенный между Тувино-Монгольским и Дзабханским микроконтинентами, также рассматривался как выступ раннедокембрийского фундамента и объединялся с Дзабханским микроконтинентом [8]. Однако, результаты геохронологических и Nd изо-

¹ Санкт-Петербург, Институт геологии и геохронологии докембра РАН, ivan-kozakov@yandex.ru

² Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва, Россия

³ Институт наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань

⁴ Национальный Университет Тайваня, Тайпей, Тайвань

топно-геохимических исследований свидетельствуют, что развитые в его пределах высокоградные метаморфические комплексы связаны с процессами позднерифейского тектогенеза [1, 4]. Это относится и к образованиям джаргалантского комплекса Тарбагатайского выступа [2].

Породы фундамента южной части Дзабханского микроконтинента перекрыты вулканогенными породами дзабханской свиты, на которых залегают терригенно-карбонатные шельфовые отложения цаганоломской свиты. Для цаганоломских известняков установлен возраст 632 ± 14 млн лет [6]. Pb-Pb изотопно-геохимические исследования свидетельствуют о том, что в областях сноса Дзабханского палеобассейна преобладали позднерифейские (980–780 млн лет) породы, изотопный состав Pb которых был близок к мантийному [6]. Можно предположить, что в южном обрамлении Дзабханского микроконтинента под отложениями цаганоломской свиты могут находиться позднерифейские островодужные и/или океанические комплексы.

В северо-западной части Дзабханского микроконтинента наиболее полно представлены высокоградные метаморфические породы, традиционно рассматриваемые как типовые образования его фундамента. В них выделяются две зоны, различающиеся по типу структурно-метаморфического развития: Ургамалская и Дзабхан-Мандалская – монометаморфическая и полиметаморфическая соответственно. В породах Ургамалской зоны региональный метаморфизм достигал условий амфиболитовой фации, но не сопровождался проявлением процессов ультратемпературного амфиболитовой фации и мигматизированные. В Дзабхан-Мандалской зоне этот метаморфизм и сопряженные с ним деформации наложены на породы, ранее метаморфизованные на уровне высокотемпературной амфиболитовой фации и мигматизированные. Главным критерием отнесения этих пород к нижнему докембрию была высокая степень метаморфизма и присутствие рассланцеванных гранитоидов (гнейсо-гранитов). Позднее породы Дзабхан-Мандалской зоны были отнесены к раннему протерозою, а Ургамалской к рифею.

Геохронологические исследования позволили дать оценку возрастных интервалов проявления процессов регионального метаморфизма и складчатости в фундаменте Дзабханского микроконтинента. Синметаморфические габбро-диориты Дзабхан-Мандалской зоны определяют время проявления раннего эпизода метаморфизма (860 ± 3 млн лет), а гнейсограниты (856 ± 2 млн лет) его завершение [3]. Завершающую стадию становления континентальной коры Дзабханского микроконтинента в целом фиксируют гранитоиды Дзабханского батолита (786 ± 6 млн лет), развитые как в пределах Ургамалской и Дзабхан-Мандалской зон, так и всей площади развития пород фундамента. Для раннего эпизода

высокоградного метаморфизма оценка возрастного интервала его проявления составляет 865–855 млн лет, а для позднего – около 855–785 млн лет. Для баяннурского метаморфического комплекса сопредельного Сонгинского блока установлен возраст синметаморфических границ 802±6 млн лет.

Петро- и геохимические данные для метаморфических пород Дзабхан-Мандалской зоны характеризуют обстановку энсиалической вулканической дуги. Главными источниками метатерригенных пород Ургамалской зоны были продукты размыва пород вулкано-плутонических комплексов активной окраины. Кристаллические сланцы и гнейсы Дзабхан-Мандалской зоны имеют рифейские значения $t_{Nd}(DM) = 1.4 - 1.1$ млрд лет при положительных величинах $\varepsilon_{Nd}(t) = +5.5 \dots +2.2$. Эти изотопные характеристики свидетельствуют, что исходные расплавы протолитов гнейсов и кристаллических сланцев могли быть образованы путем плавления коровых пород со среднерифейскими модельными возрастами или смешанных позднерифейских ювенильных и древних коровых источников.

Геохронологические исследования дегритовых цирконов из метатерригенных пород Ургамалской зоны показали, что среди них преобладают цирконы с возрастами в интервале около 900–820 млн лет (средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 863 ± 7 млн лет). Дегритовые цирконы из метатерригенных пород Дзабхан-Мандалской зоны имеют возрасты в интервале 900–840 млн лет (средневзвешенное значение возраста по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 871 ± 8 млн лет), а возраст прорывающих эту толщу габбродиоритов 860 ± 3 млн лет. Таким образом, ее накопление происходило в интервале около 900–860 млн лет. Как отмечалось, практически в этом же интервале находятся возрасты для магматических пород Дзабхан-Мандалской зоны (856 ± 2 и 860 ± 3 млн лет) и Баяннурской зоны Сонгинского выступа (859 ± 3 млн лет). Кроме того, возраст плагиогранитов из гальки конгломератов метатерригенной толщи дзабханской свиты равен 874 ± 3 млн лет, а время формирования терригенной толщи находится в интервале около 874–790 млн лет [5]. Значения Nd модельных возрастов песчаников и аргиллитов этой толщи находятся в интервалах 2.3–1.7 и 1.5–1.3 млрд лет соответственно [1]. Полученные данные свидетельствуют о проявлении в рассматриваемых комплексах в период около 880–870 млн лет процессов конвергенции [4, 5]. В целом, продукты размыва позднерифейских магматических пород могут являться одним из источников метатерригенных пород Ургамалской зоны. Присутствие в них незначительного количества цирконов с раннепротерозойскими

значениями возраста (1.77–1.6 млрд лет) позволяет предполагать, что одним из источников могли быть образования древних платформ.

Результаты проведенных исследований свидетельствуют о масштабном проявлении позднерифейских (880–780 млн лет) процессов конвергенции, с которыми связано формирование позднерифейской континентальной коры восточного сегмента ЦАСП.

Предполагается [7, 9, 10], что суперконтинент Родиния с относительно стабильной конфигурацией существовал в интервале около 1000–850 млн лет, после чего в структурах древних кратонов практически в том же интервале (880–780 млн лет) начались процессы дивергенции, определяющие ранние стадии ее распада. Полученные данные позволяют полагать, что параллельно с процессами дивергенции в пределах древних континентальных блоков и шельфа Родинии, определявшими распад суперконтинента, в палеоокеанической области его обрамления происходило заложение и развитие зон конвергенции, с которыми связано становление позднерифейской новообразованной и переработка древней континентальной коры.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ № 11-05-00476, 11-05-92003.

Литература

1. 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.
2. 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.
3. 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.
4. 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.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. и др. Позднерифейский возраст конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 21. № 5. С. .
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. Хераскова Т.Н., Буши В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 5–28.
8. 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. V. 21. P. 87–110.
9. Condie K.C. Continental growth during formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // Gondwana Res. 2001. V. 4. P. 5–16.
10. Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precam. Res. 2008. V. 160. P. 179–210.

И.К. Козаков¹, А.Крöнер², В.П. Ковач¹

Архейские образования в составе Тарбагатайской группы блоков докембрия раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии

В складчатой области южного обрамления Сибирской платформы (раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии) представлены фрагменты континентальных массивов, сочлененные в ходе раннекаледонского тектогенеза с позднерифейскими и венд-раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами [5]. Формирование наиболее древних кристаллических комплексов в составе раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии происходило в раннем докембрии. Такие комплексы представлены в фундаменте микроконтинентов, представляющих собой фрагменты древних кратонов, входивших в суперконтинент Родиния. Однако, U-Pb геохронологические, Sm-Nd и Pb-Pb изотопные данные свидетельствуют о присутствии раннедокембрейских образований только в северо-западной части Байдарикского блока [2], идерском комплексе Тарбагатайской группы выступов докембрия [3], а также в Гарганской глыбе, где определен возраст цирконов тоналитовых гнейсо-гранитов 2664 ± 15 млн лет (SHRIMP II), сопряженных с высокотемпературным метаморфизмом [7].

Исследования циркона тоналит-трондьемитового байдарагинского комплекса U-Th-Pb методом (SHRIMP II) позволили выделить среди

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

² Institut für Geowissenschaften, Universität, Mainz, Germany

них три возрастные группы [3]. К первой относятся цирконы, ядра которых по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ имеют возраст ~ 2.8 млрд лет. Основная группа циркона по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ имеет значения возраста в интервале 2.5–2.65 млрд лет. Среди цирконов основной группы представлены характерные для гранулитов. К третьей возрастной группе (~ 1.8 млрд лет) отнесены зерна циркона оболочек и перекристаллизованных доменов.

Кристаллические комплексы Тарбагатайской группы блоков докембрая рассматривались как образования выступа раннедокембрийского фундамента [4], в составе фундамента Дзабханского микроконтинента [5], а позднее Тарбагатайского кратонного террейна [6]. Однако, они слагают разрозненные гигантские блоки, “плавающие” в поле пермских гранитоидов Хангайского батолита, и структурно обособлены от собственно Дзабханского микроконтинента и Байдарикского блока. К настоящему времени в составе Тарбагатайской группы установлены как палеотак и неопротерозойские комплексы: идерский и джаргалантский.

В образованиях раннедокембрийского идерского комплекса были установлены анортозиты с возрастом 1784 ± 10 млн лет [1] и гнейсо-граниты 2219 ± 25 млн лет (U-Pb метод по циркону), а наиболее ранние метаморфические преобразования происходили в условиях гранулитовой фации [3]. Об этом свидетельствует присутствие среди метаморфических пород и мигматитов амфиболитовой фации включений двупироксеновых кристаллических сланцев и чарнокитоидов (эндербитов и чарнокитов). Для магматических цирконов эндербитов идерского комплекса установлен возраст 2542 ± 1.4 млн лет (U-Th-Pb, SHRIMP), для метаморфогенного циркона (оторочки в магматических цирконах эндербитов) – 1855 ± 3 млн лет. Последнее значение связано с региональным метаморфизмом высокотемпературной амфиболитовой фации, определяющим структуру идерского комплекса. Для метаморфогенных цирконов чарнокитов установлен возраст 1859 ± 3 млн лет, а в ядрах этих цирконов – 2522 ± 2.1 млн лет; эти значения, по видимому, также отражают проявление наложенного раннепротерозойского регионального метаморфизма, с одной стороны, и время кристаллизации расплава, формирующего чарнокиты, сопряженные с метаморфизмом гранулитовой фации.

Для кристаллических пород идерского комплекса установлены значения $t_{\text{Nd}}(2\text{-st DM}) = 3.0\text{--}2.7$ млрд лет при $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -4.8\text{--}-0.8$, то есть их источники незначительно моложе установленных для кристаллических пород байдарагинского и бумбугерского комплексов Байдарикского блока: $t_{\text{Nd}}(2\text{-st DM}) = 3.3\text{--}2.9$ млрд лет [2]. Полученные данные свиде-

тельствуют, что формирование пород идерского комплекса происходит в позднем архее в интервале 2.70–2.54 млрд лет.

Отметим, что формирование высокоградных метаморфических комплексов фундамента наиболее крупного «кратонного террейна» – Дзабханского микроконтинента – связано не с раннедокембрийскими, а позднерифейскими (880–780 млн лет) корообразующими процессами (тезисы в настоящем сборнике, Козаков, Ковач и др.).

Работа выполнена при поддержке РФФИ и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов в неоге”.

Литература

1. Анисимова И.В., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Анортозиты докембрийских террейнов ЦАСП – возраст, источники и геологическое положение (на примере Хунжилингольского массива Центральной Монголии) // Докл. РАН. 2009. Т. 428, № 1. С. 80–86.
2. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
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. Зайцев Н.С. Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15–22.
5. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчаторный пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. №. 6. С. 3–32.
6. 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. V. 21. P. 87–110.
8. Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G. et al. SHRIMP zircon age of the Gargan block tonalites – find early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia Mobile Belt. 32th Intern. Geological Congress. 2004. Abstract.

Внутриплитные зоны дислокаций северо-западного сегмента Волго-Уральской антеклизы

Геолого-структурные исследования последних лет свидетельствуют о значительной внутриплитной подвижности Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [2, 3]. В пределах СЗ части Волго-Уральской антеклизы одной из форм проявления такой подвижности является становление и развитие системы долгоживущих зон сдвиговых дислокаций, образующих закономерный структурный ансамбль. Наиболее крупные из них представлены Владимирско-Вятской, Вятской и Сурско-Камской зонами (рисунок). Данные структуры являются глубинными нарушениями, осложняющими комплексы фундамента и чехла ВЕП. Они характеризуются неоднородным строением в вертикальном и латеральном направлениях, что связано с изменением геодинамических условий в процессе их развития, а также с неустойчивым характером проявления деформаций в реологически расслоенной среде.

Вертикальная неоднородность зон обусловлена сочетанием в их разрезе гетерогенных структур (снизу вверх): в породах фундамента – глубинное нарушение, заложившееся в связи с коллизионными процессами в палеопротерозое; в рельфе кровли фундамента – выступ, уступ или авлакоген рифейского возраста; в осадках чехла – система инверсионных валообразных структур, надстраивающих рифейские троги, а также колонна структурно дисгармоничных пакетов, соответствующих различным по реологии и характеру деформаций толщам плитного комплекса. В латеральном направлении вдоль зон отмечается чередование сегментов транспрессии и транстенсии, участков концентрированного и диссипативного проявления дислокаций, локальных узлов проявления альпинотипных покровно-складчатых структур, сдвиговых дуплексов сжатия и растяжения, куполообразных поднятий и депрессий, структур типа пулл-апарт и «домино». Вдоль простирации зон часто отмечаются явления продольного выжимания и нагнетания вещества с формированием горизонтальных протрузий (см. рис., Вятская зона).

В качестве примера рассмотрим Владимирско-Вятскую зону (ВВЗ), тектоническая позиция которой соответствует границе Московской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы (рис.). По отношению к комплекс-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

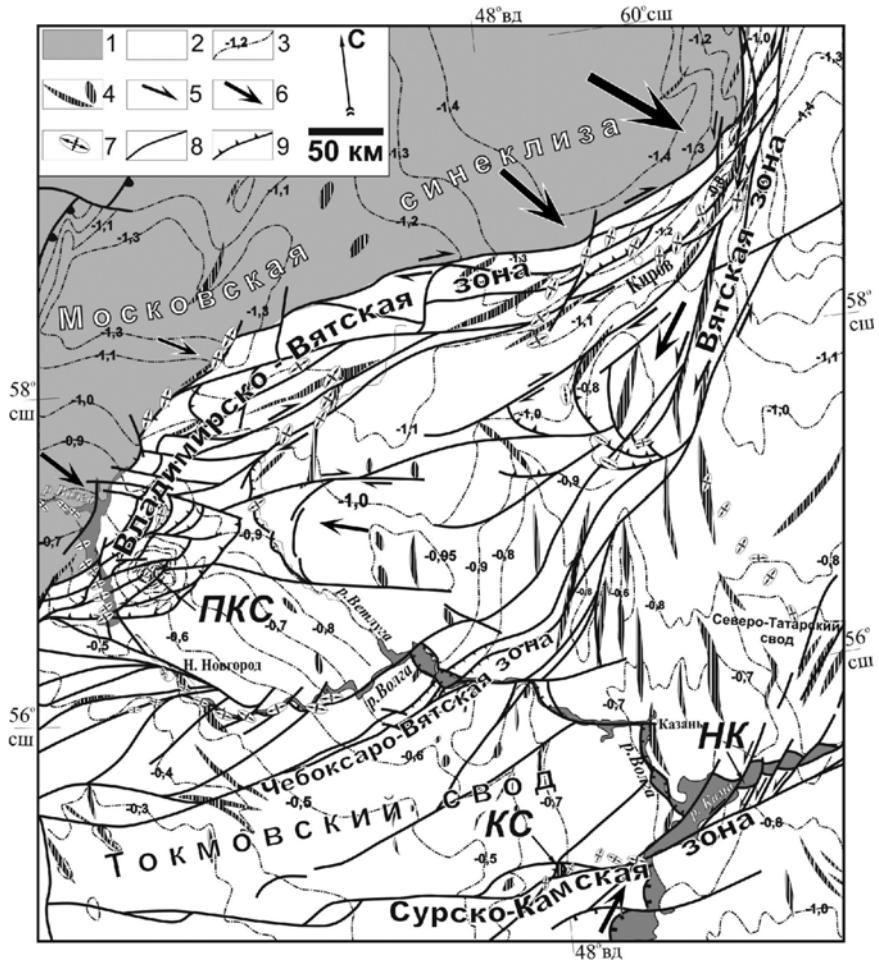


Рис. 1. Структурно-кинематическая схема СЗ части Волго-Уральской антеклизы.

1–2 – Фенноскандинавский (1) и Волго-Уральский (2) сегменты ВЕП; 3 – стратоизогипсы кровли верейского горизонта среднего карбона; 4 – вальы и складки чехла; 5–6 – направления сдвиговых (5) и тангенциальных (6) перемещений; 7 – ориентировка главных осей деформации; 8 – сдвиги; 9 – взбросы и надвиги. Структуры: ПКС – Пучеж-Катунская, КС – Карлинская, НК – Нижнекамская

сам фундамента она расположена над глубинным разломом ЮВ борта Среднерусского палеопротерозойского пояса, который разделяет Волго-

Уральский и Фенноскандинавский сегменты фундамента ВЕП. Центральный и СВ сегменты ВВЗ представляют собой область диссипативных правосдвиговых дислокаций. В ЮЗ части зоны, в области Пучеж-Катунского сегмента, ВВЗ образует S-образный горизонтальный изгиб, в пределах которого развит Воротиловский выступ фундамента, а перекрывающие его толщи чехла подвержены альпинотипным деформациям. В них развиты зоны тектонического меланжа, складчато-надвиговые структуры и дивергентные зоны нарушений, образующие структуры «пальмового дерева», а также ряд наложенных более поздних структур. С Пучеж-Катунским сегментом ВВЗ пространственно связан крупный (70 км) одноименный импактный кратер, который часто связывают с падением метеоритного тела в раннеюрское время (рис.) [1].

Структурные исследования показали, что данный сегмент ВВЗ характеризуется длительным полистадийным развитием. Выявлено четыре стадии деформаций плитного этапа: 1) покровно-складчатые и 2) транспрессионные деформации герцинского тектонического цикла; 3) импактное формирование кратерной воронки и системы радиально-концентрических нарушений в ранней юре; 4) тектоническая активизация разрывных структур в киммерийско-альпийское время. В целом Пучеж-Катунская импактная структура приурочена к области наиболее интенсивных деформаций транспрессионного сегмента ВВЗ. Такое «прицельное» попадание метеоритного тела не просто в тектоническую зону, разделяющую крупнейшие структуры ВЕП, но и в ее самый динамически напряженный сегмент, выглядит маловероятным. С другой стороны, оценки амплитуд импактного воздействия (до 50 ГПа) и закономерное их снижение с глубиной сложно связать с чисто тектоническими процессами [1]. В качестве альтернативы метеоритной гипотезе может быть предложена модель приповерхностного плазменного взрыва, связанного с декомпрессией. Его мощность могла быть велика, а размещение в напряженном сегменте тектонической зоны – вполне закономерно.

Во многом аналогичные особенности тектоники отмечаются для Сурско-Камской зоны (СКЗ). В ее строении обособлены конформные и диагональные сдвиги высокого порядка, образующие структуры «домино», а также крупные линзовидные тела – сдвиговые дуплексы. В пределах одного из таких дуплексов локализована Карлинская структура, имеющая много общего с Пучеж-Катунской (рис.). Она приурочена к области выклинивания линзовидного тела и ограничена сдвигами. Структурные исследования и материалы бурения показали, что данная

структурой развивалась полистадийно и имеет покровно-складчатое строение. На ранних стадиях в условиях транспрессии сформировались складки и покровы (надвигание палеозойских пород на мезозойские), сопряженные со сдвигами. В плиоцене в связи с декомпрессией покровно-складчатые структуры были прорваны вертикальными протрузиями, сложенными тектонитами пород палеозоя. Развитие протрузий сопровождалось заложением сбросо-сдвигов и декомпрессионных полостей, заполненных брекчиями и флюидизатами. Серия таких протрузий образует центральное поднятие Карлинской структуры, которое обрамляется кольцевой компенсационной депрессией, заполненной осадками плиоцена. В бассейне нижнего течения р. Камы строение СКЗ иное. Она образована системой диагональных и продольных сдвигов, образующих Нижнекамскую транстенсионную структуру типа «домино» (рис.). Эта структура выражена в морфологии долины р. Камы с характерными присдвиговыми депрессиями, формирование которых было связано с вращением и сдвиговым скольжением блоков – «клавиш домино».

Рассмотренные примеры иллюстрируют латеральную неоднородность зон дислокаций и особенности их полистадийного развития. В процессе их эволюции отмечается не согласованное по времени проявление циклическое чередование стадий сжатия (транспрессии) и растяжения (транстенсии). Декомпрессионные стадии иногда сопровождались эксплозивными явлениями и развитием вертикальных протрузий.

На основе полученных кинематических данных была составлена динамическая схема (рис.). Как было установлено ранее [2, 3], в пределах Фенноскандинавского сегмента ВЕП доминирующим динамическим процессом киммерийско-альпийского времени являлось латеральное перемещение геомасс к ЮВ в виде плито-потоков. На рассматриваемой территории эта тенденция проявилась лишь отчасти. Фронтальная наиболее выдвинутая к ЮВ часть плито-потока Фенноскандии располагается в районе слияния Владимирско-Вятской и Вятской зон. В пределах последней направления латеральных перемещений резко меняются и приобретают ЮЮЗ ориентировку, что было связано с продольным выдавливанием геомасс из области тектонического нагнетания во фронте плито-потока (Рис. 1). В целом можно отметить, что одной из общих тенденций динамического развития рассматриваемых зон нарушений является то, что они выступали в роли структур аккомодации надрегионального динамического явления, связанного с горизонтальными перемещениями крупных внутриплитных массивов пород в виде плито-потоков.

Литература

1. Глубокое бурение в Пучеж-Катунской импактной структуре / Ред. В.Л. Масайтис, Л.А. Певзнер. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 392 с.
2. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника, 2010. № 2. С. 56–76.
3. Колодяжный С.Ю. Структуры латерального течения северо-восточной части Восточно Европейской платформы. Статья 2: структурные парагенезы осадочного чехла // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87. Вып. 2. С. 3–16.

М.Л. Конн¹

Каков истинный ареал герцинской складчатости на востоке Русской плиты?

Часто декларируется, что в структуре чехла Русской платформенной плиты отражены воздействия герцинского и раннекиммерийского орогенеза соседних с нею подвижных поясов Урала и Палео-Мезотетиса. При этом герцинский тектогенез на платформе многими понимается не только как ее общее поднятие вместе с окружающими орогенами, которое действительно имело место (будучи повсеместно зарегистрировано географическим несогласием в подошве верхнемезозойских слоев) и являлось частью глобального поднятия всей Пангеи. В него попутно включают и такие события, как смятие авлакогенов, образование надвигов и любые другие проявления горизонтального сжатия. Учитывая присутствие и более поздних, альпийских, деформаций, весьма популярна также точка зрения о длительном (или «многофазном») стиле развития подобных внутриплитных структур – валов, зон складчатых дислокаций и надвигов.

Вместе с тем, анализ имеющихся материалов, включая результаты как старых, так и последних геологических съемок, бурения и геофизики, показывает, что здесь все далеко не так однозначно, да и в целом роль доальпийского сжатия чехла заведомо преувеличивается. Сразу же оговоримся при этом, что мы исключаем из рассмотрения доказанное

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

разными способами интенсивное сжатие и повторный метаморфизм фундамента и чехла Русской плиты, происходившие на ее востоке близ самой зоны герцинской коллизии (зона Уралтау). Эта полоса коллизионных складчато-надвиговых деформаций, вошедшая в состав древнего орогена Урала, узкая: на западе она не выходит из Предуральского про-гиба. Здесь же нами имеются в виду гораздо более удаленные от Урала тектонические объекты – такие, как Жигулевские, Доно-Медведицкие, Сурско-Мокшинские и Вятские дислокации (и даже находящийся уже в Московской синеклизе Окско-Цининский вал), относительно которых предполагается длительная доальпийская деформация с участием горизонтального сжатия. При этом здесь, естественно, не рассматриваются многочисленные соляные купола в Прикаспийской синеклизе, постепенный рост которых в позднем фанерозое очевиден.

Материалы о степени доальпийской и раннеальпийской внутри-плитной деформации прежде всего показывают различное поведение в этом смысле двух частей рассматриваемой платформенной области: крайней юго-восточной, прилегающей к подвижной области Палео- и Мезотетиса, и восточной, находящейся напротив Урала.

В пределах первой из них (Скифская плита, Донбасс, Кряж Карпинского) древние складчатости чехлов авлакогенов проявлены лучше, чем во второй. При этом параллельно в последние годы появились работы, где убедительно доказывается более широкое, чем это считалось, проявление альпийских и киммерийских движений в бортах Донбасса и Кряжа Карпинского [13–15]. Однако содержащиеся в некоторых из этих публикаций попытки полного отрицания факта герцинского смятия Донецкого складчатого сооружения представляются избыточными. В этом можно наглядно убедиться, сравнивая заведомо более пологий стиль коробления меловых слоев по сравнению с таковыми палеозоя, заметный на структурных картах восточного погружения Донбасса. Да и весьма сильный метаморфизм палеозойских углей и терригенных пород никак не соответствует незначительному – пород мела. Попытки игнорировать герцинский этап Донбасса весьма критически воспринимаются рядом специалистов [В.А. Корчемагин, устное сообщение], да и, по сути, мало что добавляют к детальному анализу вопроса, сделанному в свое время В.С. Поповым [10]. Если же оценивать только полностью однозначные из имеющихся на настоящий день сведений о киммерийско-альпийской активизации Донецкого региона, то она исчерпывается следующими фактами: несомненно ларамийским наложенным сжатием соляных куполов ДДВ к западу от Донбасса [9, 11, 12], послемеловым (ларамийским и/или новейшим) формированием бортовых надвигов –

Северодонецкого и Персиановского [13, 14], раннекиммерийским с обновлением в позднеальпийское время сжатием Кряжа Карпинского [15] и ларамийской (с позднеальпийским обновлением) деформацией Северо-Азовского вала [10]. Осевую же зону Донецкого внутриплитного орогена, резко несогласно перекрытую мелом, по-прежнему следует считать герцинской. Если же в целом оценивать южный ареал проявления герцинского орогенеза на платформе, то на севере он не выходит за линию Донбасс-Кряж Карпинского: находящиеся сразу к северу Доно-Медведицкие дислокации – уже полный продукт альпийских (послемеловых) движений.

Совсем иначе обстоит дело к западу от Урала. Крайние к западу герцинские складки, доказанные резкими угловыми несогласиями в основании нижнетриасовых или юрских слоев видны только около Предуральского прогиба. К западу от него и в непосредственной близости картируются редкие и малоамплитудные (100–200 м) субвертикальные разрывы взбросового типа (Суксунский и Тулвинский). Они секут пермь и имеют уральское простирание, однако их верхний предел возраста не известен из-за отсутствия соответствующих отложений; кроме того, они заметно выражены в новейших движениях [4, 8]. На относительно близких к Уралу структурах Общего Сырта триасовые и юрские слои развиты широко, но они смяты согласно с пермскими. Кроме того, здесь же имеется зона послемеловых грабенов (ссылки см. в [7]), и все это свидетельствует о решающей роли альпийских движений, проявившихся здесь в виде рас-tяжения и формирования флексур и пологих поднятий.

Равным образом отсутствуют угловые несогласия между палеозойскими и верхнемезозойско-палеогеновыми пластами в ядрах валов внутри дислокаций чехлов авлакогенов (Вятских, Жигулевских, Сурско-Мокшинских, Керенско-Чембарских и Саратовских [1–3, 5, 7], при-чем совместные наклоны слоев достигают 5–10°, а то и 20–30°. Дисло-кации имеют позднеальпийский возраст: в них задействованы не только юрско-меловые, но и эоценовые и даже неогеновые слои, в местах их присутствия (например, наклоненный около Жигулевского взброса акчагыл). С другой стороны, заметных проявлений ларамийского несогла-сия нет, и движения соответствующего возраста ощущаются слабо – только по конседиментационным перерывам внутри маастрихта–палеоценца в ядрах растущих валов. Все это не исключает присутствия в некоторых местах выступов карбона и перми, однако они изометричны и, кроме того, граница географического несогласия в подошве юры–мела все равно повторяет в плане форму более молодых позднеальпий-ских складок.

