

Материалы 48 (XLVIII) тектонического совещания. Tom I. 2016

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

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И РУДОГЕНЕЗ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ

Материалы XLVIII Тектонического совещания

Том 1

Москва ГЕОС 2016 УДК 549.903.55 (1) ББК 26.323 Т 76

Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. 364 с.

ISBN 978-5-89118-715-3

Ответственный редактор К.Е. Дегтярев

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ), проект № 16-05-20033

На обложке: Миоценовые песчаники и конгломераты в Чарынском каньоне (Южный Казахстан). Фото Н.Л. Вахтиной.

© ГИН РАН, 2016 © ГЕОС, 2016

ББК 26.323

Сейсмотектоническая активность как триггер солифлюкционно-оползневых процессов в высокогорной части Алтая в позднем плейстоцене – голоцене

Формирование хребтов Алтайской горной системы в кайнозое сопровождается вовлечением в поднятие периферийных частей межгорных впадин и разделяющих хребты крупных долин, заложенных по региональным разломам [1]. В результате рыхлые отложения, выполнявшие тектонические понижения – области аккумуляции, выводятся в зону денудации и затем вновь начинают смещаться на более низкие гипсометрические уровни под воздействием гравитации, атмосферного увлажнения, в ходе спусков ледниково- и моренно-подпрудных озер, в результате повторяющихся землетрясений и продолжающихся тектонических подвижек. Масштабы таких солифлюкционно-оползневых смещений могут быть значительны и достигать первых километров. После прекращения функционирования гляциолимносистем сейсмотектоническая активность является основным триггером этих процессов. В 2011-2015 гг. нами были изучены солифлюкционные явления в долинах рек Богуты и Джазатор, дренирующих склоны хребтов высокогорной и сейсмически наиболее активной юго-восточной части Русского Алтая.

Хребет Чихачева протягивается в субмеридиональном направлении почти на 100 км, и его южная оконечность является восточным обрамлением крупнейшей на Алтае Чуйской межгорной впадины. Долина Богуты сечет обращенный к Чуйской впадине западный макросклон хребта, имеющий в данной части наибольшую протяженность и максимальные высоты (до 3550–3700 м). Ступенчатая морфология склона свидетельствует о разломно-блоковых деформациях доорогенной поверхности выравнивания, уплощенные реликты которой к настоящему времени интенсивно переработаны процессами оледенения и подвергаются криогенному выветриванию. В гребневой части хребта развит альпийский рельеф, полностью уничтоживший древнюю доорогенную поверхность. Разломы, отделяющие ступени хребта, также проработаны ледниковыми процессами, что привело к формированию долин-трогов, субпараллельных долине Богуты в ее нижнем течении. Сейсморвы, нарушающие склоны трогов, свидетельствуют о сейсмической активности

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

² Уральский Федеральный Университет, Екатеринбург, Россия.

этой территории уже в постледниковую эпоху. Нами был изучен подверженный солифлюкции участок правого склона долины в районе озера Нижние Богуты. Лесная растительность вследствие аридного климата в долине отсутствует, что позволяет наблюдать процесс солифлюкции во всех деталях. Оползанием затронут перекрытый моренным валунно-глыбовым суглинком участок склона юго-западной экспозиции, характеризующийся уклоном до 16-18°, превышением до 150 м и площадью 1.1×1.5 км². Уступы солифлюкционных террас достигают высоты 7 м, передового вала – 15 м. Оползание моренного покрова начинается с высоты 2550 м, что значительно выше уровней ледниковоподпрудных озер, неоднократно существовавших в Курайско-Чуйской системе впадин в плейстоцене, и локальных ледниково-подпрудных озер, занимавших долину Богуты. Соответственно, спуск этих озер не влиял на процессы оползания в данной части горного обрамления впадины. В то же время бровка оползневого склона приурочена к водоразделу долины, заложенной по разлому, отделяющему нижнюю ступень хребта. Кроме того, оползневой участок приурочен к правому притоку р. Богуты, долина которого имеет явное разломное происхождение. Она резко отличается по глубине и крутизне склонов от остальных долин, и по ней в долину Богуты периодически происходит мощный селевой вынос глыбового и мелкозернистого материала, перекрывающего как современную почву, так и почву с возрастом около 200 лет (по данным радиоуглеродного анализа). Приуроченность к зоне пересечения разломов разного ранга позволяет предполагать в качестве триггера площадного оползания моренных отложений повторяющиеся сейсмические процессы. За пределами этой зоны подобное оползание морен в долине Богуты не отмечено. Радиоуглеродное датирование торфа и четырех горизонтов погребенных почв на днище сейсмогенной долины на высотах 2500 и 2470 м н.у.м соответственно свидетельствует о существовании этой долины уже около 14 000 лет назад и указывает на позднеплейстоценовый возраст связанных с ней солифлюкционных процессов в хребте Чихачева. Усиление процессов солифлюкции и активизация селей, приводивших к погребению почв, происходили около 11, 8.2 и 7 тыс. лет назад и могли быть вызваны как климатическими событиями, так и землетрясениями.