Итак, можно заключить, что мощное герцинское сжатие локализовалось лишь на самом востоке Русской плиты, около коллизионного шва в узкой зоне Уралтау Уральского орогена. При этом оно резко сходило на нет сразу к западу от оси Предуральского прогиба, не захватив больших пространств внутри Русской плиты в ее современных границах. Подобный рисунок пространственного распределения индуцированных коллизией внутриплитных деформаций прямо противоречит тому, который наблюдается в данном смысле для позднеальпийских коллизионных деформаций, возникших в том же платформенном регионе: гораздо более умеренной амплитуды, они распределились на площади весьма широко, при этом очень постепенно сходя на нет по мере удаления от зоны коллизии.

Подобное принципиальное различие требует своего объяснения, и предположим, что оно связано с противоположной диспозицией сталкивающихся плит в системе надвиг–поддвиг. В позднеальпийское время Восточно-Европейский кратон как часть Евразийской плиты находился в висячем крыле зоны субдукции, а индентационные деформации создавались пододвигавшейся Аравийской плитой. При этом прилегавшая к зоне коллизия лобовая часть последней испытала в Загросе сильные деформации фундамента, напоминая в этом отношении зону Уралтау на Урале. Напротив, в герцинскую эпоху тот же Восточно-Европейский кратон, составлявший тогда плиту Балтия, находился в лежачем крыле зоны субдукции и, пододвигаясь под мозаику блоков Казахстана и Сибири, сам тогда выполнял роль индентора, создававшего сжатие в висячем крыле. В принципиальном плане, определяющая роль именно пододвигающейся плиты в качестве главного индентора отмечалась разными исследователями и, в том числе, автором [6].

Помимо обсуждения теоретических проблем, связанных со степенью воздействия коллизионных напряжений на структуру самих сталкивающихся плит, вывод о незначительном проявлении герцинского сжатия на обширных пространствах востока Русской плиты важен еще и в отношении практики и методики использования мезоструктурных методов для изучения новейшего напряженного состояния. Поскольку позднеальпийское сжатие оказывается главным в фанерозойской истории платформ Восточной Европы, это прибавляет дополнительный аргумент в пользу синхронного ему возраста борозд скольжения и других кинематических маркеров, присутствующих в палеозойских породах чехла. Это позволяет существенно расширить географию применения данного метода, вынужденно ограничивающую фрагментарным распространением кайнозойских пород.

Литература

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1: 1 000 000 (нов. серия). Лист О-(38), 39 – Киров. Объяснительная записка / В.П. Кириков (гл. ред.). СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 331 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1: 200 000 (нов. серия). Лист N-38 – Кузнецк. Объяснительная записка / С.С. Шульгин. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 131 с.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации, м-б 1: 200 000 (нов. серия). Лист N-38-XXI – Земетчино. Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 131 с.
4. Колесниченко А.А. Кинематика и новейшее развитие Суксунско-Красноуфимского разрыва (Центральное Приуралье) по мезоструктурным данным // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2010. Т. 85. Вып. 6. С. 14–19.
5. Коноваленко С.С., Ткаченко И.С. Новые данные о строении и времени формирования Жигулевской дислокации // Геологические предпосылки и методика поисков залежей нефти в Волго-уральской провинции. М.: Недра, 1979. С. 74–77 (Тр. ИГиРГИ; Вып. 24).
6. Котт М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном пояссе. М.: Научный Мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
7. Котт М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).
8. Котт М.Л., Верхбицкий В.А., Колесниченко А.А. Новейшая динамика и вероятное происхождение Тульинской возвышенности Пермского Приуралья // Геотектоника. 2008. № 6. С. 45–69.
9. Погребнов Н.И., Потапов И.И., Смирнов Б.В. Тектоника / Под ред. Ф.А. Белова // Геология СССР. 1976. Т. 46. С. 515–577.
10. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации (Прикаспий, Предкавказье, Азово-Черноморский регион). М.: Научный Мир, 2001. 306 с.
11. Попов В.С. Тектоника // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Ч. 1. Донецкий бассейн. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 103–151.
12. Путеводитель экскурсии по Донецкому бассейну / Под ред. Д.Е. Айзенберга, В.В. Лагутина, М.Л. Левенштейна, В.С. Попова. М.: Наука, 1975. 360 с.
13. Разницын В.А. Тектоническое районирование и генезис структур северной зоны мелкой складчатости Донбасса // Геотектоника. 1976. № 1. С. 57–73.
14. Стюба С.Н., Стифенсон Р.А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепрово-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофиз. Журнал. 2000. Т. 22, вып. 4. С. 37–61.
15. Soborov K. Structural evolution of the Karpinskiy swell, Russia. // C.R. Acad. Sci. Paris. 1995. Т. 321, serie II. P. 161 a 169.

Кайнозойское поле напряжений востока Русской равнины и Южного Урала (по данным компьютерного моделирования результатов структурных наблюдений)

Впервые представляется картографическая реконструкция новейшего поля напряжений юго-востока Русской равнины, Приуралья и Южного Урала (рис. 1), выполненная с применением компьютеризированного структурно-кинематического метода (в понимании О.И. Гущенко и его коллег [1–4]). Она основана на результатах обработки длительно собиравшегося в Геологическом институте РАН и обширного (более 12 000 замеров) массива полевых наблюдений мезоструктурных кинематических маркеров – зеркал и борозд скольжения, стилолитов и жил [5–11, 13]. Принципиальная перспективность подобного подхода применительно к изучению динамики платформенных деформаций была показана и другими исследователями [4, 14]. Большая часть соответствующих данных собиралась в позднемезозойско-кайнозойских породах платформенного чехла и, несомненно, отражает кайнозойское (а для пород палеогена–квартера – напрямую новейшее) поле напряжений. Для тех же участков Русской плиты, где ее чехол завершается верхне-палеозойско-триасовыми слоями, наблюдения приходилось проводить в более древних породах, но новейший возраст напряжений проверялся путем сравнения с результатами замеров в точках выхода неоген–четвертичных пород [5, 6, 10]. Одновременно обобщались данные о динамике и кинематике формирования известных новейших макроструктур – разрывов, флексур и складок–валов (см. рис. 1) и особо анализировались образуемые ими закономерные структурные рисунки. Кроме того, по цифровым и топографическим картам рельефа дешифрировались несущие динамическую информацию морфоструктурные рисунки новейшего рельефа (например, кулисность отрезков гидросети, связанные с такой кулисностью систематические расширения долин пуллапартового типа, и т.п. [5, 7, 10] (рис. 2).

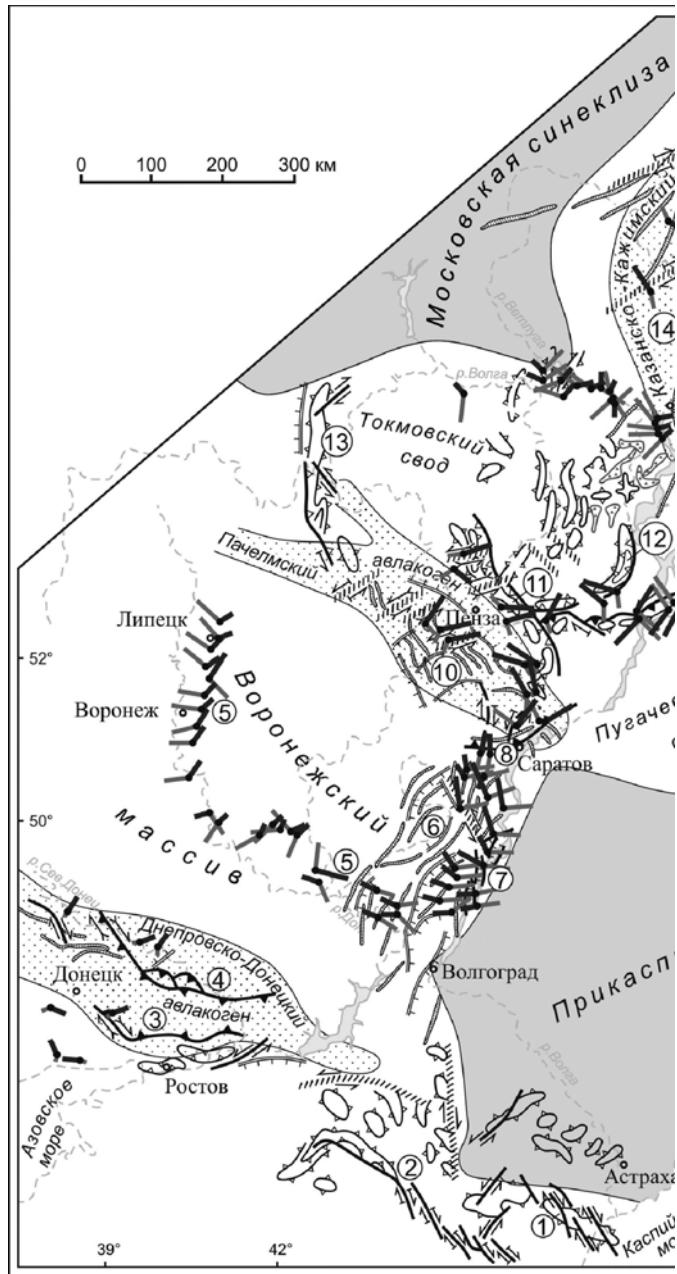
¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

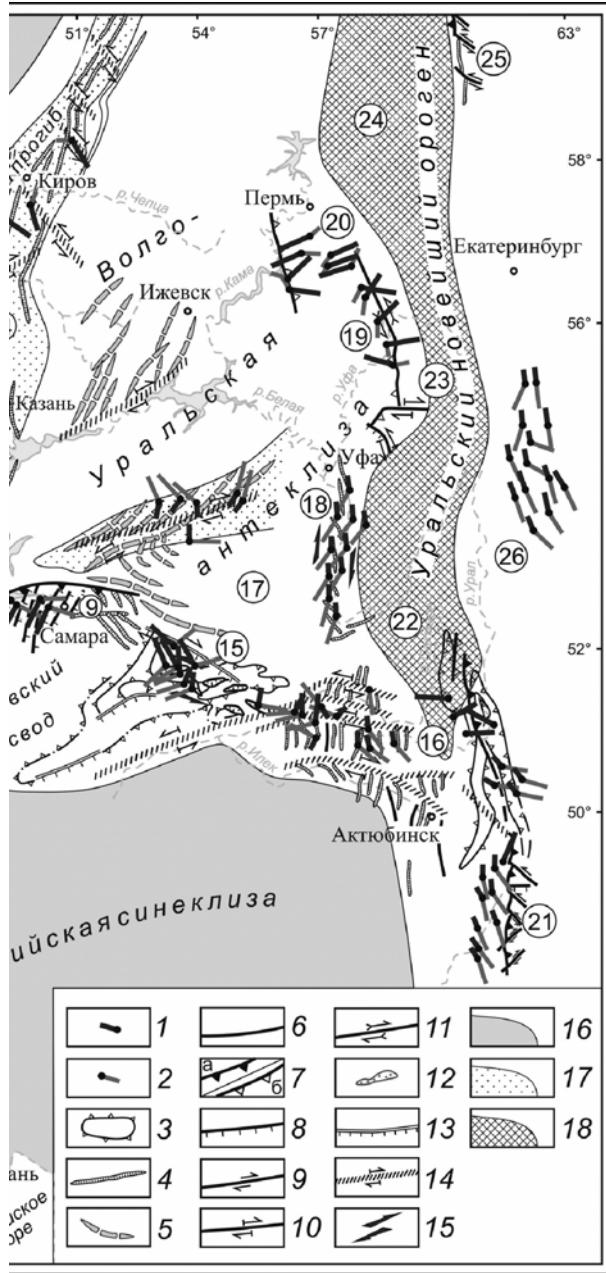
² Российский государственный геолого-разведочный университет, Москва, Россия

³ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

В процессе реконструкции напряжений использовались разные способы статистической обработки данных: полукаличественные (обработка полюсных стереограмм по точкам наблюдения, либо стереограмм плотности трещин разной кинематики для крупного региона) и компьютерные – на основе алгоритма, предложенного О.И. Гущенко и его коллегами [1–4]. Результаты применения этих разных способов обработки сравнивались с целью получения наиболее полного представления о параметрах поля напряжений: типе стресс-режима (сжатие, растяжение, сдвиг), пространственной ориентации и наклоне к горизонту осей нормальных и тангенциальных напряжений (см. рис. 1).

Сопоставление результатов реконструкции по структурам разного масштаба и типа (мезо-, макро- и морфоструктур) приводит к следующим выводам: 1) пространственные вариации поля напряжений отражают давление на платформенную кору удаленных стрессов (far fields), исходящих от коллизионного орогена Кавказа-Копетдага и внутриплитного шва новейшего Урала, по ряду признаков, тяготеющего к Центральноазиатской зоне коллизии; 2) области динамического влияния обоих источников давления оконтуриваются по присущей им ориентации осей напряжений (субмеридиональное сжатие/субширотное растяжение для первого, субширотное сжатие/субмеридиональное растяжение – для второго) и по направленным к ним изменениям стресс-режима в сторону повышения сжатия. Участок в углу между этими разноориентированными (широтной и меридиональной) зонами динамического влияния демонстрирует примеры интерференции и рассеяния разных направлений сжатия, а также его общее ослабление и даже замещение растяжением (вероятно, компенсационной природы); 3) по геологическим данным, «уральские» структуры субширотного сжатия и «кавказские» – субмеридионального сжатия в позднем миоцене – квартере формировались одновременно, но первые, по некоторым свидетельствам, возникли уже в олигоцене (Лозгинская зона дислокаций Зауралья). По данным же анализа рисунка гидросети (см. рис. 2), в квартере область меридионального сжатия в пределах Русской плиты расширилась к северу с наложением «кавказских» структур на «уральские»; 4) при прохождении через неоднородную кору платформы коллизионные напряженияискажались: а) в вертикальном разрезе сжатие (особенно в сдвиговом стресс-режиме) снижалось вверх и даже замечалось растяжением над растущими козырьками надвигов и вершинами валов, а б) в плановой проекции сжатие в сдвиговом режиме возрастало на поднятиях фундамента, около же синеклиз усиливалось растяжение и направленное к ним латеральное выжимание масс по сдвигам.





← **Рис. 1.** Макет карты новейших напряжений востока Русской плиты и Урала. 1-2 – компьютерная реконструкция главных нормальных осей напряжений (наклон осей к горизонту направлен от точки в центре символа, а величина наклона обратно пропорциональна длине штриха): 1 – ось сжатия, 2 – ось растяжения; 3-16 – элементы макроструктуры, содержащие информацию о типе стресс-режима: 3–5 – пликативные структуры: 3 – контуры линейных мегавалов и брахиморфных поднятий, замкнутых и незамкнутых, 4 – оси валов и линейных антиклиналей, 5 – оси крупных синклиналей; 6-14 – дизьюнктивные структуры и флексуры: 6-11 – откартированные разрывы, в том числе: 6 – неясной кинематики, 7 – взбросы и надвиги (а – установленные, б – предполагаемые по мезоструктурным данным), 8 – сбросы; 9–11 – сдвиги, с кинематикой: 9 – доказанной смещениями структур, 10 – предполагаемой по особенностям структурного рисунка, 11 – то же, с подтверждением по мезоструктурным данным; 12 – зоны мелких надвиговых деформаций и брекчирования; 13–14 – флексуры: 13 – вертикальные (штрихи – по падению смыкающего крыла), 14 – горизонтальные, с кинематикой сдвига, предполагаемой по структурному рисунку, 15 – выделенные по внутренней кулисности зоны сдвига с неясными ограничениями, 16 – синеклизы, 17 – авлакогены, 18 – Уральский новейший внутриплитный ороген

На компьютерной реконструкции контролирующее влияние синеклиз как неоднородностей, сыгравших роль геодинамических убежищ, отразилось в направлении и наклоне к ним осей горизонтального растяжения, а также в приоритетном развитии тех систем горизонтальных сдвигов, знак смещение которых является попутным движению в сторону синеклизы; 5) результаты реконструкции, полученные параллельно применявшимися методами макро-, мезо- и морфоструктурных наблюдений, а также обработанные разными способами статистического анализа (при лидирующем использовании компьютера) принципиально не противоречат, но дополняют друг друга. В комплексе, они предоставляют наиболее полную картину новейшего напряженного состояния; 6) выводы и результаты работы могут быть использованы не только для решения теоретических и региональных задач, но и в прикладном аспекте: например, для уточнения кинематики известных разрывов, выявления сдвиговых смещений [5, 9, 11] и для интерпретации сейсмологических данных [12]; в целом же, они свидетельствуют о перспективности тектодинамического анализа при решении регионально-тектонических и геоэкологических задач в условиях платформенной территории.

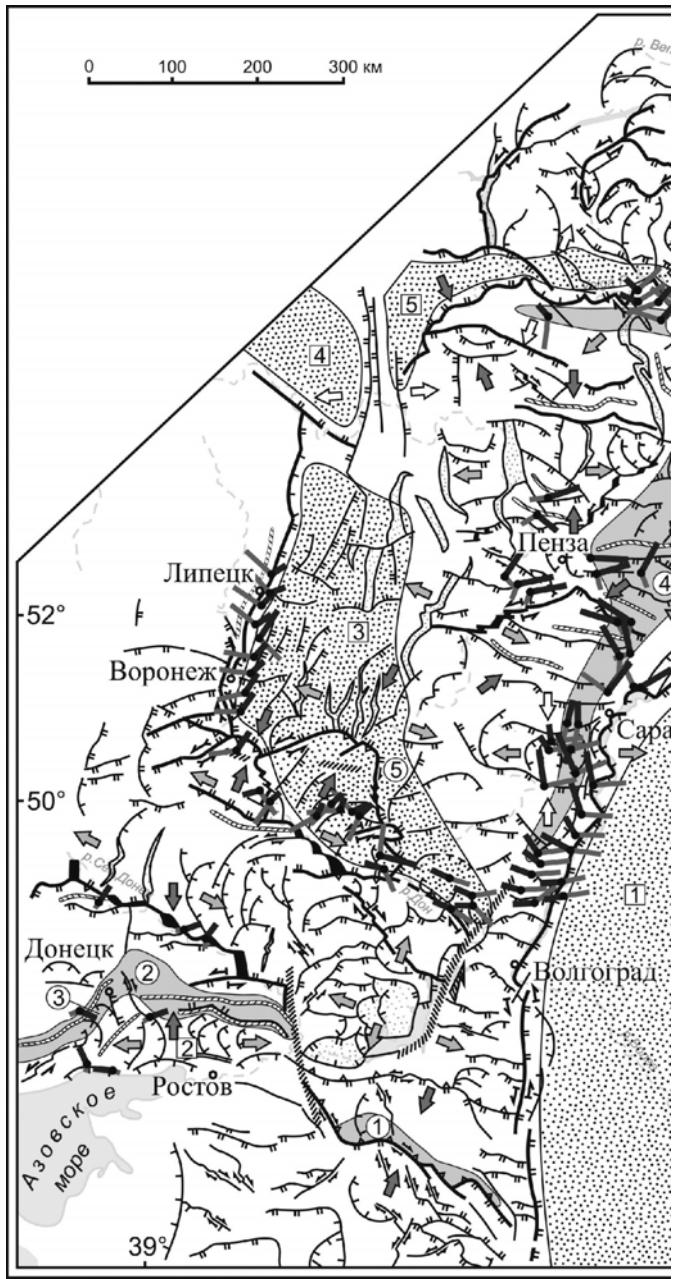
Литература

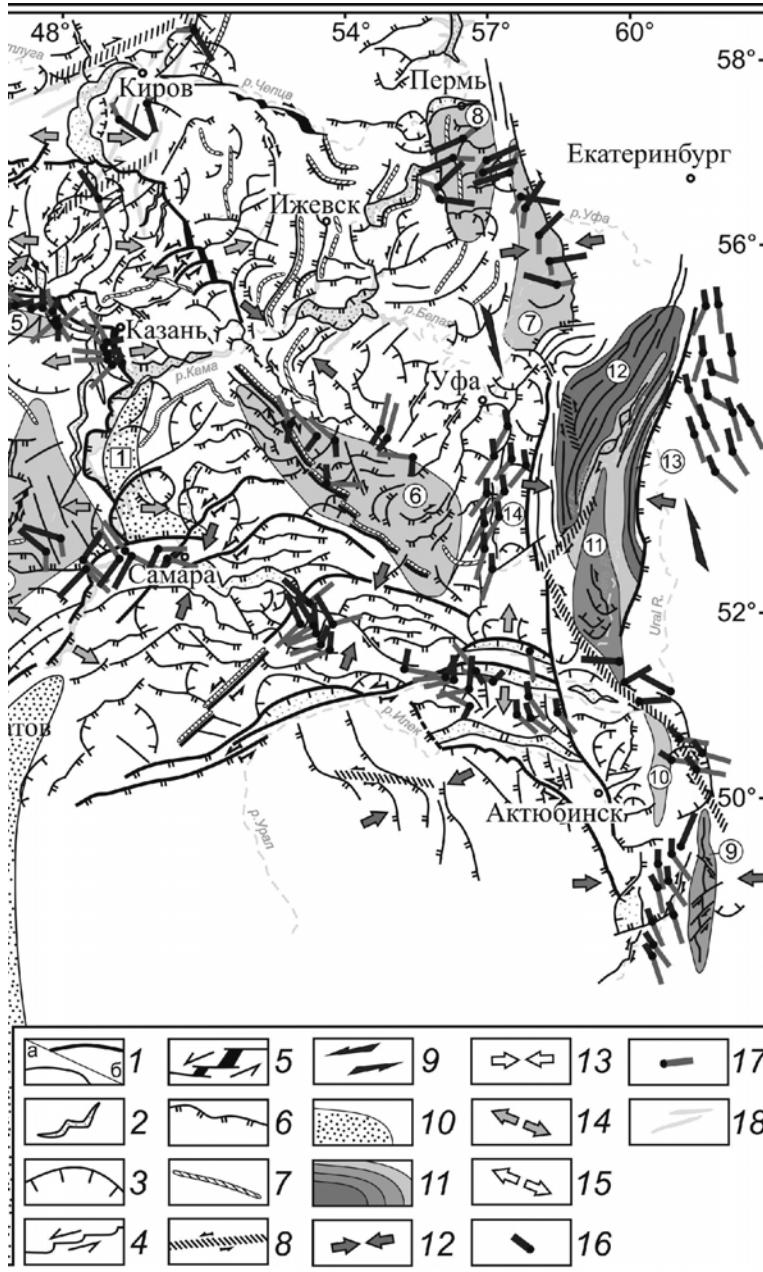
1. Васильев Н.Ю., Мострюков А.О. Тектонофизическая реконструкция условий размещения благородных металлов в дунитах расслоенного массива // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 281–295.

2. Гущенко О.И. Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности). Природа и методол. опред. тектон. напряж. в верх. части земн. коры. Мат-лы Всес. школы-семинара, Апатиты, 20-22 мая 1980. Апатиты, 1982. С. 35–52.
3. Гущенко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы: структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 3. С.399–402.
4. Гущенко О.И., Мострюков А.О. и др. Палеонапряжения центральных районов Русской плиты (по геологическим и геоморфологическим данным). Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 2. С. 230–235.
5. Копп М.Л. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.
6. Копп М.Л. Новейшая деформация Южного Урала и Мугоджар и ее вероятное происхождение // Геотектоника. 2005. № 5. С. 36–61.
7. Копп М.Л. Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.
8. Копп М.Л. Вятские дислокации: динамика формирования и выражение в новейшей структуре. Геотектоника. 2012. № 6. С. 55–77.
9. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. Кинематика Жигулевского новейшего разлома. Бюлл. МОИП, отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18–29.
10. Копп М.Л., Вержбицкий В.А., Колесниченко А.А. Новейшая динамика и вероятное происхождение Тулвинской возвышенности Пермского Приуралья. Геотектоника. 2008. № 6. С. 45–69.

Рис. 2 (с. 160). Четвертичные напряжения востока Русской плиты и Урала, по данным анализа морфоструктурных рисунков. →

1 – выраженные в гидросети линейные зоны концентрации напряжений того или иного знака (а – первого порядка, б - остальные), 2 – аномально расширенные и часто зигзагообразные в плане долины, маркирующие раздвиговый тип смещения (отрыв), 3 – дугообразные в плане неотектонические эскарпы (штрихи – по погружению), вогнутые к соседней депрессии рельефа и маркирующие сбросовый тип смещения, 4 – кулисные участки долин, связанные со сдвигом, 5 – кулисные расширения долин – возможные пулл-апарты в зоне сдвига, 6 – в плане прямолинейные, а также синусоидально изогнутые или выпуклые к соседней депрессии неотектонические эскарпы (двойные штрихи – по погружению), маркирующие взбросовый тип смещения, 7 – гребни некоторых водоразделов (применительно только к сильно асимметричным водоразделам), 8 – широкие сдвиговые зоны, выраженные в кулисном расположении крупных элементов гидросети и/или линейных водоразделов; 9 – то же, с неясными ограничениями; 10-11 – элементы неотектонического районирования: 10 – прогибы; 11 – поднятия; 12-17 – горизонтальные проекции векторов нормальных напряжений: 12-15 – по морфоструктурным данным: 12 – сжатия, 13 – то же, неуверенно, 14 – растяжения, 15 – то же, неуверенно; 16-17 – по результатам мезотектонических наблюдений (см. рис. 1): 16 – сжатия, 17 – растяжения; 18 – оси валов Вятских дислокаций





11. Котт М.Л., Корчемагин В.А., Колесниченко А.А. Альпийские деформации Донбасса: периодичность, характер напряжений и их вероятные источники // Геотектоника. 2010. № 5. С. 41-60.
12. Котт М.Л., Никонов А.А., Колесниченко А.А. Структура, геодинамика и сейсмичность района Вятских дислокаций (Казанско-Кажимский авлакоген северо-востока ВЕП) // Геологическая среда, минерагенические и сейсмотектонические процессы. Мат-лы XVIII междунар. конф., 24-29 сентября 2012. Воронеж: Научная книга, 2012. С. 153-157.
13. Леонов Ю.Г., Гущенко О.И., Котт М.Л., Расцветаев Л.М. Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении. Там же. 2001. №1. С. 36-59.
14. Sim L.A., Korčemagin V.A., Frischbutter A., Bankwitz P. The neotectonic stress field pattern of the East European platform // Z. geol. wiss. 1999. Bd. 27 (3/4). P. 161-181.

Г.Г. Кочемасов¹

Геодинамика в решении фундаментальных вопросов антропологии: происхождение и миграции человека, формирование больших рас, акселерация и ретардация роста, пигмеоидность

В течение двух столетий развития классической антропологии эта наука рассматривала все процессы в антропосфере в отрыве от физической реальности, заключающейся во вращении Земли. Это было главной причиной того, что многие первостепенные вопросы антропологии не могли быть адекватно решены. С осознанием того, что все предметы (субъекты) антропосферы вращаются вместе с Землей, а значит, обладают угловыми моментами (произведение массы на квадрат радиуса и угловую скорость), появилась возможность сравнивать физические характеристики человека, его адаптацию к реальным физическим условиям разноуровневых тектонических блоков. На стыках наук появляются открытия.

Тектноантропология учитывает, что движение Земли по орбите и вращение приводят к согласованному волновому короблению ее сфер в разных длинах волн и закономерному расположению поднимающихся,

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

опускающихся и нейтральных тектонических блоков. Антропосфера в своем разнообразии подчиняется общим закономерностям.

Фундаментальная волна 1 длиной с большой планетарный круг делит глобус Земли на два полушария – сегмента: понимающееся восточное континентальное и опускающееся западное океаническое. Образующаяся разница в радиусах (расстояниях до оси вращения) компенсируется в антропосфере формированием грацильных африканцев и массивных полинезийцев. Отношение массы человека к его росту в квадрате (указатель Рорера) в Африке типично колеблется в пределах 1,2–1,3, в океане и средиaborигенов Америк – в пределах 1,4–1,5. Повышенный указатель Рорера у аборигенов Америк вызывал недоумение антропологов, но так и не был объяснен [1].

Первый обертона волны 1 волны 2 вызывает деление сегментов на секторы. На восточном континентальном полушарии – родине человека, к Памиро-Гиндукушской вершине сходятся четыре разновысоких сектора («Памирский крест») [3, 4] В антропосфере им соответствую (на них сформировались) четыре большие человеческие расы: африкоиды (++) монголоиды (+), европеоиды (-), австралоиды (- -). Формирование больших морфологических типов (рас) относительно недавний процесс, о чем писали многие выдающиеся антропологи [2, 5–8]. Еще в конце палеолита и начале неолита человечество не было таким дифференцированным. В костных остатках обнаруживается смешение признаков нескольких больших морфологических типов. Адекватного объяснения такой тенденции не было. Геодинамика позволяет увидеть, что дифференциация морфологии человека идет параллельно с процессом резкой дифференциации планетарного рельефа Земли – среди его обитания [4].

Геодинамический фактор сыграл решающую роль в процессе формирования человека (рода *Homo*). Восточная и южная Африка, где это произошло, тектонически принадлежит Восточно-Африканскому суперподнятию. Ранее покрытая тропическими лесами область стала превращаться в плодородную травянистую саванну, и вышедшие из леса с бедными промытыми ливнями почвами четвероногие гоминиды стали набирать вес (улучшенное питание, инсоляция). Но увеличение массы противоречит тектоническому положению на поднимающемся блоке. Увеличение роста и распределение массы по увеличенной длине тела (уменьшение указателя Рорера) является выходом из физического «противоречия». Субъект вынужденно отрывает передние конечности от земли и становится на две ноги. Бипедия «родит» человека. Прямохождение позволяет опираться голове на позвоночный столб (а не висеть на

нем), что способствует увеличению черепной коробки и мозга. Такова физическая причина происхождения бипедии (желание взять в руки палку или необходимость выглядывать из-за высокой травы не могут конкурировать с требованиями физики).

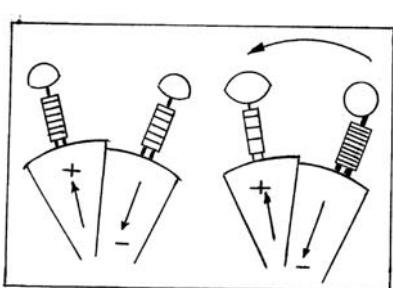
Важным следствием поднятия и увеличения момента суперподнятия является неосознанное желание субъектов покидать эту растущую область и мигрировать в низменные районы. Других понятных причин покидать эту климатически благоприятную, богатую пищей и не перенаселенную область представить трудно. Таково физическое побуждение к миграциям. В равной мере эта причина применима и к периодическим миграциям монголоидов из Алтая-Саянского нагорья на запад, восток, север, юг. Северо-восточная миграция привела к освоению Америк и приобретению ими ряда существенных морфологических черт популяций, сформированных в опущенных блоках (нос, глаза, масса тела). От границы новой эры и до 13 столетия н. э. произошло три крупнейших миграции монголоидов на запад: гунны, тюрки, Чингисхан. Понятных причин этих масштабных миграций из плодородных и обширных степей Азии до настоящего времени не установлено.

Известно явление периодических акселераций и ретардаций роста человека в мировом масштабе. Высказано несколько причин этого феномена, вероятно вполне удовлетворительных для отдельных периодов и регионов. Тем не менее, глобальность, периодичность и корреляция его с процессом ускорения и замедления вращения Земли вокруг своей оси заставляет искать общую причину именно в вариациях скорости вращения планеты во времени. Замедление вращения (речь идет о тысячных долях секунды!) означает потерю углового момента, увеличение скорости вращения – наоборот, приобретение момента. Эти изменения должны компенсироваться изменениями в геосферах. Это и происходит на самом деле. Особенно чувствительно реагирует атмосфера (меняется погода). В антропосфере происходит изменение человеческой массы: акселерация или ретардация роста. Все эти колебания скорости вращения разной длительности происходят на фоне общего замедления вращения Земли, что влечет за собой увеличение размера человека. Хорошо известно, что рыцарские доспехи прошлых времен малы современному человеку. Средний рост наполеоновского солдата-артиллериста, по данным А.П. Бужиловой, был 1,64 м. За последнюю сотню лет средний рост мужчин вырос почти на 10 см.

По данным Н.А. Дубовой, анализировавшей материалы советско-индийского проекта, за последние десятки лет рост индийцев во всех кастах увеличился, и при этом остается замеченный ранее недостаток

массы субъектов. Это явление не находило должного объяснения. Тектоноантропология показывает, что уникальный Индийский минимум геоида и наблюдаемое соответствующее уменьшение силы тяжести в регионе объясняет этот феномен.

Известно явление пигмеоидности человека, обитающего в экваториальном пояссе. Оно поголовно и охватывает людей всех больших морфологических типов-рас. Причина его заключается в том, что экваториальный пояс шарообразной Земли имеет наибольшее расстояние до оси вращения, а значит, наибольший угловой момент. Во всех геосферах наблюдается тенденция уменьшения массы или радиуса в экваториальной зоне с целью уменьшения ее момента в стремлении сравнять его с моментами вне экваториальных поясов. Антропосфера реагирует уменьшением массы человека – пигмеоидностью.



1



2

Рис. 1. Схематическое изображение человека, формирующегося в контрастных тектонических условиях. Слева – без учета вращения Земли. Справа – с учетом. В реальных условиях вращения, то есть при наличии углового момента, человек на поднимающемся блоке более грацильный и долихоцефальный, на опускающемся блоке – более массивный и брахицефальный.

Рис. 2. *Homo erectus* из Дманиси, Грузия [9]

Сам экваториальный пояс неоднороден, здесь чередуются подъемы и спады. В центре наиболее поднятого Африканского континента находится Конголезский бассейн, населенный пигмеями. В его поднятом обрамлении обитали и обитают местами сейчас малорослые бушмены. Здесь в меньшем масштабе воспроизводится ситуация: опущенный Тихоокеанский бассейн с полинезийцами и поднятая Африка с африкоидами. Можно сравнить пигмеев и бушменов: первые более массивны и короткоголовы, более обволошены; вторые, наоборот, менее массивны и обволошены, более длинноголовы. Пигмеи ближе к европеоидам, бушмены – к монголоидам (монголоиды Африки).

Интересно увидеть, как согласованно меняется форма головы человека, сформированного на тектонических блоках разной высотности. Чем больше разница высот, тем больше разница в головных указателях (отношение ширины головы к ее длине). Полинезийцы и африкоиды с максимальной разницей средних высот сегментов-полушарий имеют средние указатели 84–74, ашкеназы и сефарды на разновысотных секторах – 82–77, казахи и китайцы на разных секторах – 84–79, белорусы опущенного юга (Полесье) – белорусы поднятого севера (Поозерье) – 82–81. У более массивных субъектов опущенных блоков формируется более короткая голова.

Литература

1. Алексеева Т.И. Географическая среда и биология человека. М.: Мысль, 1977. 302 с.
- 2 Бунак В.В. Человеческие расы и пути их образования // Советская этнография. 1956. № 1. С. 86–105.
3. Кочемасов Г.Г. Физическая антропология на тектонической основе // Актуальные вопросы антропологии: Материалы межд. науч.-практ. конф. “Генетические и морфологические маркеры в антропологии, криминалистике и медицине”. Минск, 15–17 июня 2005 / НАН Беларусь. Минск: Право и экономика, 2006. С. 167–173.
4. Кочемасов Г.Г. Формирование четырех больших морфологических типов (рас) человека в ходе интенсивной высотной дифференциации тектонических секторов Восточного полушария в плиоцене и четвертичном периоде // Актуальные вопросы и достижения современной антропологии // Сб. научн. тр. Гл. ред. Н.Д. Вавилина. Новосибирск: Изд-во ООО “Сибпринт”, 2012. С. 220–229.
5. Рогинский Я.Я. Происхождение современного человека и теория “полицентизма” // Советская этнография. 1947. № 1. С. 3–12.
6. Чебоксаров Н.Н. Основные проблемы этнической антропологии Китая // XXV международный конгресс востоковедов. Доклады делегации СССР. М.: Изд-во восточной литературы, 1960. 11 с.
7. Якимов В.П. Горизонтальная профилированность лицевого отдела черепа у современных и древних людей // Вопросы антропологии. 1960. № 4. С. 62–70.
8. Якимов В.П. Население Европейской части СССР в позднем палеолите и мезолите // Вопросы антропологии. 1961. Вып. 7. С. 23–28.
9. Lordkipanidze D., Ponce de Leon M.S., Margvelashvili A. et al. A complete skull from Dmanisi, Georgia, and the evolutionary biology of early Homo // Science. 2013. V. 342, N 326. P. 326–331. DOI: 10.1126/science.1238484.

Уточнение времени формирования коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид: 540–510 млн лет

Введение. Фундамент структур платформенного типа, обрамляющих с северо-востока Восточно-Европейскую платформу (ВЕП), сложен реликтами складчатого пояса, который в последние 20 лет фигурирует в литературе под именами Тиманский ороген [9] или ороген Протоуралид-Тиманид [11, 12]. Совокупный возрастной интервал кристаллических комплексов, участвующих в строении реликтов этого орогена (более 250 датировок), оценивается ~510–750 млн лет [7, 8]. Реликты орогена перекрыты верхнекембрийско(?)–нижнеордовикскими толщами, сложенными в существенной степени продуктами разрушенияprotoуральско-тиманских кристаллических комплексов, т.е. несущими в себе "protoуральско-тиманский провенанс-сигнал" (рисунок, график 12). Позднекембрийско(?)–ранне-ордовикский возраст наиболее древних толщ, перекрывающих реликты орогена Протоуралид-Тиманид, надежно маркирует верхний временной рубеж его существования.

Нижний временной рубеж существования орогена Протоуралид-Тиманид и тектоническая природа этого орогена до недавнего времени были предметом острых дискуссий. Авторы монографии [9] и их единомышленники трактовали ороген как аккреционный покровно-складчатый пояс, длительно и многоэтапно развивавшийся на активной Тиманской окраине континента Балтика (докембрийский остов ВЕП) в течение второй половины неопротерозоя. Предполагалось, что продукты эрозии этого складчатого пояса аккумулировались в пределах поздненеопротерозойских осадочных бассейнов северо-восточной и восточной периферии Балтики, и, в частности, в поздневенденском (эдиакарском) Мезенском осадочном бассейне [6]. В противоположность этому в последнее десятилетие активно развивались представления об орогене Протоуралид-Тиманид как о коллизионном сооружении, образовавшемся на рубеже докембия и кембия в результате столкновения Большеземельской активной окраины Арктиды и Тиманской пассивной окраины Балтики, при этом Тиманская окраина оставалась пассивной

¹ Геологический институт РАН, Москва, kouznikbor@mail.ru

² Университет Дружбы Народов (кафедра МПИ им. В.М.Крейтера), Москва

³ Институт Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, t.romanyuk@mail.ru

окраиной до момента коллизии континентов Балтики и Арктиды - ABC-концепция (*Arctida-Baltica collision*) [3, 11, 12].

Ранее на основании изучения дегритных цирконов (*dZr*) из песчаников джекимской свиты (Южный Тиман) верхнего рифея (нижнего неопротерозоя) было показано, что эти песчаники сложены продуктами разрушения кристаллических комплексов фундамента ВЕП (рис., график 1). На этом основании был сделан вывод о том, что Тиманская окраина Балтики в начале неопротерозоя развивалась в режиме пассивной континентальной окраины.

Накопленные к настоящему времени результаты датирования *dZr* из осадочных толщ неопротерозоя других районов северо-восточной и восточной периферии ВЕП - на п-ове Варангер (рис., графики 2-6 [14, 15]), на западе Среднего Урала (рис., график 7 [5]), в Юго-Восточном Беломорье (ЮВБ) (рис., график 8, [2]) - фактически показали, что все эти толщи также сложены исключительно продуктами разрушения древних кристаллических комплексов фундамента ВЕП, т.е. в течение времени накопления этих толщ Тиманская окраина Балтики продолжала развиваться в режиме пассивной континентальной окраины. А с учетом того, что наиболее молодая из этих толщ - тамицкая свита усть-пинежской серии, которая участвует в сложении верхневенденской (эдиакарской) части разреза региона ЮВБ, имеет возраст (*U/Pb* по циркону из туфовых прослоев) - 555.4 ± 1.7 млн лет [13] и 550 ± 4.4 млн лет [10], ранее был сделан вывод о том, что режим пассивной окраины продолжался на Тиманской окраине Балтики до позднего венда (эдиакария) включительно. Это, по существу, доказывает ABC-концепцию. И, действительно, если бы ороген Протоуралид-Тиманид функционировал как аккреционный ороген на северо-восточной окраине Балтики во второй половине неопротерозоя, то продукты его разрушения (в том числе *dZr* с возрастами, попадающими в "нижнюю" часть возрастного диапазона 510-750 млн лет) неминуемо должны были попадать в поздненеопротерозайские породы осадочных бассейнов, располагавшихся в это время на северо-восточной и восточной периферии Балтики, в виде "ранней" части "protoуральско-тиманского провенанс-сигнала". Однако ни в одной из изученных проб, отобранных из неопротерозайских толщ означенных регионов и сформированных в возрастном диапазоне от ~ 1000 до ~ 550 млн лет, "protoуральско-тиманский провенанс-сигнал" не зафиксирован (рис., графики 1-8). Таким образом, Тиманская окраина Балтики до самого конца позднего докембрия оставалась пассивной.

В раннепалеозойских породах северо-восточной периферии ВЕП "protoуральско-тиманский провенанс-сигнал" был надежно зафиксиро-

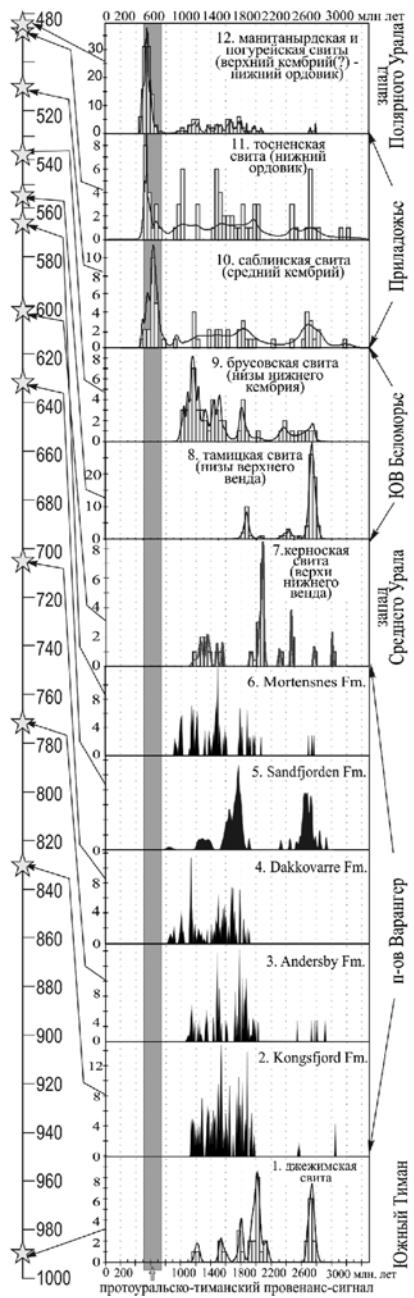


Рис. 1. Гистограммы и графики плотности вероятности U/Pb -изотопных возрастов д detritальных цирконов из песчаников некоторых позднедокембрийских и раннепалеозойских толщ северо-восточной и восточной периферии ВЕП: (1) – из песчаников верхнерифейской джеминской свиты Южного Тимана [3], (2–6) – из верхнерифейских и вендинских толщ п-ова Варангер [14, 15], (7) – из керинской свиты верхов нижнего венда запада Среднего Урала [5], (8) – из верхневендинской (эдиакарской) тамитской свиты усть-пинежской серии региона ЮВ Беломорья [2], (9) – из нижнекембрийской кембрийской брусовской свиты падунской серии региона ЮВ Беломорья, (10–11) – из раннепалеозойских толщ южного Приладожья [0], (12) – из манитанырской серии верхнего кембрая(?) – нижнего ордовика запада Полярного Урала [8]

ван в пробах из толщ Южного Приладожья (рис., графики 10, 11 [4]). Самая древняя из этих толщ – среднекембрийская (~510 млн лет) саблинская свита. Это доказывает, что в среднем кембрии ороген Протоуралид–Тиманид уже существовал и активно разрушался и продукты его эрозии поступали в Мезенский бассейн. Это в настоящее время наиболее точное верхнее ограничение возраста началаprotoуральско-тиманской орогении.

За нижнее ограничение возраста орогена Протоуралид–Тиманид принималась верхний возрастной рубеж тамицкой свиты усть-пинежской серии, возраст которой ~550 млн лет, и которая является самой молодой известной толщей северо-восточной периферии ВЕП, не содержащей (не несущей) "protoуральско-тиманский провенанс-сигнал" [2]. Для того, чтобы уточнить нижнее возрастное ограничение существования орогена, мы провели датирование *dZr* (U/Pb, LA-ICP-MS, GEMOC-центр, университет Маккуори) из песчаников брусовской свиты падунской серии нижнего кембрия, слагающей верхи верхневендско(эдиакарско)-нижнекембрийского разреза ЮВБ (подробное описание разреза см. [7]). Изученный образец 09-325 был отобран из верхней части брусовской свиты (гл. 37,9 м), вскрытой скважиной АЛ303к на западном борту Мезенской синеклизы в инт. 32,3–236,7 м.

Результаты датирования *dZr*. Всего было датировано 60 зерен *dZr*. Кондиционные анализы (53) показали разброс возрастов от 1011 ± 44 до 2751 ± 44 млн лет (рис., график 9). Отметим полное отсутствие цирконов с "protoуральско-тиманскими" возрастами (750–510 млн лет), т.е. высокостоящего орогена Протоуралид–Тиманид во время накопления брусовской свиты падунской серии еще не существовало. Это означает, что нет основания полагать, что protoуральско-тиманская коллизия в раннем кембрии уже началась (в крайнем случае – самые ранние начальные эпизоды), а из этого следует, что Тиманская окраина Балтики в самом начале кембрия еще продолжала развиваться в режиме пассивной континентальной окраины. Последнее находится в очень хорошем соответствии с тем, что между возрастом накопления брусовской свиты (~ 540 млн лет) и возрастом самого молодого циркона в ней существует значительный (~0.5 млрд лет) временной зазор.

Вывод. В настоящее время начало становления коллизионного орогена Протоуралид–Тиманид ограничено снизу возрастом нижнекембрийской брусовской свиты падунской серии ЮВБ (~540 млн лет) (самой молодой свиты, где "protoуральско-тиманский провенанс-сигнал" еще не присутствует), а сверху – возрастом среднекембрийской саблинской свиты Южного Приладожья (~510 млн лет), где такой сигнал наличествует.

Авторы признательны Е.А.Белоусовой за выполнение анализов. Работы проведены при финансовой поддержке РФФИ (09-05-01033, 12-05-01063) и программы ОНЗ РАН № 6.

Литература

1. Алексеев А.С., Гражданкин Д.В., Реймерс и др. Новые данные о верхнем пределе возраста рудовмещающей толщи Архангельской алмазоносной провинции // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). Воронеж: Изд-во Воронежского ун-та, 2005. С. 235–241.
2. Кузнецов Н.Б., Алексеев А.С., Белоусова Е.А. и др. Тестирование моделей поздневенцендской эволюции северо-восточной периферии Восточно-Европейской платформы на основе первых результатов U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из верхневенцендских песчаников Юго-Восточного Беломорья // Докл. РАН. 2013 (в печати).
3. Кузнецов Н.Б., Наташов Л.М., Белоусова Е.А. и др. Первые результаты U/Pb датирования и изотопно-геохимического изучения детритных цирконов из позднедокембрийских песчаников Южного Тимана (увал Джеким-Парма) // Докл. РАН. 2010. Т. 435. №6. С. 798–805.
4. Кузнецов Н.Б., Орлов С.Ю., Миллер Е.Л. и др. Первые результаты U/Pb датирования (LA ICP MS) детритных цирконов из раннепалеозойских и девонских песчаников Южного Приладожья // Докл. РАН. 2011. Т. 438, № 6. С. 787–793.
5. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др. Первые результаты U–Pb датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал) // Докл. РАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 359–364.
6. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневенцендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 290–312.
7. Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л. и др. Возрастные ограниченияprotoуральско-тиманской орогении по детритным цирконам // Докл. РАН. 2011. Т. 440. №1. С. 87–92.
8. Соболева А.А., Кузнецов Н.Б., Миллер Э.Л. и др. Первые результаты U/Pb датирования детритных цирконов из базальных горизонтов уралид (Полярный Урал) // Докл. РАН. 2012. Т. 415. № 5. С. 570–576.
9. Gee D.G., Pease V. (eds.). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London. 2004. Mem. 30.
10. Iglesia-Llanos M.P.I., Tait J.A., Popov V.V., Abalmassova A. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic–Early Palaeozoic // EPSL. 2005. V. 240. P. 732–747.
11. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A. et al. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // Gondwana Research. 2010. V. 17. Issue 2–3. P. 583–601. doi:10.1016/j.gr.2009.08.005

12. Kuznetsov N.B., Soboleva A.A., Udaratina O.V. et al. Pre-Ordovician tectonic evolution and volcano-plutonic associations of the Timanides and northern Pre-Uralides, northeast part of the East European Craton // Gondwana Research. 2007. V. 12. Is. 3. P. 305–323.
13. Martin M.W., Grazhdankin D.V., Bowring S.A. et al. Age of Neoproterozoic Bi-latarian Body and Trace Fossils, White Sea, Russia: Implications for Metazoan Evolution // Science. 2000. V. 288, N 5467. P. 841–845.
14. Nicoll G.R., Tait J.A., Zimmerman U. Provenance analysis and tectonic setting of Neoproterozoic sediments on the Varanger Peninsula, Northern Norway // Rodinia: Supercontinents, Superplumes and Scotland, Fermor meeting, Programme and abstracts. Edinburg, Scotland, 2009. P. 68.
15. Roberts D., Sielecka A. Provenance and sediment routing of Neoproterozoic formations on the Varanger, Nordkinn, Rybachy and Sredni peninsulas, North Norway and Northwest Russia: a review // Norges geologiske undersøkelse Bulleti. 2012. V. 452. P. 1–19.

А.Б. Кузьмичев, М.К. Данукалова¹

Существует ли западная ветвь Верхоянского складчато-надвигового пояса? Результаты исследований на кряже Прончищева (юго-западное обрамление моря Лаптевых)

На большинстве тектонических карт и схем Восточной Арктики (например, [1, 2]) структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса заворачивают на запад от дельты Лены и прослеживаются до Анабарской губы. Большая часть пояса скрыта под водами моря Лаптевых, а вскрытая на суше часть описывается как Лено-Анабарская зона деформаций, в пределах которой обнажены пермские, триасовые и юрские породы. Распространено мнение, что деформации включают погонные надвиги и дуплексы с южной вергентностью, свидетельствующие о напряжениях сжатия в направлении ССВ-ЮЮЗ [3, 4]. В докладе, основанном на результатах полевых наблюдений в кряже Прончищева (2012 г.), развивается альтернативная идея о том, что Лено-Анабарская зона деформаций представляет собой локальную структуру, возникшую над сдвиговой зоной в фундаменте Сибирской платформы, и что палеозойский и мезозойский чехол Сибирской платформы продолжается на большей части шельфа моря Лаптевых. От решения проблемы зависит

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

прогноз шельфа моря Лаптевых на углеводороды в той части, которая касается позднепалеозойских и мезозойских отложений. В первом случае (складчато-надвиговые структуры верхоянского пояса) этот прогноз будет скорее отрицательным. Во втором случае (осадочный чехол, представленный в платформенных фациях) мы имеем возможность прослеживать отложения чехла, содержащие на нескольких уровнях нефтематеринские породы, через весь шельф моря Лаптевых от Сибирской платформы до Новосибирских островов.

Наиболее последовательно идею о том, что Лено-Анабарская зона является продолжением Верхоянского пояса, развивают Л.П. Зоненшайн и Л.М. Натапов [5]. К верхоянской призме осадков (середина карбона – юра), накопившихся на окраине Сибирской платформы и на ее континентальном склоне, они также относят Южно-Таймырскую складчатую зону. На палеогеографических реконструкциях предполагается, что в перми, триасе и юре к востоку от Верхоянского пояса и к северу от Лено-Анабарской зоны и Южно-Таймырского пояса располагался океан. В современной структуре на месте этого океана, очевидно, должна была бы существовать нижнемеловая сутура, отсутствие которой на шельфе моря Лаптевых мы обосновали ранее [6]. В настоящее время мало кто из геологов полностью разделяет представления Л.П. Зоненшайна и Л.М. Натапова, и в состав западной ветви Верхоянского пояса обычно включают только Лено-Анабарскую зону деформаций, не задумываясь о том, что логическая цельность первоначальной концепции при этом полностью утрачивается.

Нами изучена западная часть Лено-Анабарской зоны, обнаженная на кряже Прончищева. Она сложена непрерывной последовательностью осадочных пород в интервале верхняя пермь – нижний мел. Эта последовательность сложена дельтовыми, прибрежно-морскими и мелководно-морскими терригенными отложениями, что не препятствует проведению аналогий с верхоянским комплексом. Однако, бассейн, в котором накапливались эти отложения, так же как и Южно-Таймырский передовой прогиб, в конце палеозоя и начале мезозоя питался кластикой, поступавшей с севера, со стороны Северо-Таймырского орогена (данные авторов, А.В. Худолея, V.L. Pease, А.В. Прокопьева). Это свидетельствует об отсутствии океана между Северо-Таймырским орогеном и севером Сибирской платформы в это время. Прончищевский бассейн был открыт также в направлении Верхоянской пассивной окраины, расположенной в нескольких сотнях километров восточнее. Большое расстояние до континентального склона и широкий шельф позволяют характеризовать бассейн кряжа Прончищева скорее как внутриплатфор-

менный, чем как окраинноплатформенный. В конце юры и начале мела палеогеография бассейна изменилась вследствие верхоянского орогенеза. Территория кряжа Прончищева в это время располагалась вблизи внешнего мелководного края предверхоянского бассейна форланда на большом удалении от орогена.

Структура кряжа Прончищева имеет существенные отличия от структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса. Полевые наблюдения не подтвердили наличия на кряже пологих надвигов с южной вергентностью, которые предполагались сотрудниками Аэрогеологии, проводившими здесь геологическую съемку. Структура кряжа Прончищева представляет собой гребневидную антиклиналь, простирающуюся в ЗСЗ направлении. Южная вергентность антиклинали в западной и центральной частях кряжа Прончищева не является универсальной: в районе Оленекского залива наблюдается противоположная вергентность. Разломы, нарушающие структуру кряжа квалифицированы как сбросы двух генеральных направлений. Главная система сбросов имеет СЗ простиранение. Сбросы являются более поздними, чем образование антиклинали кряжа Прончищева, и связаны с рифтогенезом на море Лаптевых. Их возраст: поздний мел – палеоген. Вторая система простирается в ВСВ-СВ направлении. Эта система еще моложе; она проявляла активность в четвертичное время. Антиклиналь кряжа Прончищева характеризуется асимметричными раздувами и пережимами. Оси этих кулисно расположенных брахиформных складок, осложняющих генеральную структуру, ориентированы в СЗ направлении, что указывает на левосдвиговую кинематику деформаций. Таким образом, проведенные наблюдения показали, что кряж Прончищева не может быть квалифицирован как складчато-надвиговый пояс. Мы интерпретируем структуру кряжа Прончищева как локальную зону деформаций чехла Сибирской платформы, вызванных левосдвиговыми перемещениями блоков фундамента. Подобные сдвиги широко распространены в регионе.

А.В. Прокопьев предполагает, что наблюдаемая на поверхности кулисная система спокойных открытых антиклинальных складок прослеживается на глубину только до подошвы верхнекаменноугольного комплекса. Нижележащие карбонатные породы нижнего палеозоя и венда, а также терригенные комплексы рифея, образуют систему слепых, не выходящих на поверхность дуплексов с южной вергентностью [3, 4]. В докладе приведена развернутая критика этой идеи.