Второй участок площадного развития солифлюкционно-оползневых процессов в высокогорье Алтая зафиксирован нами в схожей геоморфологической ситуации – в долине р. Джазатор у подножия южного макросклона Южно-Чуйского хребта. Границей хребта, отделяющей его от плоскогорья Укок, является крупный региональный субширотный разлом. Асимметричный линейно вытянутый хребет, являющийся одним из центров современного оледенения Алтая, имеет хорошо выраженную ступенчатую морфологию склона, что позволило установить несколько этапов его развития [2]. Солифлюкции подвержен склон южной экспозиции. Как и в хребте Чихачева, этот процесс развит у подножия наиболее высокой части хребта, где в инверсионное поднятие дополнительно вовлечен значительный фрагмент днища долины, и короткий южный макросклон имеет здесь максимальную протяженность – до 17 км. Форберг представлен двумя пирамидальными трехгранными поднятиями по обоим берегам р. Тюнь и отделен от основного склона хребта долинообразным понижением. Тектоническое поднятие приводило к подруживанию Тюньского ледника, а на стадии его деградации – и ледниково-подпрудного озера в этом понижении. По всей видимости, с активизацией разлома, являющегося границей форберга, и связано продолжающееся до настоящего времени площадное оползание моренных и озерно-болотных отложений возрастом 19-25 тыс. лет. Не исключено, что началом этого процесса послужил прорыв ледниковоподпрудного озера, расположенного выше по склону. Бровка стенки отрыва оползня фиксируется на высоте около 1950 м, подножье оползневого склона – на высоте около 1600 м, оползанием затронут участок склона протяженностью около 5.5 км.

В целом в пределах высокогорной части Русского Алтая отмечается четкая приуроченность участков площадного оползания рыхлых позднеплейстоцен-голоценовых отложений к инверсионным поднятиям, вызванным ростом и расширением хребтов. Участки развития площадного оползания могут служить одним из признаков таких молодых тектонических поднятий.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (гранты № 15-05-06028 и 16-05-01035).

Литература

1. *Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. 313 с.

2. Агатова А.Р. Неотектоническое строение, механизм и этапы развития Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) // 300 лет горно-геологической службе России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Мат. региональной науч.-практ. конференции. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2000. С. 165–169.

5

Тектоно-термальная эволюция метаморфического комплекса островов Реуер (Восточная Антарктида) в позднем докембрии – раннем палеозое

В современном представлении Восточно-Антарктический щит представлен фрагментами раннедокембрийских кратонов, окруженных более молодыми аккреционными и орогенными поясами, объединенными в мезопротерозойский-раннепалеозойский Круговой Восточно-Антарктический подвижный пояс. Метаморфический комплекс островов Реуер, включенный в состав мобильного пояса, содержит фрагменты как архейской, так и мезопротерозойской коры. Это позволяет восстановить не только их совместную тектоно-термальную эволюцию в позднем докембрии – раннем палеозое, но и их возможные первичные взаимоотношения. В данной работе представлены результаты реконструкции тектоно-термальной истории комплекса островов Реуер, выполненной на основе детальных геологических исследований в комбинации с изотопными (U-Pb и Sm-Nd) и структурно-метаморфическими исследованиями региона. Полученные данные могут быть использованы как для корреляции геологических процессов с сопредельными регионами Восточной Антарктиды, так и для выяснения роли мезопротерозойскихраннепалеозойских геологических процессов при формировании восточной Гондваны.