Мы не обнаружили в разрезе, в интервале верхняя пермь – нижний мел, угловых несогласий, которые могли бы дать указание на возраст складчатых деформаций, и предполагаем, что разрез лишен существен-

ных перерывов. Мы не исключаем возможности того, что деформации осуществлялись конседиментационно в конце нижнего мела и позднее. Из этого следует, что деформации, в результате которых возникла антиклинальная зона кряжа Прончищева, никак не связаны с коллизионными событиями верхоянской орогении.

Таким образом, структурные, седиментационные, палеогеографические и прочие признаки опровергают распространенное мнение о том, что деформированные позднепалеозойские и мезозойские отложения кряжа Прончищева являются частью Верхоянского пояса. В перми–юре отложения, слагающие кряж, накапливались на большом удалении от Сибирской континентальной окраины. Верхоянская складчатость, вызванная коллизией островодужных и континентальных террейнов с восточной окраиной Сибирской платформы, и возникновение орогена, осуществились намного восточнее; эти события никак не отразились в структуре кряжа Прончищева. Возникновение зоны деформаций вызвано сдвиговыми перемещениями в фундаменте, которые осуществились позже верхоянской складчатости. Верхоянский орогенез также слабо отразился в осадконакоплении на кряже: в это время отложения формировались вблизи внешнего (платформенного) края бассейна форланда вдали от депоцентра.

Литература

1. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
2. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins / Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L., Stoupakova A.V., Sorensen K. (eds.) // Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs, 2011. V. 35. P. 369–394.
3. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых по-ясов / Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. (ред.) // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
4. Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Глубинное строение Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным интерпретации сейсморазведочных временных профилей // Отеч. геол. 2012. № 5. С. 62–66.
5. Зоненишайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники. М., 1987. С. 31–57.
6. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasian Basin origin // Tectonophysics. 2009. V. 463. P. 86–108.

Структурное положение и геодинамические условия формирования метаморфических пород Чаган-Узунского оphiолитового массива, юго-восточная часть Горного Алтая

Чаган-Узунский оphiолитовый массив входит в состав Курайской аккреционно-коллизионной зоны. Она прослеживается на расстоянии более 100 км при ширине до 40 км в юго-восточной части Горного Алтая. Зона состоит из различных по составу и размерам пластин Баратальского террейна, включающих осадочно-вулканогенные отложения океанической коры и симаунта; Чаган-Узунских океанических оphiолитов, серпентинитового меланжа, включающих пластины и мелкие блоки эклогитов, гранатовых амфиболитов и барруазит-актинолитовых сланцев [1, 4]. Барруазит-актинолитовые сланцы часто присутствуют в составе аккреционной призмы в виде крупных тектонических линз. Все перечисленные пластины и блоки чередуются с пластинаами олистостромом поздневендинско-раннекембрийского возраста.

Чаган-Узунский оphiолитовый массив расположен на левобережье р. Чуя около пос. Чаган-Узун и представляет собой нижнюю структурную единицу Курайской аккреционно-коллизионной зоны. Он состоит из крупных пластин, породы которых интенсивно меланжированы. Нижняя пластина представлена N-MORB базальтами верхнего члена первоначального оphiолитового разреза, на которой залегают массивные и расслоенные серпентиниты с будинированными и деформированными дайками габбро, габбро-диабазов и диабазов. Поверхности тектонических пластин выполнены гранат-мусковитовыми сланцами. Ar-Ar возраст мусковита составляет 585 ± 6 млн лет [3]. На контакте N-MORB базальтов и ультрабазитов наблюдается пластина безгранатовых амфиболитов, мощностью до первых сотен метров. Вблизи контакта с гипербазитами породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации, а по мере удаления от контакта степень метаморфизма снижается до зеленосланцевой фации. В сторону от контакта с гипербазитами местами наблюдаются реликты подушечных текстур. Возраст амфиболитов определен K-Ar методом по амфиболу и составляет 523 ± 23 млн лет [1].

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

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

Выше ультрабазитов залегает серпентинитовый меланж с включениями блоков массивных серпентинитов, зеленых сланцев, эклогитов, гранатовых амфиболитов. Ar-Ar возраст амфиболов из эклогитов группируется в два этапа – 636–627 и 586–573, а фентитов, локализующихся в зонах расланцевания эклогитов – 569–565 млн лет [5; 6]. K-Ar возраст амфиболов из эклогитов составляет 535 ± 24 млн лет, а амфиболов из секущих зон гранатовых амфиболитов – 487 ± 22 млн лет [1]. Зеленые сланцы из серпентинитового меланжа имеют обломочную текстуру и могли быть образованы в результате метаморфизма олистостромы. K-Ar возраст метаморфических минералов (хлорита и смеси хлорит–мусковит) определен как 540 ± 20 и 567 ± 11 млн лет. Он свидетельствует о зеленосланцевом метаморфизме в зоне субдукции при погружении в нее фрагментов пород (олистостром) аккреционного клина [1]. Выше залегают пластины гранатовых амфиболитов, олистостром и вулканогенные породы типа ОИВ Баратальского палеосимаунта.

Гранатовые амфиболиты, амфиболиты и эклогиты относятся по петрохимическим и геохимическим характеристикам к N-типу базальтов срединно-океанических хребтов.

По этим данным составлена модель формирования метаморфических пород как метабазальтов океанической коры, подвергнутых субдукционному и динамотермальному метаморфизму. Можно предполагать, что верхняя пластина с эклогитами в меланже представляет собой субдуцированный комплекс пород, а амфиболиты были сформированы при эксгумации горячих перidotитов в состав аккреционного клина. Здесь они воздействовали на базальты океанической коры, которые уже вошли в состав аккреционного клина. Баратальский террейн, офиолиты и серпентинитовый меланж с блоками высокобарических пород Чаган-Узунского массива, а также олистостромы слагают чешуйчатую структуру аккреционной призмы. Она стратиграфически перекрыта средне-позднекембрийскими турбидитами (горно-алтайская серия) Ануйско-Чуйского предугового прогиба. По составу обломочный материал соответствует продуктам разрушения аккреционно-коллизионного комплекса и островной дуги [2].

Литература

1. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционного клина // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. №1. С. 82–93.
2. Буслов М.М., Сенников Н.В., Ивата К., Зыбин В.А., Обут О.Т., Гусев Н.И., Шокальский С.П. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. №6. С. 789–798.

3. Буслов М.М., Джсен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Кулкова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абылдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №10. С. 1600–1627.

4. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. №12. С. 1383–1405.

5. Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A., Akiyama M. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Res. 2002. V. 5. P. 781–800.

6. Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama I. Geology of the Gorny Altai subduction-accretion complex, southern Siberia: tectonic evolution of an Ediacaran–Cambrian intra-oceanic arc-trench system // J. Asian Earth Sci. 2007. V. 30. P. 666–695.

Е.В. Лаврушина, Е.С. Пржиялговский¹

Тектоника Южнокочкорской зоны внутриплитной активизации (Центральный Тянь-Шань)

Многие проблемы неотектонической эволюции Центрального Тянь-Шаня могут быть решены при анализе современной структуры бортовых зон внутригорных кайнозойских впадин. Актуальными задачами являются исследования геотектонических предпосылок и механизмов формирования локальных бассейнов седиментации, процессов деформации чехольных комплексов, определения величин сокращения попечерных размеров впадин, соотношения разломных и пластичных деформаций в фундаменте, горизонтальных и вертикальных амплитуд новейших движений и многие другие.

Фундамент южного борта Кочкорской впадины сложен в основном гранитоидами позднеордовикового возраста, связанными с каледонским этапом развития [2], с подчиненным количеством верхнепротерозойских нерасчлененных отложений (рис. 1). По составу гранитоиды представлены средне-крупнокристаллическими двуполевошпатовыми порфировидными гранитами, лейкогранитами, реже – диоритами. Дочетвертичный кайнозойский чехол обнажается в южной части впадины в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

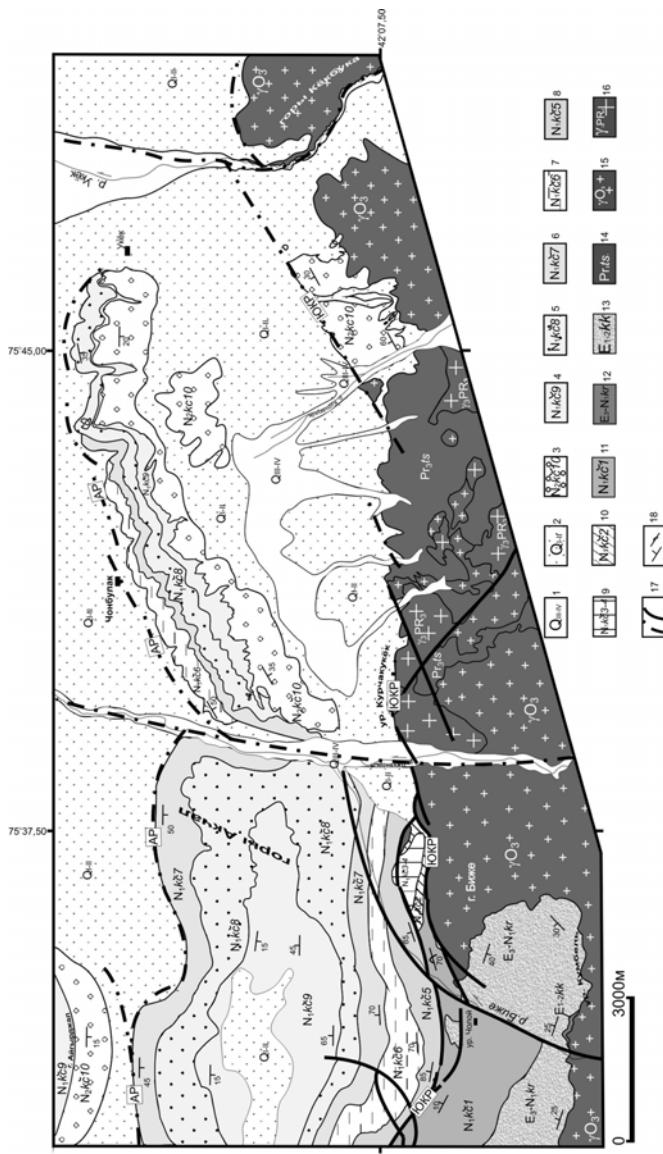


Рис. 1. Геологическая карта южного берега Камчатки.

1 – аллювальные голоценовые отложения; 2 – плейстоценовые отложения; 3–11 – глиоценовые отложения кочкорской серии: 3 – валунно-галечная 10-ая пачка; 4 – песчано-галечная 9-ая пачка; 5 – слабо полосчатая пестраная 8-я пачка; 6 – песчано-глинистая 7-я пачка; 7 – полосчатая глинисто-пестраная с редкими мертвлями (пачка 6); 8 – глинисто-пестраная пачка, соленосная 5-ая пачка; 9 – глинистая гипсонасная пачка (4) с мергелистами прослоями (3); 10 – светло-кирпичная песчано-дресвянная 2-ая пачка; 11 – мергелисто-глинистая пачка 1; 12 – олигоцен-мийоценовые отложения киргизской серии; 13 – палеоцен - эоценовые отложения коктурскаяской серии; 14 – верхнепротерозойские нерастворимые комплексы талысбайской свиты; 15 – позднеордовикские крупнокристаллические граниты; 16 – протерозойские гранитоиды; 17 – разломы: ЮКР – Южно-Кочкорский разлом, АР – Акчопский разлом; 18 – элементы залегания

широкой полосе между хр. Терской-Алатау и р. Кочкор. Основание разреза чехла представлено палеоцен-олигоценовыми отложениями *коктурсакской серии* ($E_{1-2}kk$), образовавшимися за счет переотложения предпалеоценовой коры выветривания [1], лежащими со стратиграфическим несогласием на выветрелых позднеордовикских гранитах. Выше согласно на коктурсакской серии, а чаще на слабо выветрелой поверхности гранитов залегают красноцветные отложения киргизской серии (E_3-N_1kr). Верхнюю часть разреза чехла слагает мощная плиоценовая терригенно-карбонатная толща *кочкорской серии* (N_2kc). В толще отложений кочкорской серии нами было выделено 10 пачек, что позволило проследить маркирующие горизонты, описать морфологию складчатых структур, оценить амплитуды смещений по разрывным нарушениям в осадочном чехле. При этом самая верхняя валунно-галечная 10-ая пачка лежит, как на коре выветривания гранитов, так и на 9 пачке (с небольшим угловым несогласием) и может рассматриваться в качестве самостоятельной верхнекочкорской подсвиты. На некоторых картах для нее предполагается плиоцен-плейстоценовый возраст.

В процессе исследований были установлены следующее особенностии строения и тектонической эволюции рассмотренного участка южной части Кочкорской впадины:

1. В результате внутриплитной активизации в пределах южного борта впадины в чехле сформировалась серия асимметричных синклиналей и сопряженных с ними гребневидных антиклиналей, в ядрах которых выходят нижние горизонты чехла или граниты фундамента. В целом осевые поверхности крупных складок имеют южное падение и параллельны общему простиранию впадины. Складки составляют единый структурный ансамбль с крупными субширотными разрывными нарушениями: Южно-Кочкорским (ЮКР) взбросом, Акчопским (АР) взбросом и Айгырджалской разломной зоной. Проведенные работы показали, что ЮКР, который обычно считается единственным пологим надвигом [2], на участке почти в 18 км имеет сложное строение: меняет свое простирание, смещает контрастные по возрасту пачки, нарушаются поперечными разломами, местами образуя дуплекс-структуры. И, самое главное, ЮКР лишь местами совпадает с контактом «фундамент – чехол».

2. Устанавливается различный характер позднеплиоценовых–плейстоценовых деформаций по простиранию южного борта Кочкорской впадины. На востоке исследуемого района породы чехла имеют стратиграфические контакты с поздне-ордовикскими гранитоидами и залегают на них полого. В центральных частях участка работ наблюдается незначительное надвигание гранитов по крутой разломной зоне на от-

ложеия кочкорской серии, при этом отложения чехла на контакте имеют вертикальные, а чаще запрокинутые залегания в пределах широкой полосы. На западе отмечается надвигание низов кочкорской серии по пологому наклоненному на юг сместителю на более верхние пачки.

3. Деформации в позднеордовикских гранитоидах фундамента имеют катаклазтический характер и представлены многочисленными смещениями по границам линзовидных блоков с формированием зон брекчирования и милонитизации. Проявления реидных деформаций в гранитах в приповерхностных уровнях проявляются в виде локальных надвиговых (козырьковых) структур, ограниченных по простиранию. Также отмечается протрузивное внедрение небольшого гранитного массива внутри дуплекс-структурь. Результат анализа трещиноватости и реконструкции полей напряжений с помощью программы «Wintenzor» [3] показал, что для деформаций кочкорской серии, в целом, устанавливается взбросовая кинематика при субширотной ориентировке оси главного сжатия. При этом для гранитов можно отметить разные ориентировки векторов главных осей напряжений во внутренних частях массивов и по их периферии.

4. Основная структурная перестройка южного борта Кочкорской впадины произошла в узком временном интервале в конце плиоценена – позднем плейстоцене и происходила в две фазы. Наиболее ранняя – основная – тектоническая перестройка произошла практически до накопления 10-ой пачки кочкорской серии в конце плиоценена – начала плейстоцена, в результате которой активизировались основные разломные зоны, произошло складкообразование в кайнозойском чехле, а также изгибание кровли фундамента, местами с протрузивным внедрением гранитов в чехол. Вторая фаза тектонизации в конце плейстоцена характеризуется возникновением современного рельефа с перепадами высот до 2 км и завершением формирования систем форбергов. Причем самые поздние движения отмечаются и внутри четвертичных террас, которые проявились в виде слабого синклинального и антиклинального изгибов валунно-галечных отложений [2, 4] в пределах исследуемого района.

5. Геометрия Кочкорской впадины, морфология и кинематика структур в осадочном чехле (кулисное расположение современных котловин, левосторонние синтетические сдвиги, правосторонние антитетические сдвиги, взбросо-надвиги южного борта) соответствуют обстановке левосторонней транспрессии (рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке Проекта РФФИ № 12-05-3146512мол_а, Проекта РФФИ №13-05-00298а, Программ ОНЗ № 6 и 10, и Гранта молодых ученых ГИН РАН.

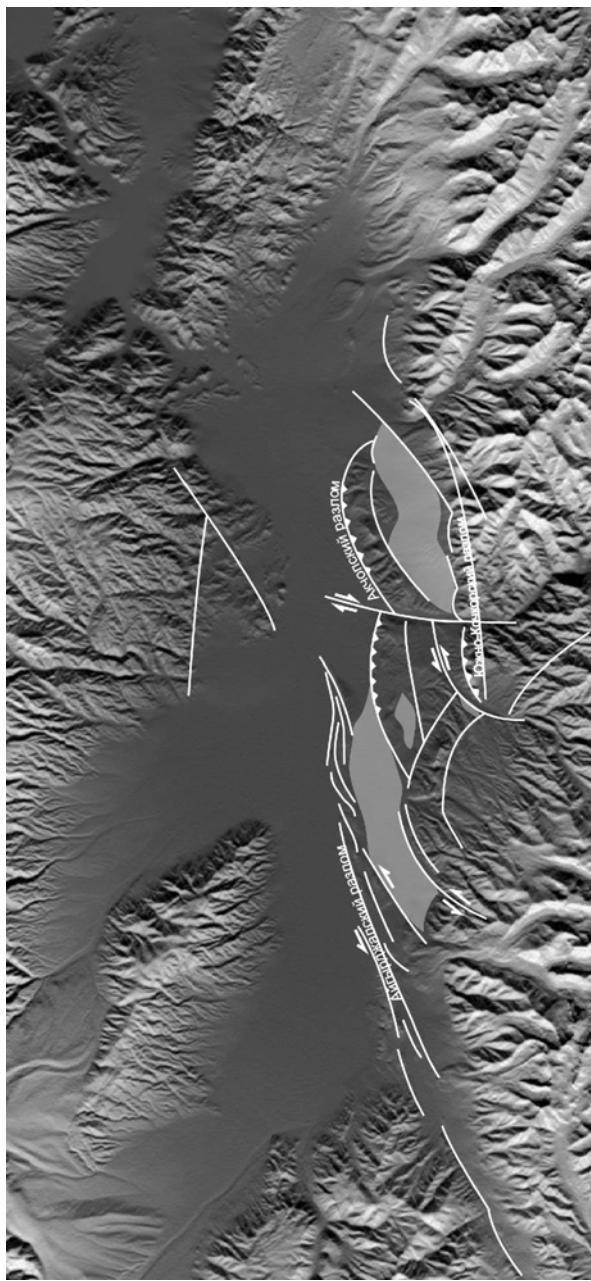


Рис. 2. Современная кинематика южного борта Кочкорской впадины.
Светлые области – плейстоценовые котловины

Литература

1. Бачманов Д.М. Неотектоническое развитие Центрального Тянь-Шаня по данным о строении новейших впадин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Материалы IV международного симпозиума. Бишкек: НС РАН, 2009. С. 12-19.
2. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 307).
3. Delveaux D., Sperner B. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TEN-SOR program / Nieuwland D. (Ed.) // New Insights into Structural Interpretation and Modelling. Special Publ. V. 212. Geol. Soc. London. 2003. P. 75–100.
4. Thompson S.C., Weldon R.J., Rubin C.M. et al. Late Quaternary slip rates across the central Tien Shan, Kyrgyzstan, Central Asia // Journal of Geoph. Res. 2002. V. 107. N 7. P. 1–32.

**И.И. Лиханов¹, В.В. Ревердатто¹, П.С. Козлов²,
В.В. Хиллер², В.П. Сухоруков¹**

P-T-t реконструкция метаморфической истории Енисейского кряжа по зональным гранатам как свидетельство трех тектонотермальных событий (1050–780 млн лет) на западной окраине Сибирского кратона

Метаморфизм является одним из индикаторных процессов, характеризующих термическое состояние и эволюцию литосферы в различных геодинамических обстановках, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность глобальных событий в развитии литосферы. Этим объясняется повышенный интерес к происхождению подвижных поясов на границах древних континентов, где проявлены контрастные типы метаморфизма. В приложении к объекту исследований – Енисейскому кряжу, представляющему собой аккреционно-коллизионный ороген на западной окраине Сибирского кратона, такие реконструкции важны не только для понимания тектонической эволюции складчатых поясов континентальных окраин, но и

¹ Институт геологии и минералогии (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав древних суперконтинентов.

Применение традиционной изотопии для выделения полиметаморфических этапов часто неэффективно из-за многократной перекристаллизации минералов-geoхронометров. Также при использовании этого метода очень трудно решить вопрос о соотношении возрастов, полученных по акцессорным минералам, с метаморфическими процессами, что нередко приводит к геодинамическим спекуляциям. Перспективным подходом, позволяющим корректно увязать возраст со стадиями метаморфизма, является *in situ* CHIME датирование включений U–Th-содержащих фаз в зональных минералах – участниках метаморфических реакций. Наиболее информативны для этих целей зональные кристаллы граната, состав которых используется для построения *P-T*-трендов эволюции пород. Комбинация данных о вариациях параметров метаморфизма с возрастами акцессорных минералов-включений (моанцита и ксенотима) в разных генерациях граната позволяет не только оценить возраст метаморфизма, но также длительность и скорость тектонических процессов, контролирующих формирование и развитие полиметаморфических комплексов. В зарубежной практике такого рода исследования находятся на начальной стадии развития; в России подобных работ до сих пор не проводилось.

Нами изучены интенсивно деформированные гнейсы Приенисейской региональной сдвиговой зоны гаревского комплекса Енисейского кряжа, пронизанные дайками гранитов. Полиметаморфизм пород достаточно четко отслеживается по реакционным структурам (рис. 1a,b), химической зональности минералов (рис. 1c,d), изотопным датировкам (рис. 1e,f) и конфигурации *P-T*-трендов (рис. 2). Отличительной особенностью метапелитов Grt+Bt+Ms+Pl+Qz±St±Ilm±Ky±Chl состава является развитие специфических порфиробласт граната с тремя контрастными зонами. Внутренние зоны характеризуются незначительным ростом гроссулярового (Grs) компонента при уменьшении содержания спессартинового (Sps) минала и общей железистости от центра граната к краю. На границе между внутренней и средней зонами имеет место резкий скачок от Grs₃ (0.96 мас% CaO) до Grs₁₂ (3.94 мас% CaO), причем это сопровождается синхронным резким уменьшением содержания Sps компонента (0.12–0.03) при слабых вариациях количества пиропа ($P_{\text{гр}}=0.08\text{--}0.07$) и альмандин (Alm=0.78–0.77). Рост внешней зоны граната происходит при постепенном снижении Grs (0.12–0.07) и Sps (0.03–0.003) компонентов, с одновременным увеличением содержания Alm минала (0.77–0.82) в направлении приближения к кайме зерна.

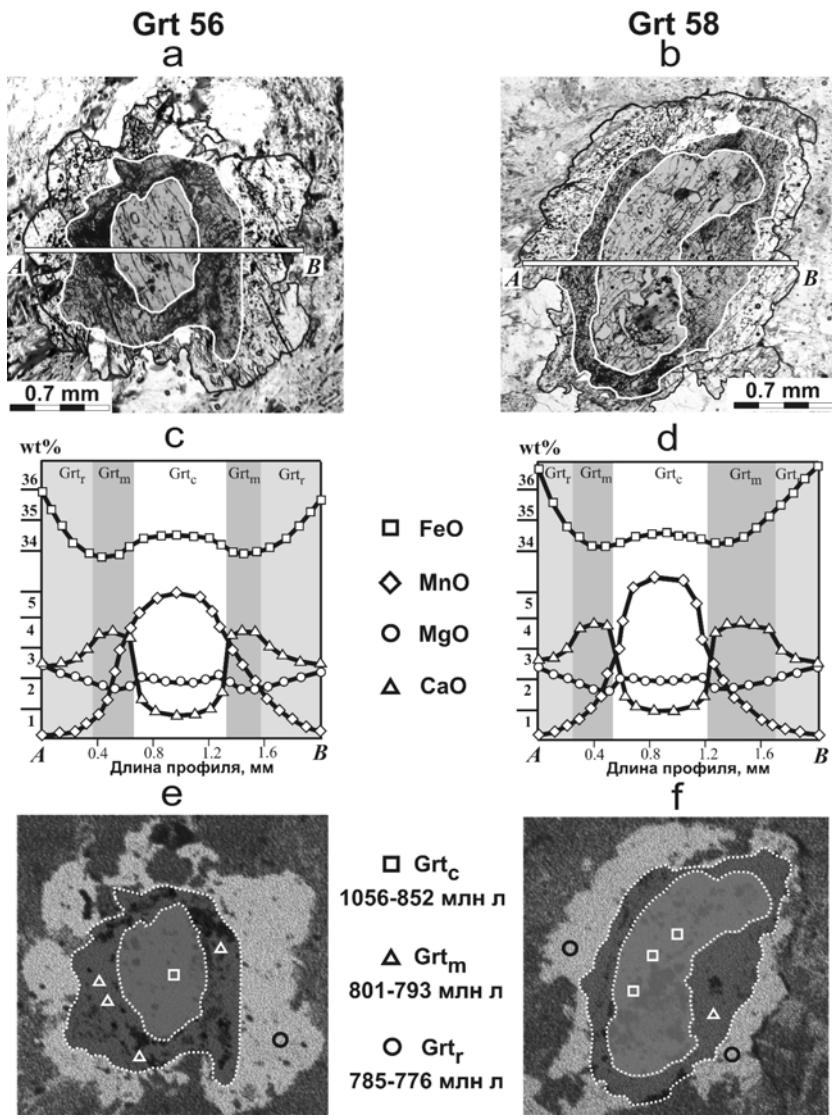


Рис. 1. Микрофотографии зерен граната из гнейсов и кристаллических сланцев Приенисейской региональной сдвиговой зоны обр. 56 (а) и обр. 58 (б), концентрационные профили (с, д), построенные по линии А–В, и элементное картирование (по Ca) зональных зерен граната с местами точек датирования включений монацитов и ксенотима (е, ф)

По результатам минералого-petрологических и изотопно-геохронологических исследований химической зональности гранатов выделены три этапа в развитии пород, различающиеся возрастами, термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов [1]. На первом, в конце мезо- и начале неопротерозоя (1050–850 млн лет), в связи с гренвильской орогенией сформировались зональные метаморфические комплексы низких давлений при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 20\text{--}30^\circ\text{C}/\text{км}$. На втором этапе эти породы подверглись позднерифейскому (801–793 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений с низким градиентом $dT/dH \leq 10^\circ\text{C}/\text{км}$. Заключительный этап сопровождался синэкстремационным динамометаморфизмом (785–776 млн лет) с $dT/dH \leq 12^\circ\text{C}/\text{км}$, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в верхние структурные этажи континентальной коры в сдвиговых зонах. Наблюдаемая эволюция P – T -параметров метаморфизма с движением “против часовой стрелки” характерна для коллизионных орогенов, сформированных при тектоническом утолщении земной коры в результате надвигов с последующей экстремацией к поверхности [2], и согласуется с 2-D термомеханическим численным моделированием взаимодействия литосферных блоков при коллизии [3].

Длительность транспортировки пород к поверхности на постколлизионном этапе составляла не более 17 млн лет, что позволяет оценить скорость экстремации метаморфических комплексов в диапазоне 500–700 м/млн лет. Это хорошо согласуется с величинами скоростей экстремации (400 м/млн лет) синхронных проявлений коллизионного метаморфизма Енисейского кряжа [4], а также – с рассчитанными величинами по результатам теплофизического моделирования (350 м/млн лет) [5].

Заключительные стадии развития коллизионного орогена маркируются последующим образованием бимодального Байкало-Енисейского дайкового пояса рифтогенной природы, связанного с неопротерозойскими (797 ± 11 и 791 ± 6 млн лет; U-Pb SHRIMP-II по цирконам) процессами растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния [6]. Поздние этапы в истории развития региона коррелируются с синхронной последовательностью и схожим стилем валльгальских тектоно-термальных событий на арктической периферии Родинии [7], что подтверждает территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентия, Балтика, Сvalьбард) на рубеже около 800 млн лет по современным палеомагнитным реконструкциям конфигурации Родинии [8].