В строении метаморфического комплекса островов Реуер резко преобладают метаморфизованные в гранулитовой фации ортогнейсы различного состава, которые формируют домены архейского (3200 2550 млн лет) и мезо-неопротерозойского (около 1000 млн лет) возраста [1]. В подчиненном количестве среди ортогнейсов находятся разрозненные фрагменты первично супракрустальных пород, представленные высоко-Мg парагнейсами серии Мазе и вулканогенно-осадочной серией Филла. Ортогнейсы интрудированы многочисленными интенсивно деформированными и метаморфизованными дайками базитов, для которых предполагался, в основном, мезопротерозойский возраст [2]). Как и для других частей Восточно-Антарктического щита, предполагалось, что ар-

¹ Полярная Морская Геологоразведочная Экспедиция (ПМГРЭ), г. Ломоносов, Россия. ² Институт Геологии и Геохронологии Докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург,

² Институт Геологии и Геохронологии Докембрия (ИГГД) РАН, г. Санкт-Петербург, Россия.

³ ФГУП Всероссийский Геологический Институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия.

хейские и протерозойские образования островов Реуер были окончательно тектонически совмещены в процессе Пан-Африканской (600– 500 млн лет) коллизии (например, [3]).

На островах Реуер, коллизионные процессы сопровождались прогрессивными деформациями пород в условиях гранулитовой фации, приведшими к развитию региональных зон интенсивных пластичных сдвиговых деформаций (милонитов) субширотной и север-северо-западной ориентировки. В результате, регион был разделен на зоны интенсивно (милониты, «high-strain zone») и слабо (складчатость, «lowstrain zone») деформированных пород. Зоны милонитов характеризуются субвертикальным залеганием, а их мощность колеблется от нескольких метров до первых километров. Минеральная и агрегатная линейность как в север-северо-западных, так и субширотных зонах милонитов, имеет, практически, одинаковую ориентировку. Это позволило предположить (например, [4]), что они являются сопряженными, т.е. развивавшимися одновременно в результате соосного сжатия в направлении северо-запад – юго-восток. Эти деформации накладываются на все породы данного региона и приводят к переориентировке более ранних плоскостных структур и границ между архейским и протерозойским разновозрастными образованиями субпараллельно зонам милонитов.

Исследования детритовых зерен циркона из первично осадочных пород серий Мазе и Филла показали следующее. Максимальное время отложения осадочного протолита пород серии Мазе составляет около 2500 млн лет, что позволяет предположить, формирование их протолита, в том числе, за счет разрушения неоархейских пород, развитых на сопредельной территории архейского блока оазиса Вестфолль. Кроме того, породы содержат детритовый циркон с возрастом около 2.8 и 3.2 млрд лет, что подтверждает их происхождение, в том числе, за счет разрушения ортогнейсов архейского домена островов Реуер. Максимальное время отложения осадочного протолита пород серии Филла составляет около 1600 млн лет. Однако эти породы также содержат детритовый циркон с возрастом около 2.8 и 3.2 млрд. Модельный T_(DM)Nd этих пород находится в пределах около 3.4 млрд лет для серии Филла и около 3.2 млрд лет для серии Мазе. Это является подтверждением того, что протолит этих пород формировался, главным образом, за счет разрушения архейских ортогнейсов островов Реуер. Первично вулканогенные породы (метабазальты) серии Филла содержат циркон с возрастом 1342±19 млн лет, который, если даже является ксеногенным, определяет максимальное время кристаллизации протолита этих пород. Циркон с аналогичным возрастом установлен в гранито-гнейсах, развитых на части данной территории, возраст кристаллизации протолита которых оценивается интервалом времени 1406±20 млн лет. Гранито-гнейсы содержат фрагменты архейских ортогнейсов.

Основной эпизод интрузивной активности региона и пик метаморфизма (M_1), предшествовал развитию зон милонитов. В это время произошло внедрение многочисленных интрузий, объединенных в диоритгранодиорит-плагиогранитную и габбронорит-диоритовую ассоциации, а так же внедрение многочисленных даек базитов. Возраст кристаллизации гранодиоритов и плагиогранитов оценивается интервалом времени 1143±19 1156±21 млн лет, а минимальный возраст внедрения габброноритов соответствует значению возраста 954±13 млн лет. Эти породы содержат многочисленные фрагменты (ксенолиты) деформированных и метаморфизованных первично вулканогенных пород серии Филла.

Пик метаморфизма (M_1) достигался в условиях гранулитовой фации повышенных давлений. В высоко-Mg метаосадках это привело к формированию сапфирин- и шпинель-содержащих ассоциаций с кордиеритом, ортопироксеном или силлиманитом. В кристаллических сланцах серии Филла на пике метаморфизма формировались двупироксеновые и гранат-двупироксеновые парагенезисы. По проведенным *P*–*T*-расчетам условия пика метаморфизма соответствуют T не ниже 930 °C и P не ниже 8.4 кбар, что дает право отнести этот эпизод метаморфизма к UHT типу (например, [5]).