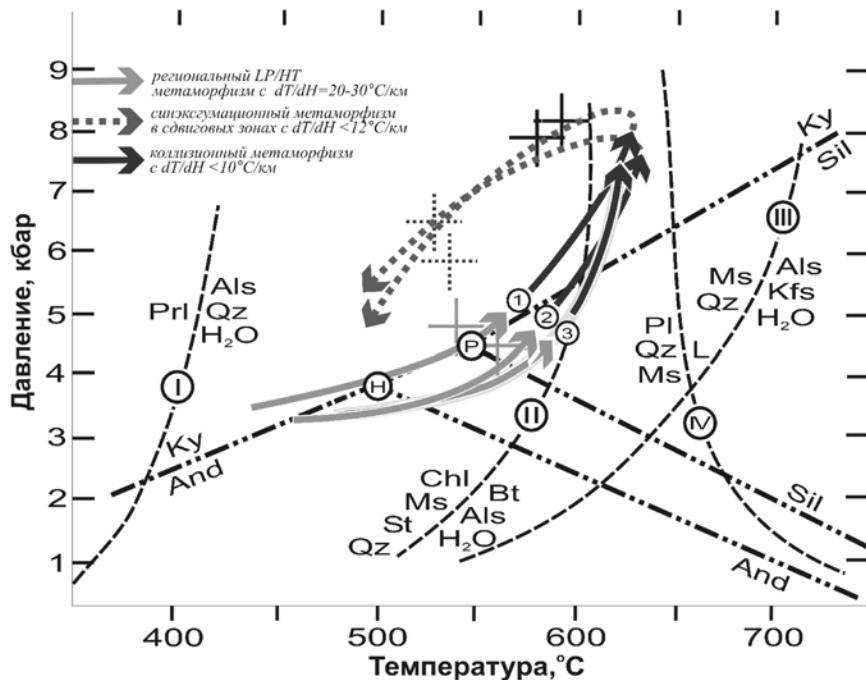


Рис. 2. Обобщенные P - T -тренды эволюции метаморфизма для гнейсов гаревского комплекса (кривая 1 – обр. 56 и 2 – обр. 58) в сравнении с трендом эволюции метаморфизма тейского комплекса (кривая 3).

Средние значения P - T -параметров разных типов метаморфизма по программе TWQ показаны крестами. Направления P - T -трендов показаны кривыми с соответствующими стрелками, обозначенными слева вверху. Пунктирными линиями с римскими цифрами и штрих-пунктиром с латинскими буквами показано положение известных минеральных равновесий для метапелитовой системы и координаты тройной точки, обзор которых приведен в [1].

Литература

- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П. Зональность граната в метапелитах как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Енисейского кряжа // Петрология. 2013. Т. 21. № 6. С. 612–631.
- Brown M. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change // Int. Geol. Rev. 2007. V. 49. P. 193–234.
- Gerya T.V. Precambrian geodynamics: Concepts and models // Gondwana Res. 2012. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.008>

4. Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in over-thrust terranes of the Trans-Angarian Yenisey Ridge, Siberia // Int. Geol. Rev. 2011. V. 53(7). P. 802–845.
5. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // J. Metamorph. Geol. 2004. V. 22. P. 743–762.
6. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
7. Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // Geology. 2010. V. 38. № 2. P. 99–102.
8. Dalziel I.W.D., Mosher S., Gahagan L.M. Laurentia-Kalahari Collision and the Assembly of Rodinia // J. Geol. 2000. V. 108. P. 499–513.

Р.А. Магомедов¹

Современная геодинамика и особенности дизьюнктивной тектоники области Дагестанского выступа Восточного Кавказа

Исследуемый район в геолого-геофизическом отношении считается наиболее изученным [1–6 и др.]. Однако в процессе анализа результатов исследований опубликованного и фондового материалов выявлены новые данные о дизьюнктивной тектонике и современной геодинамике региона которые требуют переосмыслиния и переинтерпретации. В качестве основного материала использованы результаты гравиметрических, магнитометрических, геотермических исследований и геодезических измерений, материалы дешифрирования космоснимков, данные о сейсмичности, геологические карты, разрезы, а также результаты собственных исследований.

Восточный Кавказ отличается резко дифференцированным характером новейших движений. Большая дифференцированность движений и повышенная сейсмичность Восточного Кавказа согласуется с его более высокой подвижностью в течение всего альпийского цикла. В результате тангенциального, субмеридионального сжатия, имевшего место в

¹ Институт геологии Дагестанского научного центра РАН

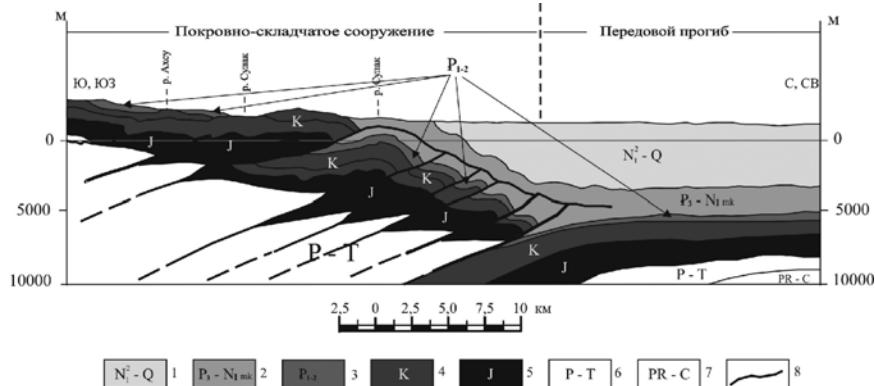


Рис. 1. Фронтальная часть Дагестанского выступа – модель сочленения Терско-Каспийского передового прогиба и складчатого сооружения Восточного Кавказа (по Н.Т. Романову и Р.А. Магомедову).

1 – квартер – средний миоцен; 2 – олигоцен – нижний миоцен, майкоп; 3 – палеоцен – эоцен; 4 – мел; 5 – юра; 6 – пермо-триас; 7 – протерозой – карбон; 8 – разрывные нарушения

предакчагыльскую фазу складчатости поперечного простирания складок, произошло резкое усложнение ранее сформированных структур. Надвигание складчатого осадочного чехла происходило по разломам глубокого заложения с южным падением смесителей, не выходящих в приповерхностные участки Дагестанского Выступа (ДВ) к северу, в сторону Терско-Каспийского прогиба (рис. 1). По данным сейсмических и гравиметрических исследований, в свою очередь, подтвержденных на многих площадях поисковым бурением, вдоль внешнего обрамления ДВ под моноклинально залегающими миоценовыми слоями Нарратюбинской зоны меловые отложения дислоцированы в узкие линейно-вытянутые антиклинальные по форме блоки, ступенчато погружающиеся к осевой части Терско-Каспийского прогиба. Протяженность дислоцированной зоны достигает 150 км при ширине 10–15 км.

В рельефе поверхности Мохоровичича [2] отчетливо выделяются *Пшекиш-Тырныаузская шовная зона*. Она пересекается поперечными разломами: Аварско-Сулакским, переходящим в Н. Чиркей-Экибулакский, Шура-Озенъяским, Эскендерон-Махачкалинским, Губденским, Ахатлы-Кумторкалинским, Какаюртовским, Пираузским, Зурамакентским и *Аграхано-Тбилисско-Левантийской лево-сдвиговой зоной I* порядка. Кроме левого сдвига I порядка выделяется Махачкалинский ле-

вый сдвиг и правые сдвиги II порядка – Андийский, Андийско-Сулакский, Губденский и Гамриозенецкий. Правые сдвиги образовались при продвижении участка земной коры к северо-востоку, но их смещение отставало от основных сдвигов – Аграхан-Тбилисско-Левантийского и Махачкалинского. Вышеназванные сдвиги разделяют ДВ на тектонические блоки.

В гравитационном поле *Терский разлом* выражен линейно-вытянутой структурой и ступенью в 20–30 мГл [7], относимых к фундаменту. Разлом сейсмичен, трассируется многоярусными нефтегазовыми месторождениями, термальными и минеральными источниками, зачаточным грязевым вулканизмом и разделяет осевую и прибортовую части Терско-Каспийского прогиба.

Салатауский глубинный разлом северо-западной ориентировки предполагается под одноименной антиклиналью мезозойско-кайнозойского развития. Разлом слабосейсмичен, ограничивает с юга Сулакский тектонический выступ с относительно положительным развитием в мезозое и положительной аномалией силы тяжести.

Андийский глубинный разлом [8] северо-восточной ориентировки ограничивает с запада Сулакский тектонический выступ, который отделен от Каратинского и Капчугайского Аграхан-Тбилисско-Левантийским левым сдвигом. К западу от разлома в мезозое происходили более интенсивные блоковые погружения и накопление осадков большой мощности. В гравитационном поле он разобщает положительные аномалии Сулакского выступа и Варандийской антиклинали.

К потенциально высокосейсмичному относится *Аксайский разлом*, который проходит по западной окраине ДВ. Он является естественным разделом между Чеченской впадиной и ДВ. С зоной пересечения Аксайского и Пшекиш-Тырны-аузского разломов Р.А. Левкович связывает очаг разрушительного землетрясения 1830 г., интенсивность которого достигала 9 баллов. Эта зона возможных очагов землетрясений (ВОЗ) связана с раздвигом, формируемым пересекающимися глубинными разломами.

В 1968–1969 гг. при интерпретации гравитационного поля Чечено-Ингушетии М.Н. Смирновой и др. был прослежен глубинный разлом, который был назван *Черногорским*. На Аксайском поперечном разломе Черногорский разлом испытывает изменение ориентировки, пересекает ДВ южнее г. Буйнакска и уходит в Южный Дагестан.

На границах тектонических зон, дизъюнктивные нарушения образуют аномальные линейно вытянутые структуры тепловых полей [9].

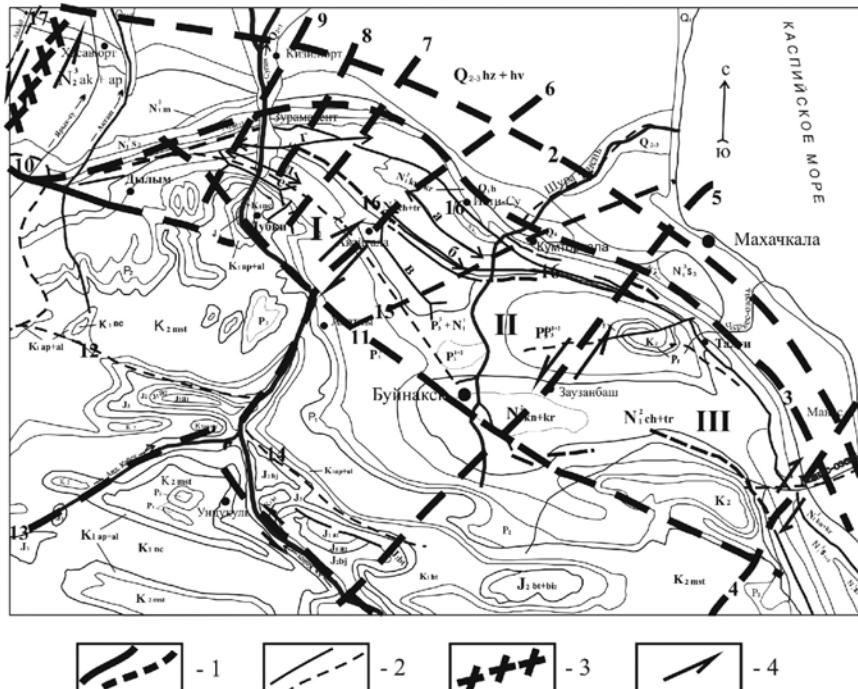


Рис. 2. Схема дизъюнктивной тектоники Дагестанского выступа

Зоны разрывных нарушений и глубинных разломов: 1 – фрагмент Аграхано-Тбилисско-Левантайской левосдвиговой зоны I порядка; 2 – Терский глубинный (Срединный, Махачкалинский); 3 – Пшекиш-Тырныаузская шовная зона; 4 – Губденский; 5 – Искандерон-Махачкалинская левосдвиговая зона II порядка; 6 – Чиркей-Экибулакский; 7 – Какаюртовский; 8 – Пирауский; 9 – Зурамакентский; 10 – фрагмент Черногорского разлома; 11 – продолжение Черногорского разлома (зона повышенной трещиноватости в виде линеамента протягивается от пос. Иха до г. Буйнакса и далее на юго-восток, где подтверждается закартированным разрывом); 12 – Салатауский; 13 – Андийско-Сулакский; 14 – Гимринский; 15 – Ахатлы-Кумторкалинский; 16 – Нарат-Тюбинская зона разломов (в осадочном чехле), 17 – Аксайский. Оси антиклиналей и синклиналей: а – Экибулакская; б – Кизил-Булакская; в – Тепселитауская; г – Шамхал-Булакская; д, з – Миатлинские. Тектонические элементы: I – Сулакский выступ; II – Капчугайский грабен; III – Эльдамо-Кукуртауский выступ (Талгинский)

Составленная нами по результатам анализа фонового материала схема дизъюнктивной тектоники (рис. 2) позволила установить блоковое строение ДВ и выявить ограничения блоков по разрывным наруше-

ниям сбросового и сдвигового типов. В основу схемы положен фрагмент изданной геологической карты горной части Дагестанской АССР 1:200 000, составленная В.Д. Голубятниковым. Мы нанесли обобщенные геологические границы, зоны глубинных разломов и разрывные нарушения осадочного чехла, оси антиклиналей и синклиналей. На схеме четко выявились разрывы и тектонические блоки северо-восточного (антикавказского) направления. Выявленные разрывные нарушения имеют закономерную ориентировку.

Выводы. В результате проведенных исследований уточнено пространственное расположение разломов области ДВ и на этой основе составлена схема дизъюнктивной тектоники в масштабе 1:200 000. Выявлены разломы, отличающиеся повышенной сейсмической активностью. На основе составленной схемы выполнено прогнозирование зон ВОЗ в области ДВ. Очаговые зоны землетрясений приурочены к Сулакскому и в ближайшем геологическом будущем – к Талгинскому выступам.

Литература

1. Буторин Г.Д., Галин В.Л. Тектоника передовой складчатой зоны Дагестанского выступа в связи с поисками залежей нефти и газа // Советская геология. 1972. № 9.
2. Короновский Н.В. Аграхан-Тбилисско-Левантайская левосдвиговая зона – важнейшая структура Кавказского региона // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 1.
3. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 482 с.
4. Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан) // Тр. Государственного исследовательского нефтяного института. 1929. Вып. 4.
5. Криволицкий Н.В. Тектонические характеристики области Известнякового Дагестана // Тр. ВНИГРИ. 1954. № 4.
6. Талалаев В.Д. Важнейшие особенности альпийской складчатости Северо-Восточного Кавказа // Труды Сев. Кав. НИПИнефть. Грозный, 1977. Вып. 12, ч. 1.
7. Карта остаточных аномалий силы тяжести Северного Кавказа. МПР РФ, Северокавказский региональный геологический центр. М 1:1 000 000 / Составители: Литовко Г.В., Шемпелев А.Г., Ломова Л.А. Ессентуки, 1998.
8. Маркус М.А. Долгоживущие структуры Восточного Кавказа // Сов. геология. 1986. № 10. С. 63–69.
9. Схематическая карта тепловых потоков Дагестана. Министерство геологии СССР. Институт геологии Даг. ФАН СССР / Сост. Суэтнов В.В. Махачкала, 1967.

**В.М. Макеев¹, Н.В. Макарова², Н.В. Суханова²,
А.Л. Дорожко¹, Е.А. Карфидова¹, И.В. Коробова¹,
В.Н. Леденев³**

Концепция обеспечения геодинамической безопасности территорий размещения особо ответственных объектов

Развитие высокоточных технологий производства энергии (ГЭС, ЯТЦ и т.д.) и строительство других инженерных объектов приводит к ужесточению требований к оценке безопасности территорий размещения этих объектов, как на равнинах, так и в горах. Наиболее сложными являются проблемы оценки роли разрывных и пликативных деформаций в формировании новейших структур и определения современной подвижности геодинамически активных зон, включая разрывные дислокации, способные влиять на устойчивость территорий.

В рамках представлений о существовании глубинных геодинамических систем [1] разработан комплекс исследований, связанных с анализом доновейшей геологической среды и характера соотношения с ней современных деформаций. Масштаб исследований – дальний и ближний районы исследований на предпроектной и проектной стадиях работ. Опыт исследований на территориях атомных станций ГК «Росатом» и других объектах позволил сформулировать основные концептуальные положения методики исследований, позволяющие дать реальную оценку устойчивости территорий размещения особо важных объектов с позиций современных геодинамических условий.

Согласно концепции, проводимые исследования группируются в три блока: 1) геологический, 2) структурно-геоморфологический (неотектонический) и 3) структурно-геодинамический. Работы проводятся сопряженно с геофизическими, сейсмологическими, инженерно-геологическими и др. исследованиями.

1. Геологический (вещественно-структурный) блок работ направлен на выявление и анализ закономерностей строения древних неоднородностей фундамента и перекрывающих его пород на основе априорной информации, а также специальных полевых исследований. Особое внимание уделяется дизъюнктивным и пликативным формам, а также литолого-фаунистическим границам внутри чехла и фундамента.

¹ Институт геоэкологии (ИГЭ) РАН, Москва, Россия

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

³ ОАО «Атомэнергопроект» (ОАО НИАЭП), Нижний Новгород, Россия

Донеотектонические структуры, образованные в прошлые циклы тектоно-магматической активности, рассматриваются как древние отмершие неоднородности. Они отражают напряженность прежних эпох тектонических движений. Несмотря на то, что эти неоднородности являются «отмершими», в современных геодинамических условиях они могут по особому реагировать на современные напряжения. Это выражается преобразованием и трансформацией неотектонических напряжений вверх по разрезу к поверхности. Геодинамически активные зоны и линеаменты и др. неотектонические формы являются результатом подобных трансформаций.

2. Структурно-геоморфологический (неотектонический) блок работ включает *выделение* основных неотектонических структур, оценку положения их в региональной структуре, *изучение* их морфологии, степени согласованности с древними структурами, изучение новейших отложений, *анализ* деформаций маркирующих уровней (эрозионно-денудационных поверхностей, террас, подошвы новейших, в том числе четвертичных отложений), *изучение* трещиноватости разновозрастных пород, выходящих на поверхность, *картирование* линеаментов, *определение* поэтапных скоростей движений, *исследование* различных индикаторов современных тектонических движений (экзогенных процессов, геохимических аномалий и др.), *оценку* амплитуд неотектонических (суммарных) и современных (голоценовых) деформаций. Часть из указанных исследований проводится в более детальном масштабе непосредственно на площадках, предназначенных для строительства объектов. Неотектонические деформации и вещественно-структурные неоднородности погребенного или выходящего на поверхность основания являются первостепенными факторами, предопределяющими напряженное состояние массивов горных пород и особенности пространственных и временных вариаций этого состояния.

3. Структурно-геодинамический блок работ направлен на определение условий образования неотектонических форм и тенденций их развития на современном этапе с учетом результатов исследований, полученных на первом и втором блоках работ. В рамках этого блока раскрывается пространственное распределение главных осей напряжений и, при возможности, его позднеплейстоцен-голоценовой стадии, как максимально приближенной к срокам службы особо ответственного сооружения. Это выявляется на основе анализа морфологии структур, трещиноватости пород, линеаментов, и других показателей проявления современных движений. Для выявления зон (участков) аномального напряженного состояния геологической среды и их дискретного распре-

деления оценивается степень соответствия новейшего и древнего структурных планов. Результатом исследований является качественная и количественная оценка геодинамических условий рассматриваемой территории, согласно требованиям нормативных документов.

Подобный комплекс исследований применялся в ряде районов, различающихся по строению древнего субстрата, наличию или отсутствию комплекса новейших отложений, в т.ч. покровных разного генезиса, и геодинамическим условиям образования новейших структур [1–8]. Среди последних выделяются особые специфические геодинамически активные зоны (ГдАЗ).

Данный подход к оценке безопасности территорий иллюстрируется на примере Нижнеокского региона, расположенного в северо-западной части Приволжского поднятия Восточно-Европейской платформы.

1) В результате анализа геологического строения рассматриваемой территории установлено следующее.

Исследование поверхности фундамента и перекрывающего его платформенного чехла выявило рассогласования структурных планов по разным геологическим горизонтам: на границе фундамент и девон, девон и карбон, карбон и пермь. Основная поверхность несогласия отвечает поверхности палеозойско-mezозойского цоколя (доновейшего пенеплена), слабо наклонного к югу.

2) Структурно-геоморфологическими исследованиями установлена деформация пенеплена в миоцен-плиоценовое время с образованием новейших пологих поднятий и прогибов. Выявленная стадийность формирования новейших структур позволила определить скорости и амплитуды неотектонических движений за отдельные стадии, в т.ч. за позднеплейстоцен-голоценовую.

Рост поднятий на протяжении среднего, позднего плейстоцена и в голоцене, сопровождался появлением трещин в отложениях, линеаментов и линеаментных зон, и продолжающимся врезанием рек и, следовательно, понижением базисов эрозии, особенно Оки, ведущим к понижению уровня грунтовых вод. Все эти процессы являются причиной активизации в настоящее время суффозионно-карстовых процессов, особенно на низких поверхностях террас, пойм, в тальвегах оврагов.

3) Структурно-геодинамические исследования показали, что новейшие структуры Нижнеокского региона, представленные субширотными пологими поднятиями и прогибами, несогласно сочленяются с субмеридиональными структурами Окско-Донского прогиба (Окско-Циннским валом и Окско-Мокшинским прогибом). Происхождение субширотной неотектонической зональности связывается с субмеридиональ-

ным сжатием, исходящим с юга со стороны развивающегося Токмовского новейшего поднятия. Происхождение субмеридиональных структур Окско-Донского прогиба объясняется субширотным растяжением, которое вызывается, возможно, автономным внутриплатформенным источником. Граница сочленения различно простирающихся структур отвечает Нижнеокской зоне сдвиговых напряжений и деформаций, рассматриваемой как геодинамически активная зона. С последней связывается тектоническая подвижность рассматриваемой территории, влияющая на активизацию комплекса экзогенных процессов, в том числе опасного ряда.

Литература

1. Макаров В.И. Новейшая тектоника и рельеф Восточно-Европейской платформы // Глубинное строение и геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 145–202.
2. Макарова Н.В., Макеев В.М., Суханова Т.В., Микляев П.С., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Новейшая тектоника и геодинамика Нижнеокского района // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 4. С. 3–11.
3. Макарова Н.В., Макеев В.М., Матвеев А.В., Суханова Т.В., Санько А.Ф., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Зерницкая В.П. Четвертичные отложения и структурно-геоморфологическая характеристика Свирско-Ошмянской территории Беларуси // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. Центр БГУ, 2013. С. 92–94.
4. Макеев В.М., Карфидова Е.А., Микляев П.С., Авхимович А.Н., Дорожко А.Л., Коробова И.В. Метод изучения азимутального несогласия разновозрастных и разноглубинных горизонтов осадочного чехла при геодинамических исследованиях // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Матер. VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. центр БГУ, 2013. С. 18–20.
5. Макеев В.М., Суханова Т.В., Дорожко А.Л., Коробова И.В., Карабанов А.К., Комаровский М.Е., Полеводова С.Н. Структурно-геодинамическая зональность запада Восточно-Европейской платформы // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. центр БГУ, 2013. С. 20–22.
6. Микляев П.С., Макеев В.М., Петрова Т.Б., Беляшов А.В., Плоскин С.М., Захаров А.А. Опыт индикации геодинамически активных зон эманационным методом // Проблемы региональной геологии и поисков полезных ископаемых: Материалы VII Университетских геол. чтений. Минск: Изд. центр БГУ, 2013. С. 31–33.
7. Dorozhko A.L., Makeev V.M. Large-scale Structural and Geodynamic Mapping of Platform Territories on the Example of Moscow // Journal of Earth Science and Engineering, USA. 2013.
8. Makeev V.M., Makarova N.V., Sukhanova T.V., Korobova I.V., Dorozhko A.L., Karfidova E.A., Ledenev V.N. Structural-geomorphological and geodynamics conditions of Svirsko-Oshmanskiy region of Belarus // Springer, IAEG XII Congress, Torino, 2014. Italy.

Sm-Nd систематика терригенных пород осадочных бассейнов пассивных окраин и передовых прогибов на примерах северо-востока Сибири и Кордильер Канады

Изучение Sm-Nd изотопного состава терригенных пород позволяет (1) оценить степень влияния источников сноса, сложенных породами корового и ювенильного происхождения; (2) проследить эволюцию областей сноса; (3) оценить влияние тектонических событий на изотопный состав заполняющих их осадков. В настоящей работе в качестве основных объектов исследования выбраны позднепалеозойские и мезозойские бассейны терригенного осадконакопления западной Канады и северо-востока Сибири. Для интерпретации Sm-Nd изотопных данных мы использовали параметр $e_{Nd}(t)$, обозначающий величину эпсилон на момент накопления осадочной породы.

Терригенные отложения западной Канады накапливались в условиях пассивной окраины с девона по триасовое время. В современном строении Кордильер Канады данные отложения вовлечены в надвигообразование и слагают пояс Форланда. Перед фронтом надвигов располагается передовой прогиб Кордильер, сформировавшийся как результат надвигообразования, который заполнен тремя циклами терригенного осадконакопления верхнеюрского–палеоценового возраста [1].

Значения $e_{Nd}(t)$ для девонско-триасовых отложений пассивной окраины располагаются в интервале от -9.5 до -6 [2, 3], что заметно выше значений $e_{Nd}(t)$ для более древних осадочных комплексов (напр., мезо- и неопротерозойских надсерий Белт-Перселл и Виндермир) и пород кристаллического фундамента ($e_{Nd}(t) < -15$) [4]. Столь высокие значения $e_{Nd}(t)$ объясняются результатом размыва гренвильских комплексов Иннуйитского складчатого пояса [2], а узкий диапазон значений – степенью гомогенизации вещества в процессе переноса обломочного материала. Для песчаников и аргиллитов первого и второго этапов осадконакопления передового прогиба Кордильер значения $e_{Nd}(t)$ варьируют от -10 до -5 [2, 5], что характеризует смешанный источник из девонско-триасовых комплексов пассивной окраины, которые были вовлечены в надвигообразование. Для третьего этапа осадконакопления характерен более широкий интервал значений $e_{Nd}(t)$ – от -15 до -1 [2, 5], указывающий на вероятное появление источников сноса западнее пояса Форланда, таких как мезопротерозойские комплексы Белт-Персел с относительно низкими

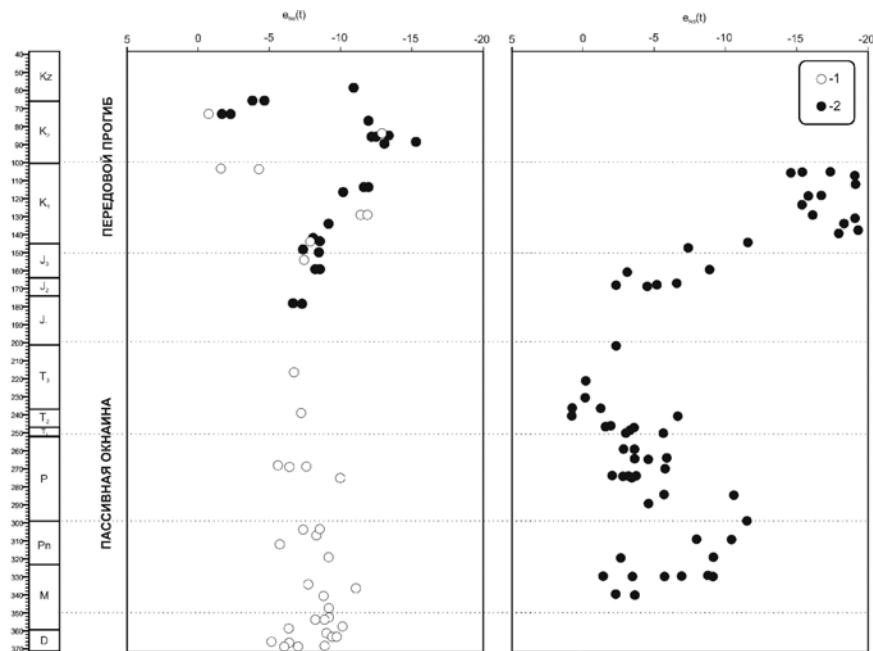


Рис. 1. Эволюция Nd изотопной системы в терригенных осадках позднепалеозойских и мезозойских бассейнов западной Канады и северо-востока Сибири.

1 – литературные данные [1–3]; 2 – данные автора

значениями $e_{Nd}(t)$, так и ювенильных комплексов с $e_{Nd}(t)$ близкими к нулю. Таким образом, изменение Nd изотопных характеристик терригенных пород передового прогиба Скалистых Гор позволяет проследить последовательность перемещения надвиговых пластин в соседнем складчато-надвиговом пояссе, выведивших в область размыва различные по составу комплексы горных пород.

На северо-восточной окраине Сибирской платформы в раннем карбоне происходит резкий переход от мелководно-шельфового существенно карбонатного осадконакопления к накоплению мощных терригенных толщ, которое продолжалось до нижнего мела. Основной осадочный бассейн, в котором происходило накопление отложений карбона–триаса, располагался в обрамляющих в настоящее время северо-восточную часть Сибирской платформы складчато-надвиговых струк-

турах. Формирование Лена-Анабарского и Приверхоянского передового прогибов началось в раннем меле.

Значения $e_{Nd}(t)$ для каменноугольно-пермских отложений варьируют от -2 до -11, что указывает на смешанный источник сноса с существенной ролью ювенильной составляющей. Также как и для девонско-триасовых терригенных осадков западной Канады, данные значения сильно превышают значения $e_{Nd}(t)$ для пород фундамента и рифейских песчаников Сибирской платформы. Но, в отличие от Кордильер, в осадочных породах окраины Сибирской платформы наблюдается более широкий диапазон значений $e_{Nd}(t)$, что объясняется меньшей степенью гомогенизации, и, вероятно, меньшей удаленностью источника сноса от осадочного бассейна. Полученные Sm-Nd изотопные вариации для карбон-пермских терригенных пород можно интерпретировать как результат разрушения и смешения различных источников сноса, таких как породы фундамента, осадочных и магматических комплексов Таймыра и, возможно, ювенильных комплексов, обнажавшихся на западной окраине Сибирской платформы. Для триасовых отложений наблюдается сдвиг значений $e_{Nd}(t)$ в положительную сторону, что объясняется широким распространением среди источников сноса магматических пород основного состава – траппов. Отложения, формирующие Лена-Анабарский и Приверхоянский прогибы, характеризуются резко отрицательными значениями $e_{Nd}(t)$ (от -15 до -19), соответствующими породам фундамента. Поскольку карбон-триасовые комплексы Верхоянского комплекса имеют иные изотопные характеристики, то осадки Лена-Анабарского и Приверхоянского прогибов, в отличие от передового прогиба Кордильер, формировались не за счет разрушения растущей горной системы, а за счет разрушения удаленных и гомогенизированных источников сноса с изотопными характеристиками древней коры.

Работа выполнена при поддержке проектов СПбГУ и гранта РФФИ 13-05-00943.

Литература

1. Ross G.M., Patchett P.J., Hamilton M. et al. Evolution of the Cordilleran orogen (southwestern Alberta, Canada) inferred from detrital mineral geochronology, geochemistry, and Nd isotopes in the foreland basin // Geol. Soc. Amer. Bull. 2005. V. 117. N 5/6. P. 747–763.
2. Boghossian N.D., Patchett P.J., Ross G.M., Gehrels G.E. Nd isotopes and the source of sediments in the miogeocline of the Canadian Cordillera // J. of Geol. 1996. V. 104. N 3. P. 259–277.

3. Garzione C.N., Patchett P.J., Ross, G.M., Nelson, J.A., Provenance of Paleozoic sedimentary rocks in the Canadian Cordilleran miogeocline: a Nd isotopic study // Can. J. Earth Sci. 1997. V. 34. P. 1603–1618.

4. Frost C.D., Winston D. Nd-isotope systematics of coarse and fine-grained sediments: Examples from the Middle Proterozoic Belt-Purcell Supergroup // J. of Geol. 1987. V. 95. N 3. P. 309–327.

5. Малышев С.В., Худолей А.К., Ершова В.Б., Ковач В.П., Терентьев Л.Б., Sm-Nd систематика и геохимические характеристики верхнеюрских – палеогеновых комплексов передового прогиба Кордильер Канады // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2012. Вып. 3. С. 38–52.

А.В. Маринин, Л.А. Сим¹

Структурные признаки удлинения на западном погружении Большого Кавказа

Вопросы тектодинамики западного окончания Большого Кавказа рассмотрены в работах Ч.Б. Борукаева, Л.М. Расцветаева, В.А. Вигинского, П.Н. Николаева, Т.В. Гиоргобиани, С.А. Несмиянова, М.Л. Коппа, О.И. Гущенко, С.Г. Корсакова и др., а также французских исследователей А. Сейнто и Ж. Анжелье [8]. Проведенные в 1995–2007 гг. тектодинамической группой МГУ на северо-западном погружении Новороссийского синклиниория и Псебепской антиклинальной зоны исследования выявили структурные парагенезы, связанные с тремя основными субгоризонтальными направлениями действия максимальных сжимающих напряжений: северо-восточным, северо-западным и субмеридиональным [1, 3]. Северо-восточное сжатие обуславливало развитие структурных парагенезов, формировавшихся в процессе складкообразования и согласующихся с простиранием крупных складчатых структур Новороссийского синклиниория (сжатие ортогонально ориентировано к этим структурам). Северо-западная (до ССЗ) ориентировка максимальных сжимающих напряжений заметно преобладает в миоцен-плиоценовых отложениях [1, 3, 7]. Субмеридиональная ориентировка максимальных сжимающих напряжений по данным этих исследований для изученного района проявлена слабо (в отличие от более восточных

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

районов Большого Кавказа). Данные работы выявили основные тектодинамические черты условий деформирования региона, между тем распределение направлений главных напряжений в пространстве и во времени нуждается в значительном уточнении.

Тектонофизическим отрядом ИФЗ РАН проведены полевые работы на северо-западном окончании складчатой системы Большого Кавказа, при этом особое внимание уделено распределению локальных стресс-тензоров в пределах крупных складчатых и дизьюнктивных структур. Для обработки геологических индикаторов палеонапряжений разного масштабного уровня использовался метод структурно-парагенетического анализа [4], а для обработки полученных данных по трещинам с установленным характером смещений применялся метод катаклистического анализа [5], с помощью которого возможно определить количественные характеристики локальных стресс-состояний. Основными объектами исследований являлись парагенезы тектонической трещиноватости и малых структурных форм на крыльях Семисамской и Семигорской антиклиналей (Новороссийский синклиниорий). По наиболее распространенному мнению, время зарождения, а в значительной мере и формирования складчатой структуры Новороссийского синклиниория относится к позднеэоцен-миоценовому времени. На сформированной в данное время складчатой структуре с угловым несогласием залегают отложения мэотиса–плиоцена. В этих отложениях на границе складчатого сооружения Северо-Западного Кавказа и Керченско-Таманского поперечного прогиба также проведен сбор полевых тектонофизических данных.

При выделении локальных стресс-состояний по алгоритму метода катаклистического анализа в каждой из точек задействовано в среднем 80 % от числа сделанных в поле замеров и подавляющее число структурно-кинематических данных о трещинах обосновало выделение в каждой из точек главного этапа деформирования, который связывается нами с дизьюнктивно-пликативными деформациями основного этапа складкообразования. По данным реконструкции методом катаклистического анализа в разных частях изученной области выявлена значительная изменчивость ориентировок осей главных напряжений (рис. 1). Устанавливаются три преобладающие ориентировки осей максимальных сжимающих напряжений: 1) северо-восточная (азимут погружения ЮЗ 230°, угол погружения близок к нулю); 2) практически вертикальная (с отклонениями угла погружения до 60–70° вдоль СВ-ЮЗ направления); 3) север–северо-западная (азимуты погружения ССЗ 350° и ЮЮВ 150°). Север–северо-западное направление проявлено только в миоцен-плиоценовых отложениях и имеет достаточно крутой наклон

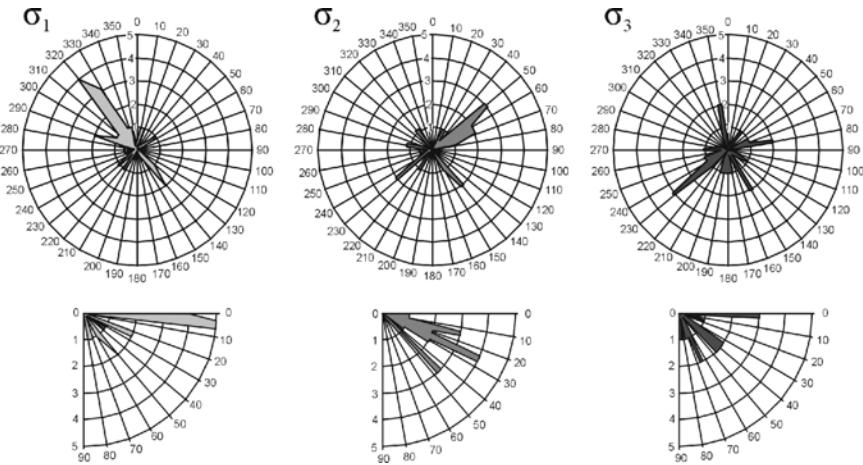


Рис. 1. Розы-диаграммы ориентировки главных напряжений на западном погружении Северо-Западного Кавказа.

В верхнем ряду азимуты погружения: σ_1 – минимальных (девиаторное растяжение), σ_2 – промежуточных и σ_3 – максимальных (сжатие) сжимающих напряжений. В нижнем ряду углы наклона соответствующих осей. Показано количество точек наблюдения с определением локальных стресс-тензоров с шагом 10° для азимутов погружения и с шагом 5° для углов наклона

(от 40 до 70°). Для осей промежуточных сжимающих напряжений также характерна ориентировка в СВ-ЮЗ направлении (но уже с погружением по азимуту СВ 50° и углом $45\text{--}50^\circ$). Зафиксировано также слабее проявленное СЗ-ЮВ направление (ЮВ 140°).

Оси девиаторного растяжения четко ориентированы в северо-запад – юго-восточном направлении (азимут погружения СЗ $320\text{--}330^\circ$, угол погружения близок к нулю). Интересно, что для разных частей Семисамской антиклинали характерны вариации и смена положения осей сжатия (σ_3) и промежуточной (σ_2), а ориентировка оси растяжения (σ_1) в основном сохраняет выдержаный характер. Закономерным распределением отличаются отрывные и сбросовые разрывные системы на крыльях Семисамской антиклинали и её приосевой части (максимумы сбросов $320\angle 70\text{--}80^\circ$ и отрывов $320\angle 80^\circ$). В ряде точек нами определен многоэтапный характер северо-западного растяжения, который устанавливается по разным генерациям минерального выполнения изученных в поле отрывных дизьюнктивов. На крыле Семисамской антиклинали нам удалось подсчитать процентное отношение отрывов вместе с их минеральным вы-

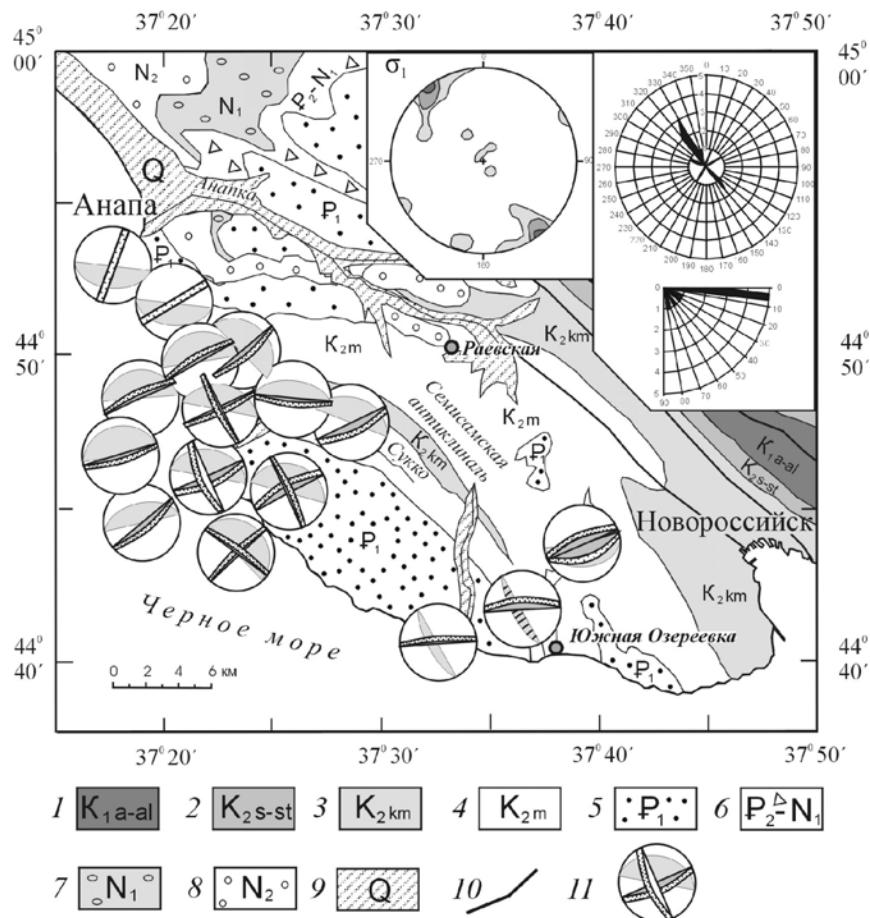


Рис. 2. Геологическая схема района Семисамской антиклинали (составлена по материалам В.А. Сереженко и В.И. Резникова) с зафиксированными при полевых исследованиях системами отрывов: 1–9 – области распространения отложений:

1 – апта–альба, 2 – сеномана–сантона, 3 – кампана, 4 – маастрихта, 5 – палеоцен, 6 – эоцен–майкопа, 7 – миоцена, 8 – плиоцена, 9 – антропогена; 10 – разрывные нарушения;

11 – круговые диаграммы (стереографическая проекция на верхнюю полусферу), показывающие элементы залегания выявленных систем отрывов (двойные черные линии с штрихами) и слоистости (светло-серая заливка) в точках наблюдения. На врезке к карте с левой стороны показано плотностное распределение выходов осей девиаторного растяжения (σ_1), подсчитанных с помощью метода катаклистического анализа по трещинам с установленным характером смещений.

С правой стороны эти же данные приведены в виде розы-диаграммы азимутов погружения и углов наклона осей девиаторного растяжения (показано количество точек с определением локальных стресс-тензоров с шагом 10° для азимутов погружения и с шагом 5° для углов наклона)

полнением к вмещающим породам, которое по данному (СЗ 320–330°) направлению составляет около 5.5 процентов. Долина р. Сукко, в нижнем течении пересекающая антиклиналь, выработана в выраженной линейной структуре восток–северо-восточного простириания (ВСВ 70°), также связанный, по-видимому, с действием северо-западного растяжения.

В меньшем количестве точек наблюдения выявлено молодое северо-восточное (СВ 70°) девиаторное растяжение. Связанные с ним отрывные структуры нарушают более ранние парагенезы тектонической трещиноватости как сколового, так и отрывного характера. Это растяжение ортогонально ориентировано по отношению к береговой линии, а также к простирианию выделяемых здесь молодых (антропогеновых) Утришского и Западноутришского сбросов [2].

Установленная ориентировка систем отрывов и сколовых трещин, образующих закономерные структурные парагенезы, прямо указывает на удлинение западного окончания Большого Кавказа в СЗ-ЮВ направлении в процессе катастического течения пород вдоль оси складчатого сооружения. При изучении складчатых деформаций Большого Кавказа обычно основной акцент направлен на изучение сокращения попереек складчатого сооружения. В ряде работ, посвященных определению сокращению складчатых зон, постулируется отсутствие значимых деформаций вдоль оси складчатого сооружения [6]. Наши исследования показывают, что подобные деформации существуют на разных масштабах исследованных структур, а в некоторых случаях даже возможно определить величину относительного удлинения. Небольшой процент горизонтального сокращения в ЮЗ-СВ направлении (около 10 %), подсчитанный для западной части Северо-Западного Кавказа в работах [6, 1], вполне сопоставим с удлинением в СЗ-ЮВ направлении, подсчитанным для небольшого участка этой части складчатого сооружения.

Полевые работы проведены при финансовой поддержке РФФИ (проект №12-05-10059к).

Литература

1. Маринин А.В., Расцветаев Л.М. Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 191–224.

2. Несмиянов С.А. Неоструктурное районирование Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 254 с.
3. Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли. 2010. №5. С. 31–40.
4. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. 2. С. 173–235.]
5. Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность горных массивов. М.: Наука, 2007. 406 с.
6. Яковлев Ф.Л. Первый вариант трехмерной модели строения осадочного чехла Северо-Западного Кавказа по данным поля складчатых деформаций // Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. М.: Изд. ИФЗ, 2008. С. 335–345.
7. Marinin A.V., Saintot A., 2012. Comparison of methods to reconstruct paleostress regimes in the NW-Greater Caucasus fold-and-thrust belt // C.R. Geoscience. Academie des science. Paris. V. 344. N 3–4. P. 181–190. doi: 10.1016/j.crte.2012.01.004.
8. Saintot A., Angelier J. Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary // Tectonophysics. 2002. V. 357. P. 1–31.

**А.В. Маслов¹, Н.Б. Кузнецов², Т.В. Романюк³,
Е.А. Белоусова⁴, В.М. Горожанин⁵, Е.Н. Горожанина⁵,
М.Т. Крупенин¹, Е.С. Пыжова²**

Возрасты детритных цирконов из песчаников рифейско-палеозойского разреза запада Южного Урала: тектонические и палеогеографические следствия

Получены первые представительные (количественно и методически) результаты U-Pb LA-ICP-MS изотопного датирования детритных цир-

¹ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, maslov@igg.uran.ru, krupenin@igg.uran.ru

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, kouznikbor@mail.ru

³ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, t.romanyuk@mail.ru

⁴ GEMOC, департамент изучения Земли и планет, Маккуори Университет, Сидней, elena.belousova@mq.edu.au

⁵ Институт геологии (ИГ) УНЦ РАН, Уфа, gorozhanin@ufaras.ru, ygorozhanina@yandex.ru

конов (**dZr**) из песчаников рифейско-палеозойского разреза Башкирского антиклиниория, слагающих (рисунок, левая часть): 1) базальные горизонты рифея (айская свита); 2) нижние уровни верхнего рифея (лемезинская подсвита зильмердакской свиты); 3) басинскую и куккараукскую свиты вендско-?среднекембрийской ашинской серии; 4) такатинскую свиту верхов нижнего девона [4, 5, 6, 10].

В современной структуре Башкирского антиклиниория в рифейско-палеозойском разрезе отсутствуют ярко выраженные структурные несогласия [9]. Залегающая в основании разреза рифея айская свита содержит вулканиты, для которых недавно получен возраст 1752 ± 18 млн лет [3], что надежно ограничивает возраст всего разреза снизу. Это хорошо согласуется с тем, что айская свита с резким структурным несогласием залегает на кристаллических образованиях тараташского метаморфического комплекса (ТМК) с возрастами в диапазоне от ~ 1780 до ~ 3500 млн лет [9, 11]. ТМК рассматривается как выступ Волго-Ураллии или Волго-Уральской части фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [9], которая сложена преимущественно раннепротерозойскими и архейскими комплексами, диапазон возрастов которых оценивается от ~ 2100 до 3500 млн лет, а с учетом коллизионных структур юго-западного и северо-восточного ее обрамления – от ~ 1750 до 3500 млн лет [8 и др.].

Возрасты **dZr** из песчаников айской (R_1), лемезинской (R_3) и такатинской (D_1^2) свит (рисунок, левая часть) попали в диапазоны: соответственно, 3625 ± 53 – 1891 ± 23 , 3070 ± 27 – 1817 ± 59 и 3054 – 1858 млн лет (рисунок, графики 1, 2, 4), сходные с возрастами кристаллических комплексов Волго-Ураллии. Это означает, что именно указанная часть ВЕП была основным поставщиком обломочного материала для айских, лемезинских и такатинских песчаников. В противоположность этому, две трети всех датировок **dZr** из паммитов ашинской серии (V_2 -? E_2) соответствуют диапазону 1700–900 млн лет (рисунок, график 3). С учетом того, что кристаллических комплексов с такими возрастами фактически в пределах Волго-Ураллии нет (!), можно сделать вывод, что питающие провинции, продуктами размыва которых сложены ашинские песчаники, были принципиально иными, и располагалась вне пределов Балтики.

Сравнение наборов возрастов **dZr** из песчаников ашинской и оселковой (юго-запад Восточной Сибири) серий [2, 7] и эдиакарско-нижне-палеозойских толщ Австралии [13, 14] (рисунок, кривые плотности вероятности ниже и выше графика 3 соответственно), показало отчетливое различие "ашинского" и "оселкового" наборов и существенное сходство "ашинского" и "австралийского" наборов. Это дает основание выполнить независимое тестирование тектонических моделей, постулиру-

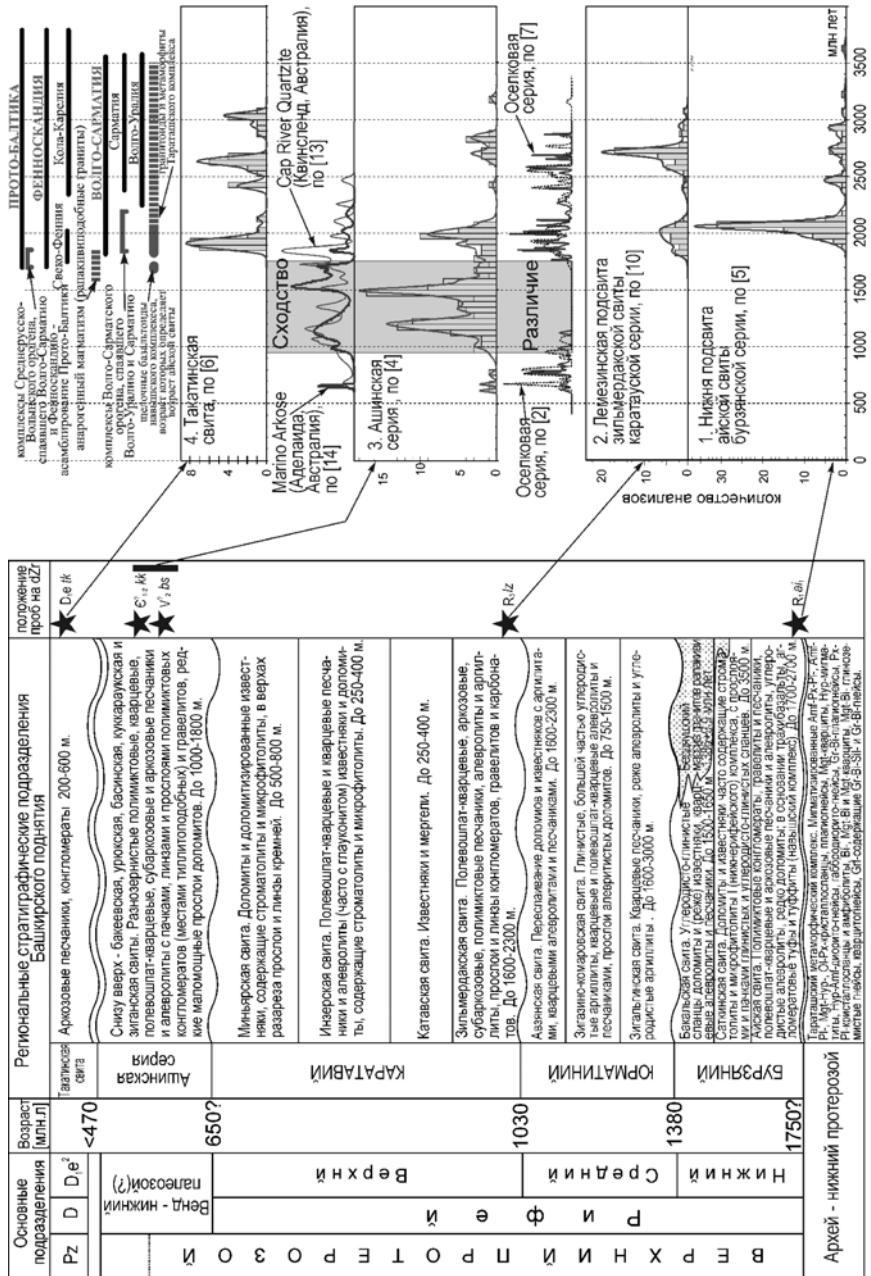


Рис. Слева – стратиграфическое расчленение позднедокембрийско-нижнедевонской части разреза запада Южного Урала, с указанием положения проб на dZr . Справа (в одном временном масштабе) – внизу: гистограммы и кривые плотности вероятности, иллюстрирующие распределение возрастов dZr из изученных проб, а также (для сравнения) – из эдиакарских и нижнепалеозойских толщ Сибири и Австралии; вверху: интервалы возрастов кристаллических комплексов древних коровых блоков (линии) ВЕП и их названия, а также спаявших их орогенов линии с нижними полу-штрихами на концах) и некоторых кристаллических комплексов Южного Урала

ющих структурную сопряженность южно-уральского края Балтики с югом западного края Сибири [1], или южно-уральского края Балтики с восточным краем Австралии [12] в Родинии. Полученные нами данные лучше согласуются с концепцией, допускающей структурную сопряженность в эдиакарии и самом начале палеозоя Южно-Уральского края Балтики и восточного края Австралии.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант № 12-05-01063), а также программы ОНЗ РАН № 6 и проекта УрО РАН № 12-С-5-1014.

Литература

1. *Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геол. и геофиз. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
2. *Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Музакабзов А.М. и др.* Изотопное датирование детритных цирконов из позднедокембрийских осадочных толщ южного фланга Сибирского кратона: интерпретация возрастной позиции в возможных источников вещества // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2012. Т. 1. С. 57–59.
3. *Красноваев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. и др.* Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 437–442.
4. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацкило А.В. и др.* Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 547, № 1. С. 73–79.
5. *Кузнецов Н.Б., Маслов А.В., Белоусова Е.А. и др.* Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS изотопного датирования обломочных цирконов из базальных уровняй стратотипа рифея // Докл. РАН. 2013. Т. 451, № 3. С. 308–313.
6. *Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацкило А.В. и др.* Первые U/Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмской такатинской свиты Западного

Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // Докл. РАН. 2013 (в печати).

7. Летникова Е.Ф., Прошечкин А.И. Источники сноса для неопротерозойских терригенных отложений Бирюсинского Присаянья: петрографические, геохимические и изотопные свидетельства // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. Т. 1. С. 160–161.

8. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. М.: ГЕОКАРТ/ГЕОС, 2010. В 2-х т. + комплект цв. прил. 808 с.

9. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

10. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования д detritalных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского анитклиниория (Южный Урал) // Докл. РАН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642–645.

11. Ронкин Ю.Л., Синдер С., Лепихина О.П. Изотопная геология древнейших об разований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

12. Evans D.A.D. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction // Ancient Orogens and Modern Analogues / Murphy J.B., Keppie J.D., Hynes A.J. (eds) // Geol. Soc, London. Sp. Pub. 2009. V. 327. P. 371–404.

13. Fergusson Ch.L., Henerson R.A., Fanning M.C., Withenall I.W. Detrital zircon ages in Neoproterozoic to Ordovician siliciclastic rocks, northeastern Australia: implications for the tectonic history of the East Gondwana continental margin // J. of the Geol. Soc. London. 2007. V. 164. P. 215–225.

14. Ireland T.R., Flöttmann T., Fanning C.M. et al. Development of the early Paleozoic Pacific margin of Gondwana from detrital-zircon ages across the Delamerian orogen // Geology. 1998. V. 26, N 3. P. 243–246.