Время проявления пика метаморфизма, однозначно оценить затруднительно. Геологические наблюдения свидетельствуют в пользу того, что он накладывался и на породы диорит-гранодиорит-плагиогранитной ассоциации. Статистические U-Pb данные, полученные по зернам циркона из всех исследованных пород данного региона, позволяют предположить, что возраст эпизода M_1 соответствует интервалу 1077–960 млн лет, т.е. он достигался, возможно, синхронно с внедрением интрузий габброноритов.

Эпизод метаморфизма M_2 , связанный с формированием зон милонитов, протекал в условиях переходных от гранулитовой к высокотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма. С ним связывается кристаллизация различного рода реакционных структур, включающих развитие симплектитов и корон вокруг зерен граната, шпинели и сапфирина. В интрузивных пироксен-содержащих породах отмечается замещение пироксенов на роговую обманку или биотит, с образованием биотит-кварцевых симплектитов, замещающих ортопироксен. Проведенные *P*–*T*-расчеты позволяют предположить, что эпизод M_2 сопровождался декомпрессией до P = 6.0-6.3 кбар, за которой последовало остывание до T = 681-695 °C при *P* около P = 5.5-5.9 кбар. Максимальный возраст развития зон милонитов и связанного с ними высокотемператруного метаморфизма M_2 ограничен значением 954±13 млн лет, что соответствует возрасту кристаллизации метаморфического циркона в габброноритах. Время закрытия Sm-Nd системы граната соответствует значению 511.6±2.8 млн лет и 523.7±2.8 млн лет, соответственно. Эти значения можно интерпретировать как минимальное время проявления высокотемпературного (>600 °C, [6]) метаморфизма пород.

Внедрение жил пегматитов сопровождалось развитием зон милонитов мощностью до 1 м, сопровождавшихся метаморфизмом (M_3) низкотемпературной амфиболитовой фации. Пегматиты содержат циркон с возрастом 500±12 млн лет, что интерпретируется как время их кристаллизации и, следовательно, время формирования зон милонитов [1]. Поэтому, развитие этих зон и связанный с ними метаморфизм можно однозначно отнести к раннепалеозойскому периоду развития региона.

Изотопные исследования осадочных пород серий Мазе и Филла указывают на то, что породы архейского домена могли служить фундаментом на котором закладывались эти супракрустальные образования. В конце мезопротерозоя – начале неопротерозоя все породы данного региона испытали совместные деформации и высокотемпературный метаморфизм, который сопровождался интенсивной магматической активностью в исследованном регионе. Пик метаморфизма UHT-типа предшествовал развитию зон милонитов, определяющих региональную структуру района исследований. В современном представлении, метаморфизм UHT-типа проявляется в геодинамических условиях, соответствующих аккреционным или коллизионным орогенам [7, 8]. В первом случае привлекается механизм эволюции задугового бассейна, во втором, - условия «хинтерлэнда». В любом случае, метаморфизм UHTтипа требует существования значительно повышенного теплового потока, который может достигаться в участке коры, которая предварительно (включая ранние стадии данного метаморфического события) подверглась парциальному плавлению и/или внедрению большого объема интрузивных пород [8], что справедливо для рассматриваемого случая.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-02761.

Литература

1. *Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W.* Zircon ages and the distribution of Archaean and Proterozoic rocks in the Rauer Islands // Antarctic Sci. 1993. Vol. 5. N 2. P. 193–206.

2. *Dirks P., Wilson C.J.L.* Crustal evolution of the East Antarctic mobile belt in Prydz Bay: continental collision at 500 Ma? // Precam. Res. 1995. Vol. 75. P. 189–207.

3. *Fitsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica / Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. Vol. 206. P. 93–130.

4. Wilson C.J.L., Quinn C., Tong L., Phillips D. Early Palaeozoic intracratonic shears and post-tectonic cooling in the Rauer Group, Prydz Bay, East Antarctica constrained by 40Ar/39Ar thermochronology // Antarctic Sci. 2007. Vol. 19. N3. P. 339–353.

5. *Kelsey D.E., White R.W., Powell R., Wilson C.J.L., Quinn C.D.* New constraints on metamorphism in the Rauer Group, Prydz Bay, east Antarctica // J. Metamorphic Geol. 2003. Vol. 21. P. 739–759.

6. *Mezger K., Essene E.J., Halliday A.N.* Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets // Earth Planet Sci. Lett. 1992. Vol. 113. P. 397–409.

7. *Brown M*. Geodynamic regimes and tectonic settings for metamorphism: rekationship ti the supercontinent cycle // Indian J. Geol. 2008. Vol. 80. P. 3–21.

8. *Kelsey D.T., Hand M.* On ultrahigh temperature crustal metamorphism: phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // Geoscience Frontiers. 2015. Vol. 6. P. 311–356.

<u>Г.П. Андреев¹</u>

Вскрываемая «физика геологии». Резонансная природа цикличности седиментогенеза

Образно говоря, впервые полученные результаты выполненных исследований представляет собой как бы, прослеживание в процессах земной коры – одного из самых простых и универсальных природных явлений – «закона маятника»: «каждому блоку – соответствует свое собственное колебание». Это допустимо определять, как один из примеров отображения законов фундаментальной физики – в геологических фактах. Период доминантного (резонансного) звучания описывается формулой: $\mathbf{T} = \mathbf{T}_{\mathbf{0}} \boldsymbol{e}^{-\boldsymbol{q}\cdot}$, которая является решением простого известного дифференциального уравнения для изменения периода со

¹ ООО «ВНИИГАЗ», Московская область, п. Развилка, Россия.

временем: dT/dt = -qT. Важно, что каждый текущий период может быть представлен как $T = T_0/N$, где N – целое число – оно определяет так называемые «уровни волнового поля»: N = 8 – k/2, здесь «k» – волновое число. И поскольку, $\omega = 2\pi/T$, то $\omega = \omega_0 e^{qt}$. Важно подчеркнуть, что существует некоторая базовая частота ω_0 . А в отдельные периоды времени Пространство (в том числе и геологическое) – по мере своего расширения – периодически входит в свои резонансные состояния. В каждом из них звучит, определенная гармоника – производная от ω_0 :

...,
$$\frac{1}{4}\omega_{0}$$
, $\frac{1}{3}\omega_{0}$, $\frac{1}{2}\omega_{0}$, ω_{0} , $2\omega_{0}$, $3\omega_{0}$, $4\omega_{0}$, ... (1)

Далее находим такие моменты времени «t», в которые резонансно звучат различные гармоники базовой частоты «шо». В итоге получаем: $\mathbf{t} = \mathbf{t}_{N} = (\ln N)/q$, где N – целое. Таким образом, мы можем вычислить все такие резонансные времена. Это можно проиллюстрировать за счет вспомогательных уточнений для частично уже изложенных выше результатов выполненных исследований в области природной виброгеодинамики [1, 2]. Для соответствующей иллюстрации этого - ещё раз вернёмся к одному из фундаментальных положений физики. Оно утверждает, что движение всех составных частей Солнечной Системы лействительно указанному Кеплера: подчиняется закону $T^2/r^3 = 4\pi^2/gM$. И поскольку $a = \frac{F}{r} = \frac{v^2}{r} = gM/r^2$, отсюда $L = 2\pi r = aT^2/2\pi$ (2). Здесь T – период орбитального движения; r – радиус орбиты; М, m – массы взаимодействующих тел; v – скорость; a – центростремительное ускорение; L – длина орбиты. Для наглядности последующих рассуждений - немного изменим используемое соотношение (2). Представим его в более развёрнутом виде. Для этого примем следующие обозначения: $\mathbf{T} = \mathbf{T}' + \mathbf{\tau}$. Тогда $\mathbf{L}' = \frac{\mathbf{a} \mathbf{T}'^2}{2} + \mathbf{a} \mathbf{\tau} \mathbf{T}'$. Здесь мы покажем физический смысл тех самых уравнений волновой (резонансной) планетодинамики которые были представлены ранее в работах [1, 2]: $\mathbf{r} = \mathbf{\alpha}(\mathbf{k})\mathbf{T}^2 + \mathbf{\beta}(\mathbf{k})\mathbf{T}$ (3). Таким образом, постепенно становятся более очевидными следующие особенности – важные для более общего понимания виброгеодинамических процессов. Во-первых, это помогает отметить тождественность в соотношениях между построенными зависимостями – выведенными из седиментогенезов ВолгоУральской и Западно-Сибирской нефтегазоносных провинций (НГП) – с одной стороны, и теоретическими уравнениями плането-орбитальных движений – с другой стороны.