В.Д. Мац¹, Р.М. Лобацкая²

Механизм формирования рифтовой впадины (на примере пространственно-временной эволюции Приморской разломной зоны, Байкальский рифт)

Приморская разломная зона (ПЗ) оконтуривает западный борт Северобайкальской впадины Байкальского рифта (БР) на протяжении около 250 км. Вдоль нее активизированы региональные разломы краевого шва

¹ Пенсионер Израиль, ранее: Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия

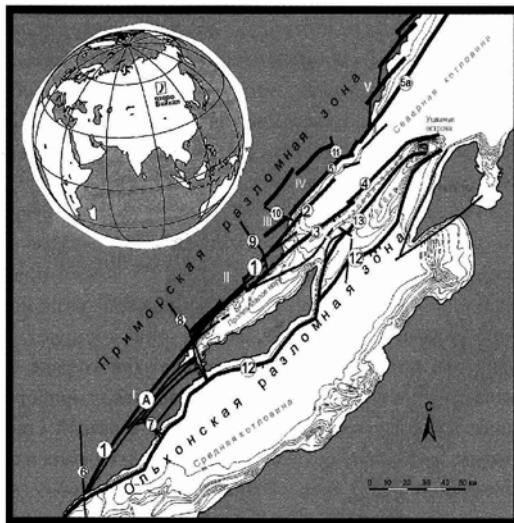


Рис. 1. Строение Приморской разломной зоны [2, 7].

1–5а продольные разломы: 1 – Приморский; 2 – Заминский; 3 – Зундукский; 4 – Ушканский; 5 – Кочериковский; 5а – Северобайкальский; 6–11 – поперечные разломы: 6 – Бугульдайский; 7 – Ангинский; 8 – Сарминский; 9 – Зундукско-Илектический; 10 – Онгурёнско-Чанчурский; 11 – Хэйрэмский. Сегменты Приморской разломной зоны: I – Бугульдайско-Сарминский; II – Сарминско-Зундукский; III – Зундукско-Онгурёнский; IV – Онгурёно-Кочериковский; V – Кочериково-Солонцовский; А – Бугульдайско-Чернорудский грабен

Сибирской платформы. Она детально изучена и описана в многочисленных публикациях [5 и др.], однако морфоструктура ПЗ и её пространственно-временная эволюция оставались вне внимания исследователей. Изучение ПЗ как геологического тела [2, 7] показало её сложность и пространственно-временную эволюции.

Кайнозойские разломы относятся к категории шарнирных и листрических, что и обусловило главные морфоструктурные особенности ПЗ, развивавшейся в условиях напряжений растяжения [5]. Возраст морфоструктур ПЗ меняется от миоцена на СВ, до позднего неоплейстоцена– голоцена на ЮЗ.

По простиранию ПЗ выделяются сегменты, отличающиеся по возрасту и строению, а вкрест простирания группируются различные комбинации элементарного латерального ряда морфоструктур, включающего тектогенные уступы и приразломные впадины. Наиболее древние – миоценовые [3] сегменты расположены на СВ окончании ПЗ, после-

довательно сменяющиеся все более молодыми, вплоть до позднеплейстоцен-голоценовых на юго-западном окончании ПЗ. Таким образом, начавшись на северо-востоке тектоническая активизация за 20 миллионов лет продвинулась по простирианию к юго-западу на 250 км со скоростью около 125 мм /год.

В ПЗ с ЮЗ на СВ, выделены сегменты, разделенные поперечными разломами: Бугульдайско-Сарминский, Сарминско-Зундукский, Зундукско-Онгурёнский, Онгурёно-Кочериковский, Кочериково-Солонцовский (рис. 1) [2, 7]. По мере продвижения от более молодых сегментов к более древним отмечаются следующие характерные преобразования:

1. Увеличивается амплитуда ПЗ, причем изменения происходят по типу, «ножниц» свойственному сбросам [4]: увеличивается высота лежачего крыла – от около 1000 м над уровнем моря на ЮЗ и до 2500 м на СВ и глубина погружения висячего крыла от порядка +500 м до –900 м (без учета части сместителя, скрытой осадочным чехлом), общая амплитуда от первых сот метров на ЮЗ, увеличивается до километров на СВ; ширина зоны возрастает от 3–4 км до 25–26 и даже до 45 км (на траверзе м. Солонцовых);

2. Усложняется строение зоны: на ЮЗ она представлена простым невысоким сбросовым уступом и примыкающим к нему Бугульдайско-Чернорудским грабеном, который по простирианию переходит к СВ в Маломорскую впадину; северо-восточнее Сарминского поперечного разлома (рис. 1) зона образована многоступенчатым сбросовым уступом и примыкающим к его подножью слабо намеченным приразломным грабеном, отделенным от морфоструктуры Маломорской впадины невысоким сбросовым уступом. Таким образом, в латеральном ряду Сарминско-Зундукского сегмента выделяются два приразломных грабена; к СВ от Зундукско-Иликтинского поперечного разлома в Зундукско-Онгурёнском сегменте зона представлена ступенчатым сбросовым уступом, крупной Заминской и двумя малыми (Калтыгейской и Кулганы) приразломными впадинами (рис. 2а); параллельно Заминской впадине, с ЮВ продолжается Маломорская впадина, отделенная от Заминской Зундукским разломом, который северо-восточнее п. Зама преобразуется во внутривпадинный элемент (рис. 2), а всего здесь выделяется четыре морфоструктурных элемента (рис. 2); Онгурёно-Кочериковский сегмент наиболее крупный и сложно построенный (рис. 2а). Осложняющая его Кочериковская впадина сложена миоценовыми глинами, перекрытыми верхнеплиоцен-четвертичными валунниками [6], что и определяет возраст ПЗ в ее северо-восточной части. Далее к СВ в районе мысов

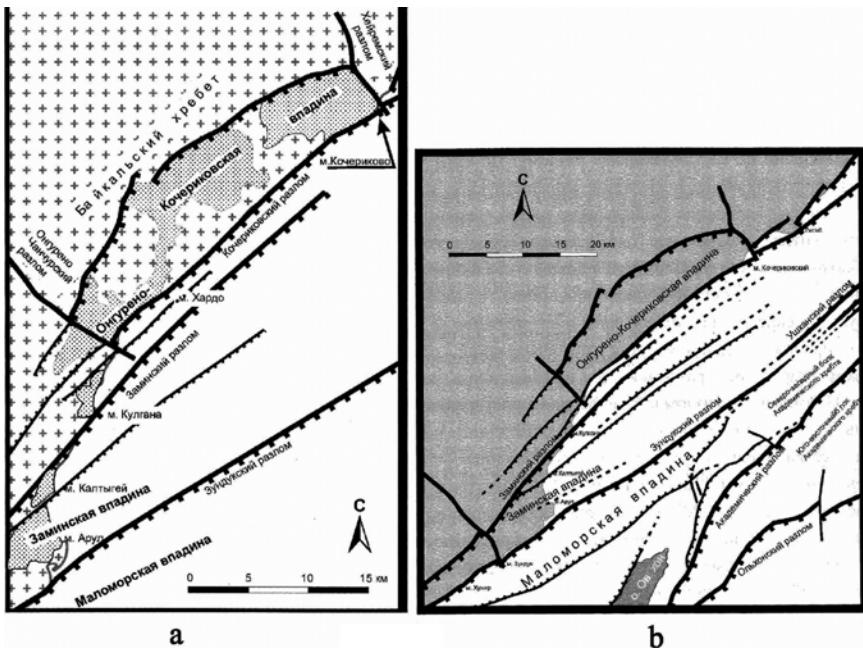


Рис. 2. Строение грабенов района южного окончания Северобайкальской впадины [2, 7].

a – Онгурёно-Кочериковская и Заминская впадины: субаэральные морфоструктуры Заминской впадины и малых впадин Калтыгейской и Кулганы, погружающиеся к СВ переходят в субаквальные морфоструктуры Северобайкальской впадины.

b – Северо-восточное окончание Маломорской впадины. Маломорская впадина наращивает по латерали (к юго-востоку) морфоструктуру ПЗ и окончание Северобайкальской впадины, а так же наращивает к северо-востоку Бугульдеско-Чернорудский грабен

Солонцовых и Заворотного в рельефе дна видна впадина, аналогичная Кочериковской. Она завершает Приморскую разломную зону.

3. Сухопутные элементы ПЗ по простиранию переходят в субаквальные: Бугульдеско-Чернорудский грабен замещается Маломорской впадиной (см. рис. 1, 2); Заминская впадина переходит в часть бассейна Северобайкальской впадины; сухопутные отрезки впадин Калтыгей и Кулганы погружаются под уровень Байкала, также включаясь в акваторию Северного Байкала; сухопутная Онгурёно-Кочериковская впадина

сменяется субаквальным аналогом – Солонцовско-Заворотненской морфоструктурой

Таким образом, если наиболее молодая, юго-западная, часть ПЗ образована просто построенной субаэральной морфоструктурой – тектогенный уступ и приразломный грабен, общей шириной чуть более 2 км, то в ее северо-восточной части латеральный ряд общей шириной до 40–45 км, включает 6–7 таких пар (рис. 1, 2). Названные преобразования обусловлены шарнирным и листрическим типами разломов зоны.. Их совокупное воздействие в процессе пространственно-временной эволюции ПЗ определяет общее расширение зоны, усложнение ее строения и переход прибрежных субаэральных морфоструктур в субаквальные внутривпадинные, то есть в собственно рифтовые впадины. Особенно наглядно видно развитие зоны на примере Бугульдейско-Чернорудского грабена [2, 7].

Литература

1. Воробьёва Г.А., Савельев Н.А., Горюнова О.И. // Стратиграфия, палеогеография и археология Средней Сибири: Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 1990. С. 109–144.
2. Мац В.Д., Лобацкая Р.М., Хлыстов О.М. Механизм разрастания Байкальской впадины в ходе эволюции прибрежных морфоструктур // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле: мат-лы конф. (п. Листвянка Иркутской области) / Отв. Ред. О.Т. Русинек, В.А. Фиалков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 141–154.
3. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение, геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 252 с.
4. Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 129–141.
5. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломы в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
6. Mats V.D. The structure and development of the Baikal rift depression // Earth Science Reviews. 1993. № 34. P. 81–118.

Состав песчаников и реконструкция мезозойских тектонических обстановок осадконакопления в Буреинском осадочном бассейне (Россия)

Буреинский осадочный бассейн (Бб) находится на северо-восточной окраине Цзямусы-Ханкайско-Буреинского массива (ЦХБ). ЦХБ массив является композитным и состоит из разновозрастных магматических и метаморфических блоков. Архейские и протерозойские гранито-гнейсы и кристаллические сланцы прорваны крупными палеозойскими и мелкими мезозойскими интрузиями гранитоидов, свидетельствующих о неоднократных эпизодах тектономагматической активизации. На восточном краю ЦХБ массива его фундамент перекрыт терригенными осадочными толщами девона, перми и триаса.

Мезозойские Верхнеамурский, Восточно-Забайкальский и Буреинский прогибы, расположенные по северному и восточному обрамлению ЦХБ массива, сопоставлялись с пассивной континентальной окраиной [3]. Позже было отмечено, что они сходны с краевыми прогибами [2, 7]. Согласно [4] в течение позднего триаса – раннего апта Бб являлся пассивной континентальной окраиной с краевыми рифтами. В публикациях [6 и др.] Верхнеамурский и Зея-Депский прогибы рассматриваются как орогенные.

В работе представлена попытка реконструкции тектонических обстановок осадконакопления используя особенности вещественного состава песчаников. Для этого были опробованы разрезы в междуречье Ургал-Солони А.В. Кудымовым и С.В. Зябревым (в 2009 г.), а в 2011 г. – автором. Впервые определен валовый химический состав песчаников. Анализы проведены в Лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН (г.Магадан) рентгенофлуоресцентным методом (аналитики Т.Д. Борходоева и В.И. Мануилова).

Бб выполнен терригенными морскими отложениями верхнего триаса – верхней юры и прибрежно-морскими и континентальными отложениями верхней юры – нижнего мела [1]. В центральной части бассейна разрез начинается дешской свитой ($J_1 d\check{s}$, верхний плинсбах – нижний тоар, 280–730 м). Ее наращивают синкальтинская ($J_2 s n$, аален – нижний

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

байос, 750–1230 м), эпиканская (J_2ep , байос, 1660–1800 м), эльгинская (J_2el , верхний байос – средний бат, 1300–2500 м), чаганыйская (J_2cg , верхний бат, 570–800 м), талынджанская ($J_{2-3}tl$, келловей–оксфорд, 330–640 м), дубликанская (J_3db , титон, 220–300 м), солонийская (K_1sn , берриас–валанжин, 300–400 м), чагдамынская (K_1cg , нижний готерив, 110–160 м) и чемчукинская (K_1ct , верхний готерив – нижний апт, 500–600 м) свиты [1, 5].

В междуречье Ургал–Солони, где были отобраны пробы, преобладают алевролиты, песчанистые алевролиты, аргиллиты. Значительный объем занимают аркозовые и граувакковые песчаники. Отмечаются конгломераты, гравелиты, туфогенные и известковистые разности пород, пепловые туфы, в верхней части разреза – линзы угля. К северу и югу количество песчаников увеличивается. На юге в нижнеюрской хавагдинской толще встречаются прослои литокластических туфов андезитов и кристалловитрокластических туфов кислого состава.

Возраст отложений подтвержден определениями ископаемой фауны и флоры.

По петрографической классификации В.Д. Шутова (1967 г.) большинство песчаников синкальтинской, эпиканской, дубликанской и солонийской свит являются граувакковыми аркозами, меньшинство – собственно аркозами; песчаники дешской, эльгинской, чаганыйской и талынджанской свит – полевошпатовые граувакки. Состав обломочного материала свидетельствует о том, что разрушились гранитоиды, вулканиты, в меньшей мере – метаморфические и осадочные породы.

На «тектонической» тригонограмме Q-F-L, основанной на минералого-петро-графическом составе песчаников (Менард и др., 1982 г.) фигуративные точки изученных песчаников располагаются в поле активных континентальных окраин, связанных с окраинно-континентальной дугой, и в поле активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми дислокациями по трансформным разломам. Наиболее удалены от поля активных континентальных окраин фигуративные точки песчаников дубликанской и солонийской свит.

В 48 пробах песчаников оксиды содержатся в количестве (здесь и далее в масс. %): SiO_2 – 62.4–78.2, TiO_2 – 0.08–0.88, Al_2O_3 – 11–15.8, Fe_2O_3 – 1.0–7.0, MgO – 0.07–3.37, CaO – 0.1–3.7, Na_2O – 1.32–4.9, K_2O – 1.45–5.0.

По Na_2O/K_2O песчаники разделились на граувакки и аркозы (классификация Ф. Петтиджона, 1976 г.). По величине натриевого модуля $NM=Na_2O/Al_2O_3$ (классификация Я.Э. Юдовича, 1981 г.) большинство песчаников с дешской по чаганыйскую свиты являются граувакками

(НМ = 0,20–0,37), меньшинство – аркозами (НМ = 0,16–0,20). А большинство песчаников дубликанской, солонийской и чагдамынской свит – явные аркозы (НМ от 0,11 до 0,17).

Для реконструкции палеотектонических обстановок были использованы диаграммы М.Р. Бхатия [8], Б.П. Розера и Р.И. Корша [9]. Большинство фигуративных точек песчаников среднеюрских синкальтинской, эпиканской, эльгинской, чаганской свит и нижнемеловой чемчукинской свиты находится в полях активной континентальной окраины или тяготеет к ним (рис. 1). Часть фигуративных точек песчаников эпиканской и эльгинской свит расположена в полях континентальных вулканических дуг. В полях пассивных континентальных окраин находятся (или тяготеют к ним) фигуративные точки песчаников нижнеюрской дешской свиты, средне-верхнеюрской талынджанской и верхнеюрской дубликанской свит, нижнемеловых солонийской и чагдамынской свит.

На диаграмме $K_2O/Na_2O - SiO_2$ в поле активной континентальной окраины расположена подавляющая часть фигуративных точек среднеюрских песчаников (рис. 2). В поле пассивной континентальной окраины находятся точки песчаника дешской свиты, единичные точки песчаников синкальтинской и эльгинской свит, фигуративные точки песчаников талынджанской, дубликанской, чагдамынской свит. В целом положение фигуративных точек песчаников в полях определенных тектонических обстановок на разных диаграммах сходно.

Реконструкция тектонических обстановок для ранней юры неоднозначна из-за малого количества образцов и их тяготения к разным полям. Но учитывая наличие прослоев вулканитов в раннеюрской хавагдинской толще, можно предположить, что континентальная окраина была активной.

В средней юре Бб был бассейном, связанным с активной континентальной окраиной и континентальными вулканическими дугами. В юре имела место коллизия Китайского и Северо-Азиатского кратонов, которая завершилась к концу средней юры [4]. Коллизия сопровождалась поднятиями и эрозией, формированием незрелого терригенного материала, характеризующего тектоническую обстановку активной континентальной окраины. Существование континентальных вулканических дуг подтверждается наличием прослоев кислых вулканитов в эпиканской и эльгинской свитах.

С позднеюрского (дубликанского, возможно и ранее, с талынджанского) времени бассейн был связан с пассивной континентальной окраиной. В чемчукинское время (ранний мел, баррем–ранний апт), веро-

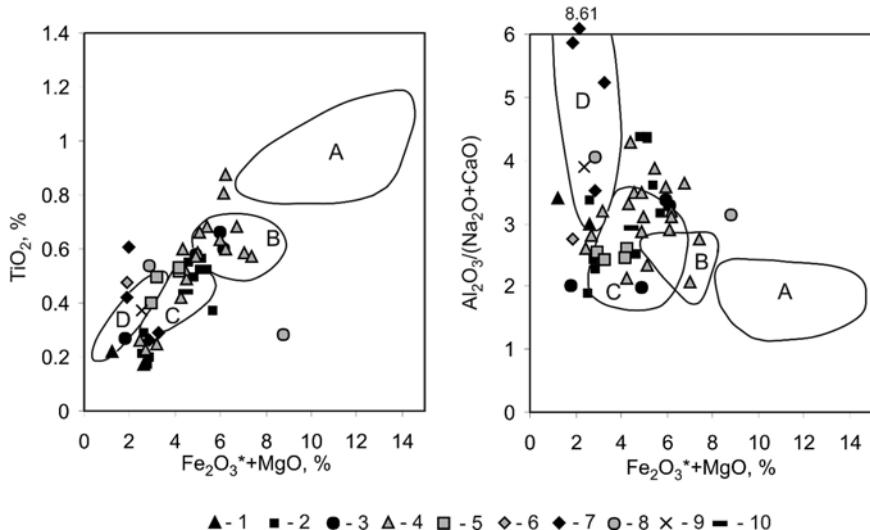


Рис. 1. Диаграммы химического состава мезозойских песчаников Буреинского бассейна из различных тектонических обстановок по [8].

Fe_2O_3^* – суммарное железо, пересчитанное на Fe_2O_3 . Поля, характеризующие песчаники из бассейнов, сопряженных: А – с океаническими островными дугами, В – с континентальными островными дугами, С – с активными континентальными окраинами, Д – с пассивными континентальными окраинами. 1–10 – свиты: 1 – дешская; 2 – синкальтийская; 3 – эпиканская; 4 – эльгинская; 5 – чаганайская; 6 – талынджанская; 7 – дубликанская; 8 – солонийская; 9 – чагдамынская; 10 – чемчукинская

ятно, произошла активизация вулканической деятельности на континентальной окраине. Исследование будет продолжено с привлечением других методов и большего количества фактического материала.

Работа выполнена при поддержке интеграционного проекта ДВО, СО и УрО РАН 12-II-0-08-002 «Субдукционные и орогенные осадочные бассейны Северной Евразии: индикаторные литологические и изотопно-геохимические характеристики отложений, минерагения».

Литература

1. Ано́йкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е изд. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын). Объяснит. Записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123 с. + 2 вкл.
2. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алиньской складчатой системой // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2010. Т. 85, Вып. 2. С. 11–21.

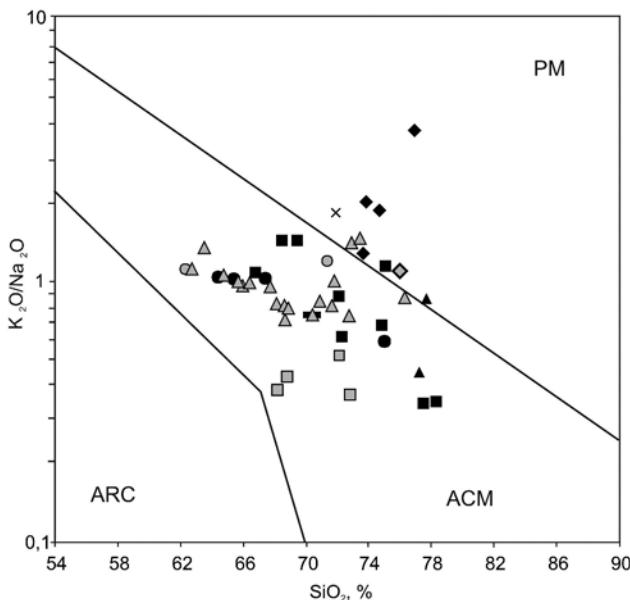


Рис. 2. Диаграмма K_2O/Na_2O – SiO_2 для песчаников Буреинского бассейна по [9]. Бассейны тектонических обстановок: PM – пассивной и ACM – активной континентальных окраин, ARC – океанических дуг. Условные обозначения приведены на рис. 1

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.

4. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские – кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–68.

5. Кириллова Г.Л., Кративенцева В.В. Мезоцикличность верхнетриасово-юрских отложений Буреинского бассейна: тектоника, эвстатика, секвенсстратиграфия (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 4. С. 38–54.

6. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Подковыров В.Н., Гареев Э.З., Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Сокур Т.М. Синорогенные псамиты: основные черты геохимии // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 1. С. 70–96.

7. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртгоро О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.

8. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.

9. Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // The Journal of Geology. 1986. V. 94, № 5. P. 635–650.

Геодинамическая природа и тектоническая эволюция Филиппинского моря

Впадина Филиппинского моря (ФМ) располагается в той части внутренней области мезозойско-кайнозойской складчатости Тихоокеанского тектонического пояса, где происходит его сочленение с Альпийско-Гималайским складчатым поясом (рис. 1). Особенность геотектонического положения ФМ заключается в том, что его литосфера испытывает геодинамические напряжения со стороны океанической и континентальных плит, находящихся в обстановке встречных взаимодействий. В результате впадина обрамлена островодужными системами, а вулканический хребет Кюсю-Палау разделяет её на две равные части. Западную часть моря занимает Западно-Филиппинская котловина, а восточнее хребта располагаются котловины Сикоку, Паресе-Вела и Марианский трог. В них выделяются приподнятые и опущенные блоки коры, составляющие структуру дна.

Наличие позднемезозойских магматических пород поднятий и определения изотопного возраста (116–124 млн лет) пород абиссальной части, позволяют говорить о позднемезозойской складчатости Западно-Филиппинской котловины [1, 2]. Формирования котловин Сикоку и Паресе-Вела относится нами к периоду проявления на хребте Кюсю-Палау позднеолигоценового этапа вулканализма (30–28 млн лет), связанного с процессами деструкции [1, 3]. С началом нового среднемиоцен-раннеплиоценового (около 14 млн лет) тектономагматического этапа начинается развитие Марианского трога [1]. В итоге с апт-альба в Филиппиноморском сегменте Тихого океана на сочленении складчатых поясов наблюдается поэтапное наращивание к востоку псевдоскладчатости океанской коры. В этой связи возникает задача выявления геодинамической природы складчатости и тектонических сил, способствующих деформации коры.

Ведущую роль тектономагматических процессов в развитии морфоструктуры признают все исследователи. Но вопросы происхождения и

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

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

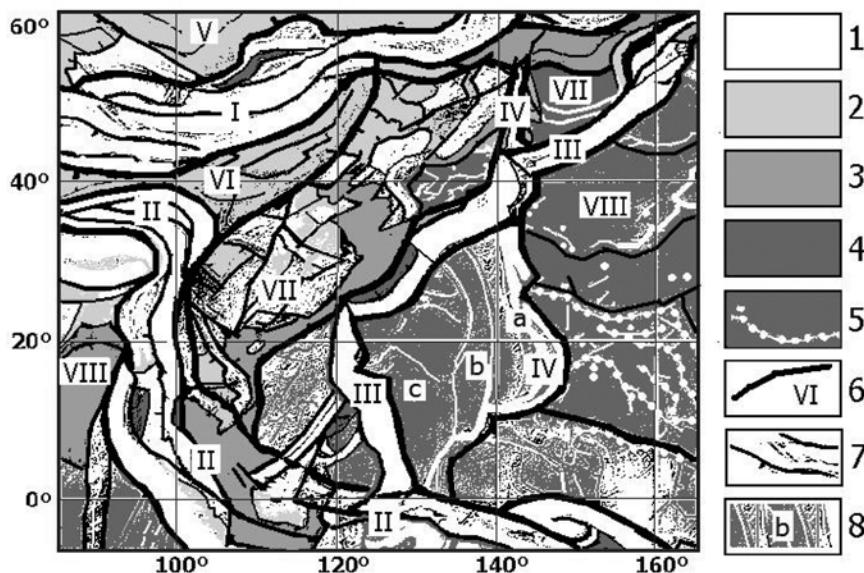


Рис. 1. Парагенезы деформаций земной коры в рельефе Азиатско-Тихоокеанской переходной зоны

Парагенезы доминирующих процессов рельефогенеза: поднятия на сушу и в море(1), плен и равнины суши (2), шельф на разных батиметрических уровнях (3), впадины морей, океана и озера Байкал (4), цепочки вулканических гор в океане (5). Границы эпипалеогеновых ассоциаций парагенезов структур, выделенных по признакам деформаций в поясах складчатости (6). Парагенетические ассоциации протяжённых участков поверхности с высокой концентрацией форм, сложившиеся под влиянием тенденций нормального сжатия: I – в Урало-Охотском поясе; II – в Средиземноморском и Тихоокеанском; III–IV – в Тихоокеанском поясе. V–VIII – Участки поверхности с низкой и средней концентрацией форм. Линеаменты и мелкие формы рельефа (7). Парагенезы деформаций Филиппинского моря (8): а – гетерогенное поднятие сформированное в условиях поперечного сжатия – растяжения; б – тектоническая сбросовая ступень, осложнённая цепочками вулканов; с – впадина с признаками двусостного растяжения в структуре рельефа

геодинамики ФМ однозначно не решаются, рассматриваются разные модели его неотектонической эволюции. Цель нашего исследования определяет выяснение природы геодинамики Филиппиноморского региона. Ряд преимуществ в этом направлении имеет анализ рельефа океанского дна. В формах рельефа, в его морфологических и морфометрических свойствах и структуре зашифрованы все особенности тектони-

ческой деформации коры. Выделение структурных парагенезов и их геолого-геофизическая интерпретация может раскрыть природу новейших тектонических движений. Традиционные методы морфотектоники дополняют компьютерные технологии и построение цифровых моделей рельефа [4]. Здесь приводятся результаты исследования деформации коры ФМ с построением цифровых моделей.

При изучении морфоструктуры впадины использованы данные батиметрии, геолого-геофизических исследований, цифровые базы данных, включая материалы космической альtimетрии и радарной съемки земной поверхности. Массив данныхETOPO 1' (<http://topex.ucsd.edu>) обработан на компьютере в форматах «SURFER» и «EXCEL». С помощью программы WinLESSA цифровые массивы SRTM-03 в границах 120–150°E X 0–40°N обработаны на выделение разныз структурных и статистических параметров рельефа с подсветкой 225° и 315° (окна расчета 64 и 96). В реализации алгоритма программы О.В. Рыбаса построены цифровые модели модуля градиента рельефа (SRTM-03, окно расчета 64 и 96, масштабные параметры $t=01, 09, 25, 49$) в черно-белом и цветном исполнении. Получен комплект карт рельефа дна, с изображением длинных и элементарных линейных элементов поверхности (плотность штрихов), линии вытянутости роз-диаграмм. Эти материалы обладают разной степенью информативности, но делают очевидными пространственные распределения и соотношения разных участков деформации земной поверхности коры.

Теневое изображение рельефа и схемы линеаментов показывают отчетливо дискретную картину структуры деформации поверхности коры, что свидетельствует о ведущей роли дизъюнктивной деформации коры. В линеаментах разного порядка отображена ориентировка направлений движения блоков, а плотность линейных элементов (штрихов) отражает текстурные особенности деформации коры. Заметные в текстуре рельефа локальные изломы поверхности и направления роз-диаграмм показывают смену векторов тектонических напряжений коры при изменении режима геодинамики в регионе. В структуре рельефа мы наблюдаем элементы тектонического течения объемных масс коры вдоль разломов и подъем базальтовой магмы в зонах резкого падения геодинамических напряжений на их пересечениях (рис. 2).

Согласно простирианию линеаментов преобладает латеральная составляющая течений. В западной части ФМ они имеют запад – северо-западные направления, в восточной части – северо-восточные до субмеридиональных. Течения контролируют морфологию и структуру различных типов деформаций коры. В зоне Центрального разлома она от-

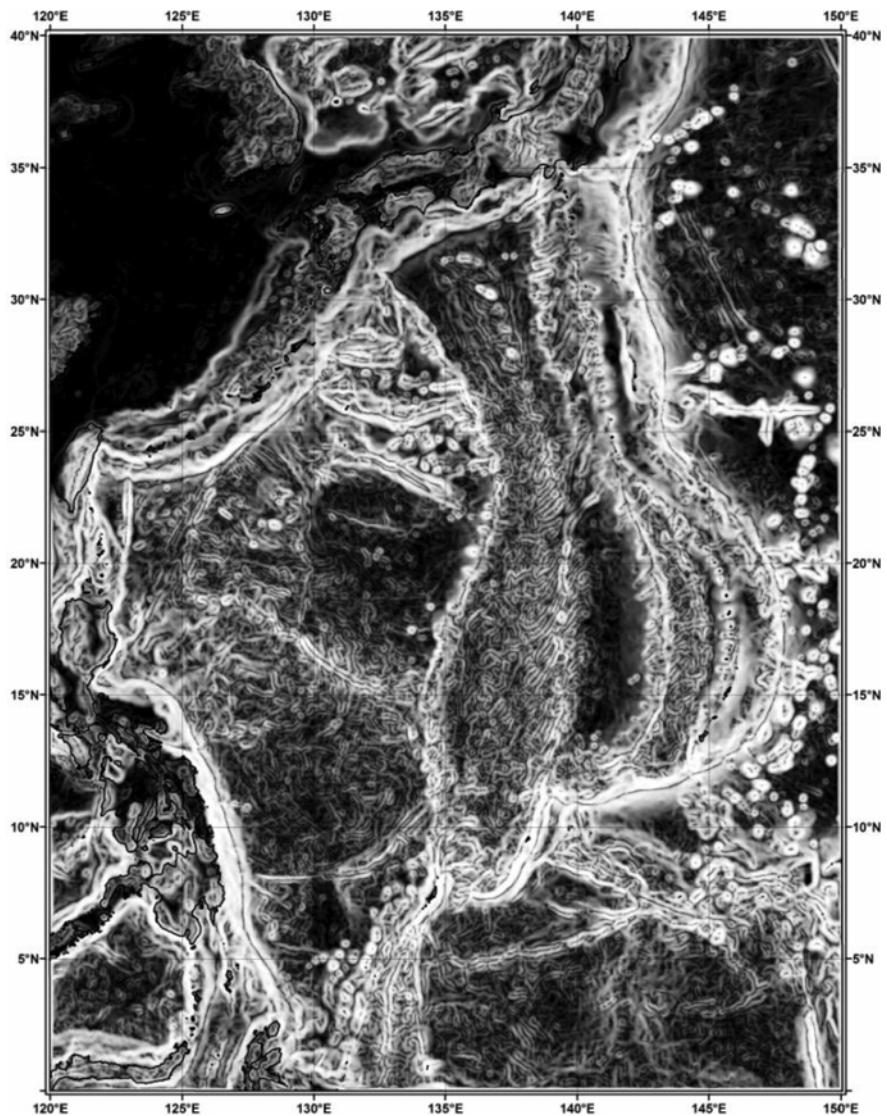


Рис. 2. Структура рельефа дна Филиппинского моря с остромороженным обрамлением (модуль градиента рельефа по SRTM-03, масштабный параметр $t = 49$)

вечает природе структурного шва (линейный вал с рифтом в осевой части). На границах плит в зонах фронтального взаимодействия течений происходит перемешивание тектонических масс. Следствием служит формирование островодужных шовных структур. В целом складывается интерференционная картина деформации коры. Она образована «бегущими волнами» вещества тектоносферы, где «детекторами» служат блоки коры (рис. 2). Зоны шовных структур (интерференционного максимума) можно рассматривать как области конструктивной интерференции. Выделяются области деструктивной интерференции (глубоководные котловины, депрессии дна, желоба).

Таким образом, по характеру деформаций и структурному рисунку впадина ФМ составляет своеобразно обособленный участок крайней западной части Тихого океана на сочленении двух складчатых поясов Азии. Выделена интерференционная структура дна ФМ, что свидетельствует о когерентной природе геодинамики региона. Она обусловлена мобилизацией внутриплитной тектонической энергии в условиях воздействия на кору сегмента геодинамических сил со стороны обрамляющих его плит. Это приводит к появлению в пределах сегмента латеральных тектонических течений. В зонах фронтального взаимодействия они создают структуры тектонического перемешивания. Формы и распределение крупных тектонических образований на земной поверхности восточной части ФМ указывают на наложенные процессы, продолжающиеся с миоценом в условиях резкой смены геодинамической обстановки. Это совпадает с представлениями об этапах эволюции ФМ, выделенными на основе интерпретации геологических данных.

Литература

1. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Тектоно-магматические этапы Филиппинского моря и эволюция его впадины. // Физика геосфер. Матер. докл. // ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 405-417.
2. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности геологического строения и природа основных структур Западно-Филиппинской котловины (Филиппинское море) // Закономерности строения и эволюция геосфер. Хабаровск: Дальнаука, 2004. С. 239-250.
3. Съедин В.Т., Мельниченко Ю.И. Особенности строения и вулканизма хр. Кюсю-Палав (Филиппинское море). // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. Матер. докл. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 273-276.
4. Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Применение теории масштабируемого пространства для выделения и анализа структур рельефа по радиолокационным данным // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 6. С. 45-52.

Неоархей-протерозойские внутриконтинентальные овальные орогены Лавроскандинии: новый тип внутриконтинентальных тектонических сооружений регионального и надрегионального ранга

Анализ материалов по глубинному строению докембрийской коры Восточно-Европейского и Северо-Американского кратонов привлекает внимание к ранее не выделявшимся внутриконтинентальным тектоническим сооружениям регионального и надрегионального ранга, важной составной частью которых являются гранулито-гнейсовые пояса и ареалы, и позволяет наметить главные направления их эволюции.

1. В строении раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона (ВЕК) важную роль играют гранулито-гнейсовые комплексы, которые, в свою очередь, являются одним из главных компонентов крупных (от ~ 600–1000 до 2500–3000 км в поперечнике), овальных в плане внутриконтинентальных орогенов. По крайней мере, часть этих орогенов характеризуется концентрической структурной, вещественной и метаморфической зональностью или вмещает чашеобразные структуры более высокого ранга. Участие гранулито-гнейсовых комплексов в строении коры свидетельствует о широкомасштабных вертикальных перемещениях, в результате которых породы глубинных уровней коры приближались к уровню эрозионного среза. Подобные перемещения должны были сопровождаться крупномасштабными деформациями земной поверхности и формированием горных сооружений, то есть собственно формированием орогенов. Гранулито-гнейсовые комплексы образуют устойчивые ассоциации с производными контаминированных коровыми веществом мафитовых магм, интрузиями "сухих" высокотемпературных гранитов внутриплитного типа, эндербитов и чарнокитов и с осадочно-вулканогенными поясами с низким или умеренным уровнем метаморфизма пород, совместно с которыми они слагают значительную часть коры ВЕК. Перечисленные особенности позволяют предложить для рассматриваемых тектонических сооружений наименование "*внутриконтинентальные овальные орогены (ВКОО)*".

2. Овально-концентрическое строение практически исключает возможность формирования ВКОО в результате процессов на границах

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

или при коллизии плит. По своим размерам, морфологии и свидетельствам мощных притоков мантийного тепла ВКОО сопоставимы с океаническими плато и крупными изверженными (в том числе, с трапповыми) провинциями на континентах, с которыми они, по крайней мере, частично, совпадают. Возникновение подобных магматических комплексов принято связывать с мантийными плюмами (суперплюмами). Особенности гранулито-гнейсовых комплексов и вмещающих их орогенов также позволяют рассматривать ВКОО в качестве производных мантийных плюмов (суперплюмов).

3. К типу ВКОО, в частности, относятся неоархейские сооружения, которым мы дали наименования Карело-Беломорский и Кольский "ареалы внутриконтинентальных проявлений высокотемпературного метаморфизма и магматизма" и Волго-Уральский "гранулито-гнейсовый ареал" [1]. Палеопротерозойскому ВКОО, приблизительно равные половины которого сохранились в виде систем палеопротерозойских орогенов в пределах Восточной Европы (Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ороген) и Северной Америки (огорены Транс-Гудзон, Талтсон-Фелон и др.), можно присвоить наименование "Лавро-Русский ВКОО" (рис. 1). Опубликованные данные позволяют заключить, что мезо-неопротерозойский Гренвилл-Свеконорвежский ороген, включая сопутствующие образования, такие как Кьюиноу-Мидконтинент рифт, АМЧГ и АРГ комплексы, также относится к типу ВКОО. Линейные или дугообразно изогнутые фрагменты ВКОО, такие как Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский, можно рассматривать в качестве внутриконтинентальных коллизионных орогенов (в понимании этого термина, которое было предложено П.Кавудом с соавторами [6]).

4. Гранулито-гнейсовые комплексы, участвующие в строении ВКОО Восточно-Европейского кратона, занимают различную структурную позицию: 1) образуют округло-овальные синформные чашеобразные структуры, которые практически нацело слагают кору орогена (Волго-Уральский гранулито-гнейсовый ареал); 2) выполняют синформные покровно-надвиговые ансамбли, протяженные и дугообразно изогнутые в плане, занимающие определенную позицию в периферических зонах концентрической зональности (Карело-Беломорский ареал, Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ороген); 3) слагают осевую область синформно устроенного ВКОО (Гренвилл-Свеконорвежский ороген, ГСНО).

5. Наряду со сходством, разновозрастные гранулито-гнейсовые комплексы, равно как и включающие их орогены, имеют и определенные различия, которые могут быть вызваны особенностями мантийно-плю-

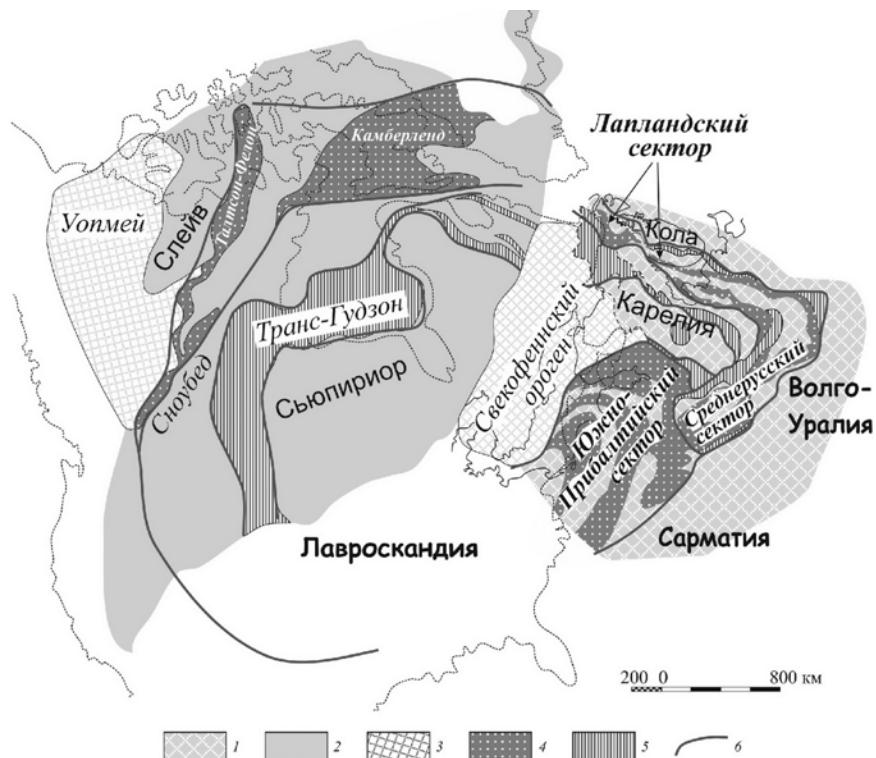


Рис. 1. Реконструкция Лавро-Русского внутренконтинентального овального орогена (ВКОО) на конец палеопротерозоя, по [1], с дополнениями. 1–2 – архей, преимущественно гранит-зеленокаменные комплексы: Восточно-Европейского кратона (1) и Северо-Американского кратона (2); 3–5 – палеопротерозой: 3 – аккреционные орогены, 4 – гранулито-гнейсовые пояса, 5 – осадочно-вулканогенные пояса; 6 – предполагаемые границы палеопротерозойских орогенов. Названия архейских кратонов даны прямым шрифтом, палеопротерозойских структур и орогенов – курсивом

мовых процессов и/или различным уровнем эрозионного среза. Чередование концентрических зон, особенно характерное для Карело-Беломорского и Лавро-Русского ВКОО, предполагает концентрическое изменение термальных характеристик и/или морфологии грибообразной "шляпы" мантийного плюма. С другой стороны, очевидна разница в уровне эрозионного среза орогенов. В частности, обилие интрузивных тел АМЧГ комплекса во внутренней области ГСНО в сочетании с высо-

кобарными разностями гранулитов и размещением высокотемпературных эклогитов в основании тектоно-стратиграфического разреза свидетельствует о глубоком уровне эрозионного среза. В пределах ГСНО обнажены метаморфизованные породы "фундамента" бассейна осадконакопления, преобразованного впоследствии в синформную структуру ГСНО. Для Лапландского гранулито-гнейсового пояса, напротив, характерны значительные мощности метаосадочных и метамагматических гранулитов и ограниченное вскрытие габбро-анортозитовых интрузивов эрозионным срезом. Для Волго-Уральского гранулито-гнейсового ареала характерен высокий уровень метаморфизма, общая концентрическая зональность отсутствует, а элементы внутренней зональности связаны с многочисленными локальными центрами в пределах чашеобразных структур сквозь-коровой протяженности (овоидов) и синформных структур Межовоидной области.

6. Во многих работах, посвященных истории возникновения и распада суперконтинентов гранулито-гнейсовые пояса рассматриваются в качестве коллизионных структур [4, 5, 9 и многие другие]. Однако имеющиеся данные указывают на участие охарактеризованных выше гранулито-гнейсовых комплексов в строении внутриконтинентальных орогенов, формировавшихся в интервале от 2.8 до 0.85 (возможно, вплоть до ~ 0.55) млрд лет в пределах единого континента. Этот континент, объединявший Восточно-Европейский и Северо-Американский кратоны, мы назвали Лавроскандией. Существование Лавроскандии в течение столь длительного времени, по-видимому, не было уникальным. Геологические данные определенно свидетельствуют о внутриконтинентальном формировании "автономных" анортозитов анортозит-мангерит-чарнокит-гранитных (АМЧГ) и анортозит-рапакивигранитных (АРГ) комплексов. Формирование "автономных" анортозитов в геологической летописи почти исключительно связано с интервалом времени от 2.7 до 0.9 млрд лет, что может указывать на уникальность геодинамической обстановки в это время и на существование уникального протерозойского суперконтинента [2, 3]. В свою очередь, это заключение позволяет постулировать некое отступление от актуализма в неоархее и протерозое. Последовательность наиболее значительных пиков на гистограмме, суммирующей данные об U-Pb возрасте цирконов из ювенильных пород всех континентов (2.8–2.7, 2.55–2.45, 2.0–1.65 и 1.2–1.0 млрд лет) [7] четко совпадает с последовательностью главных событий в эволюции Лавроскандии. Это совпадение свидетельствует о глобальном характере явлений, охарактеризованных на примере Лавроскандии. Подобные проявления ювенильного корообразования принято соотно-

сить с ускоренным наращиванием объема континентальной коры, связанным с процессами субдукции и надсубдукционного магматизма [7, 8]. Между тем, пример Лавроскандинии, напротив, указывает на ведущую роль процессов мантийно-плюмового типа.

Литература

1. Минц М.В., Сулейманов А.К. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с., Т. 2. 400 с.
2. Ashwal L.D. Anorthosites. Series on "Minerals and Rocks", 21. New York: Springer, 1993. 422 p.
3. Ashwal L.D. The temporality of anorthosites // Canadian Mineralogist. 2010. V. 48. P. 711–728.
4. Brown M. Metamorphic conditions in orogenic belts: a record of secular change // International Geology Review. 2007. V. 49. P. 193–234.
5. Brown M. Metamorphic patterns in orogenic systems and the geological record / Cawood P.A., Kröner A. (eds.) Earth Accretionary Systems in Space and Time // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. V. 318. P. 37–74.
6. Cawood P.A., Kröner A. et al. Accretionary orogens through Earth history / Cawood P.A., Kröner A. (eds.) Earth Accretionary Systems in Space and Time // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2009. V. 318. P. 127–154.
7. Condie K.C., Aster R.C. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth // Precam. Res. 2010. V. 180. P. 227–236.
8. Hawkesworth C.J., Kemp A.I.S. Evolution of the continental crust // Nature. 2006. V. 443. P. 811–817.
9. Li Z.X., Bogdanova S.V. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 179–210.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Артюшков Е.В., Чехович П.А.</i> Механизмы новейших поднятий коры в фанерозойских и докембрийских складчатых поясах	3
<i>Афанасьева С.А., Пашевин А.М.</i> Дифференциации осадочного чехла в зоне Предпатомского регионального прогиба по результатам электро- и сейсморазведочных исследований (Сибирская платформа)	7
<i>Баталева Е.А., Баталев В.Ю.</i> Проявление докембрийского Иссык-Кульского микроконтинента в геофизических полях	9
<i>Белоусов Т.П.</i> Альпийские палеонапряжения и геодинамика зоны сочленения Юго-Западного Тибета с Гималаями.....	14
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.В., Сергеев С.А., Шокальский С.П.</i> Сходство и различие палеозойских складчатых систем Евразии и Аппалачей. Вопросы эволюции земной коры	20
<i>Буланов С.А.</i> Геоморфологические аспекты складчатого орогенеза (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня)	24
<i>Буслов М.М.</i> Тектоническая эволюция и взаимосвязи геодинамических процессов Центрально-Азиатского складчатого пояса и окружающих кратонов	29
<i>Вадачкория О.А., Войкова О.А., Мурый А.А., Несмиянов С.А.</i> Тектонические условия строительства горного кластера Олимпийских объектов Большого Сочи	32
<i>Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И.</i> Эволюция осадконакопления и геодинамические режимы в позднеюрское–раннемеловое время в пределах Чукотского террейна	36
<i>Вахнин М.Г.</i> Анализ новейших тектонических движений Тиманского кряжа методами дистанционного зондирования	40
<i>Ветров Е.В.</i> Термо-тектоническая эволюция юго-восточной части Горного Алтая в мезозойско-кайнозойское время по данным трекового анализа апатита (AFT)	45
<i>Викулин А.В., Иванчин А.Г.</i> Геодинамика как динамика блоковой вращающейся среды	48
<i>Владимиров В.Г., Кармышева И.В.</i> Структурно-вещественные изменения на границе с зоной высокотемпературной	

blastomylonitизации (на примере Эрзинской сдвиговой зоны, Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува)	52
<i>Гаврилов А.А.</i> Надплюмовые мегасводы Центральной Азии.....	56
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> Этапы эволюции складчатой структуры в альпийской истории Большого Кавказа	61
<i>Гнилко О.М., Генералова Л.В.</i> Тектоно-седиментационное развитие Пенинско-Магурско-Дуклянской аккреционной призмы Украинских Карпат	65
<i>Голионко Б.Г., Артемова О.А.</i> Вендские и палеозойские деформации в структуре Башкирского антиклиниория и зоны Уралтау на Южном Урале	69
<i>Голозубов В.В., Фунг Ван Фать.</i> Динамика формирования кайнозойских бассейнов западной окраины Тихого океана.....	74
<i>Гончар В.В.</i> Численное моделирование деформаций коры Крымско-Черноморской области конвергенции и выводы о природе ее основных геофизических аномалий.....	79
<i>Гончаров М.А., Разницин Ю.Н.</i> Четыре разномасштабных фактора новейшего орогенеза Евразии	85
<i>Горожсанин В.М., Горожсанина Е.Н.</i> Роль неотектонического этапа в эволюции южной части Предуральского нефтегазоносного бассейна	89
<i>Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможсняя Н.Г., Яковлев Д.В., Суворов В.Д.</i> Тектоника восточной части Северо-Азиатского кратона в полосе профиля 3-ДВ (Ханзыга – Адыгалах)	96
<i>Гуал Перес Х.</i> Тектоническая модель инверсионной стадии в Кельтиберских горах	100
<i>Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б.</i> Деревянные горы (о. Новая Сибирь): складчато-надвиговый ороген неоплейстоценового возраста.....	104
<i>Деев Е.В., Зольников И.Д., Казанцева Е.Ю.</i> Следы древних землетрясений в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай).....	107
<i>Дербеко И.М.</i> Позднемезозойский этап эволюции восточного звена Монголо-Охотского орогенного пояса.....	111
<i>Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П.</i> Киселевский блок Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм, геохимия и геодинамика.....	116
<i>Докукина К.А.</i> Метапсевдотахилиты: свидетельства палеосейсмических дислокаций в зоне мезоархейской субдукции (Беломорская эклогитовая провинция).....	119

<i>Долгая А.А., Акманова Д.Р., Викулин А.В.</i> О периодичности геодинамического процесса.....	124
<i>Дорожко А.Л., Мажеев В.М., Карфидова Е.А.</i> Неотектоника Москвы	128
<i>Емельянова Т.А., Леликов Е.П.</i> Геодинамика и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского морей	133
<i>Ермаков В.А.</i> Новейший вулканизм Камчатки как индикатор преобразования континентальной коры и литосферы	136
<i>Еришова В.Б., Прокопьев А.В., Соболев Н.Н., Худолей А.К., Петров Е.О.</i> Позднепалеозойские отложения острова Бельковский (архипелаг Новосибирские острова): обстановки осадконакопления, реконструкции источников сноса и тестирование позднепалеозойских реконструкций Арктики	141
<i>Зайцев В.А.</i> Роль горно-складчатого окружения в формировании новейшей структуры Кузнецкой впадины	145
<i>Зинатов Х.Г.</i> Неогеодинамика и трансформация цивилизаций на Ближнем и Среднем Востоке.....	149
<i>Ибламинов Р.Г., Курбацкая Ф.А.</i> Палеотектонические обстановки и формации востока Европейского континента и Урала	151
<i>Иванов К.С., Ерохин Ю.В.</i> Геодинамика формирования системы триасовых грабенов Западной Сибири	155
<i>Идрисов И.А.</i> Деформация береговых линий Каспийского моря	158
<i>Имаев В.С., Чипизубов А.В., Сmekalin O.П., Имаева Л.П.</i> Перспективы и возможности палеосейсмологических исследований Сибири.....	162
<i>Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.</i> Современная геодинамика сейсмотектонической зоны Черского (Северо-восточная Якутия)	167
<i>Камзолкин В.А., Видягин Ю.П.</i> Основные черты структуры и структурной эволюции высокобарного Блыбского комплекса Передового хребта Большого Кавказа.....	171
<i>Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Летникова Е.Ф.</i> Изотопные исследования тиллитов байконурского горизонта (Центральный Казахстан): состав и время образования источников сноса	175
<i>Каплун В.Б.</i> Глубинное строение Амуро-Зейского и Среднеамурского осадочных бассейнов (Дальний Восток) по данным магнитотеллурических зондирований	180
<i>Коваленко Д.В., Монгуш А.А., Мокрушинов В.П.</i> Этапы геологического развития Озерной зоны Западной Монголии.....	185

<i>Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Фузан М.М., Ван К.-Л., Чун С.-Л., Джан Б.-М.</i>	Позднерифейские высокоградные метаморфические комплексы в структуре каледонид восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса: тектоническая позиция, возраст, этапы формирования	190
<i>Козаков И.К., Kräer A., Ковач В.П.</i>	Архейские образования в составе Тарбагатайской группы блоков докембрия	
	раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии	194
<i>Колодяжный С.Ю.</i>	Внутриплитные зоны дислокаций северо- западного сегмента Волго-Уральской антеклизы.....	197
<i>Копп М.Л.</i>	Каков истинный ареал герцинской складчатости на востоке Русской плиты?	201
<i>Копп М.Л., Васильев Н.Ю., Колесниченко А.А., Мострюков А.О.</i>	Кайнозойское поле напряжений востока Русской равнины и Южного Урала (по данным компьютерного моделирования результатов структурных наблюдений).....	206
<i>Кочемасов Г.Г.</i>	Геодинамика в решении фундаментальных вопросов антропологии: происхождение и миграции человека, формирование больших рас, акселерация и ретардация роста, пигмеоидность	214
<i>Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.</i>	Уточнение времени формирования коллизионного орогена Протоуралид-Тиманид: 540–510 млн лет.	219
<i>Кузьмичев А.Б., Данкуалова М.К.</i>	Существует ли западная ветвь Верхоянского складчато-надвигового пояса? Результаты исследований на кряже Прончищева (юго-западное обрамление моря Лаптевых).....	224
<i>Куликова А.В.</i>	Структурное положение и геодинамические условия формирования метаморфических пород Чаган-Узунского офиолитового массива, юго-восточная часть Горного Алтая	228
<i>Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С.</i>	Тектоника Южнокочкорской зоны внутриплитной активизации (Центральный Тянь-Шань)	230
<i>Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П. РF -т реконструкция метаморфической истории</i>		
	Енисейского кряжа по зональным гранатам как свидетельство трех тектонотермальных событий (1050–780 млн лет) на западной окраине Сибирского кратона	235
<i>Магомедов Р.А.</i>	Современная геодинамика и особенности дизьюнктивной тектоники области Дагестанского выступа Восточного Кавказа.....	240

<i>Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Н.В., Дорожко А.Л., Карфидова Е.А., Коробова И.В., Леденев В.Н.</i> Концепция обеспечения геодинамической безопасности территорий размещения особо ответственных объектов	245
<i>Малышев С.В., Худолей А.К.</i> Sm-Nd систематика терригенных пород осадочных бассейнов пассивных окраин и передовых прогибов на примерах северо-востока Сибири и Кордильер Канады	249
<i>Маринин А.В., Сим Л.А.</i> Структурные признаки удлинения на западном погружении Большого Кавказа.....	252
<i>Маслов А.В., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Белоусова Е.А., Горожсанин В.М., Горожсанина Е.Н., Крупенин М.Т., Пыжкова Е.С.</i> Возрасты д detритных цирконов из песчаников рифейско-палеозойского разреза запада Южного Урала: тектонические и палеогеографические следствия.....	257
<i>Мац В.Д., Лобацкая Р.М.</i> Механизм формирования рифтовой впадины (на примере пространственно-временной эволюции Приморской разломной зоны, Байкальский рифт)	261
<i>Медведева С.А.</i> Состав песчаников и реконструкция мезозойских тектонических обстановок осадконакопления в Буреинском осадочном бассейне (Россия)	266
<i>Мельниченко Ю.И., Съедин В.Т., Гильманова Г.З., Рыбас О.В., Лепешко В.В.</i> Геодинамическая природа и тектоническая эволюция Филиппинского моря.....	271
<i>Минц М.В.</i> Неоархей-протерозойские внутриконтинентальные овальные орогены Лавроскандинии: новый тип внутриконтинентальных тектонических сооружений регионального и надрегионального ранга.....	276

Научное издание

**ТЕКТОНИКА
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ ЕВРАЗИИ:
СХОДСТВО, РАЗЛИЧИЕ, ХАРАКТЕРНЫЕ
ЧЕРТЫ НОВЕЙШЕГО ГОРООБРАЗОВАНИЯ,
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОБОБЩЕНИЯ**

Материалы XLVI Тектонического совещания

Том 1

Подписано к печати 10.01.2014.

Формат 62x94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м2.

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 20,0 п.л.

Тираж 250 экз.

ООО “Издательство ГЕОС”

125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 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.Яковлева, 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);
- гарантирует высококачественную печать (за 1–4 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.: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.

E-mail: geos-books@yandex.ru;

www.geos-books.ru