Рассмотрим дополнительные особенности этого виброгеодинамического уравнения. Сначала дадим промежуточное выражение для периода $\tau = T_0 / N$. Поскольку N – целое число, то видно, что τ представляют собой гармоники базового периода Т_п, которые и были эмпирически выявлены в базисах осадконакопления Волго-Уральской и Западно-Сибирской НГП. В которых проявляется звучание гармоник суперструны и их взаимодействия или резонансов, отображаемых геохронологической шкалой. И поскольку, как было сказано раньше, $N = 8 - \frac{k}{2}$, то видно, что **т** есть функция от k. Здесь «а» и «в» связаны между собой, показывая дополнительную – скрытую взаимосвязь между составными Так. $a = 2\pi\alpha = \pi\beta/\tau$. частями уравнения. И соответственно $\beta = 2\alpha \tau$. Число уровней подсистем « ℓ » тоже есть функция от «k», поскольку оно описывается выражением $\ell = 2k + 1$. Например, это позволяет очень точно описать закономерность расположения планет Солнечной системы в зависимости от их уровня в Солнечной системе, исходя из того что число уровней Солнечной Системы 2 * 8 + 1 = 17 или удвоенное значение по диаметру соответственно равно 34. Величина «а» также является функцией от k следующего вида: $\mathbf{a} = \mathbf{a}_n \Phi^k / \mathbf{N}_n$ Ф – это известное нам значение «золотого сечения». И в свою очередь через связь «а» и «в» – в также представляет собой функцию от k. И тогда становится наглядно видно, что r, T, t, как и **a**, **a**, **b**, **t** – квантуемые, прерывные, дискретные, резонансные функции. Таким образом, коэффициенты в уравнении виброгеодинамики являются функциями, более детально отображающими не явные особенности виброгеодинамических закономерностей. Оказывается, что в колебаниях базисов седиментации Волго-Уральской и Западно-Сибирской НГП отображаются периоды, которые представляет собой разные отдельные гармоники от базового периода Т₀ и знаменуют собой определённый уровень рассматриваемой Системы (Луна – Земля – Солнце – Солнечная Система... Галактика...). Всякому такому уровню соответствует своё конкретное значение волнового числа «k» (рис. 1, Б). Детальное изучение циклов, впервые выявленных в региональной седиментации – как р е з о н а н с -



Рис. 1. Модель раскрытия природы цикличности седиментогенеза (A) – как системы резонансов разного масштаба, происходящих в разные моменты геологического времени (в интервале от + 13 000 млн лет назад и до – 13 000 млн лет в будущем) и (Б) – схема пространственно-временного развития Галактической системы – в соответствии с виброгеодинамической природой закона «золотого сечения»: $\mathbf{r} = \alpha(\mathbf{k})\mathbf{T}^2 + \beta(\mathbf{k})\mathbf{T}$ [см. поясне-

ния - в тексте]

ных явлений – позволяет также вскрыть и их дополнительные особенности. Они не были известными ранее. Например, в виде вскрытой структуры – внутри интегральной картины разномасштабных астрогеологических взаимодействий.

В них впервые выявляется единый гармонический инвариант (рис. 1, А). Полученные результаты представляют собой дальнейшее развитие тех общих волновых уравнений и соответствующих аналитических моделей общего виброполя «ядро-кора», которые были принципиально рассмотрены в предыдущих работах по теории и практике виброгеодинамики [1, 2]. Единая виброгеодинамическая «расшифровка» Волго-Уральских и Западно-Сибирских седиментационных «отпечатков» фундаментальных астрофизических событий дала дополнительную возможность для выявления количественных разномасштабных «небесно-земных» связей. Это помогло успешно и более результативно продолжить дальнейшие уточнения в выполняемых модельных построениях. На их основе стало возможным по-новому учесть такой общеизвестный – фундаментальный факт Природы – как расширение Пространства. Седиментационное отображение этого астрофизического явления представляет собой впервые полученный и научно важный результат. Он позволил точнее описать – в виде единой моделирующей кривой – длительную в геологическом времени последовательность и динамику осадконакопления в пределах объединённого пространства Волго-Урала и Западной Сибири. Несмотря на все известные геологические различия Волго-Уральской и Западно-Сибирской НГП в колебаниях их седиментационных базисов оказывается постоянным набор их гармоник. Меняется только сдвиг их частот. Это происходит единым образом – для всех составляющих гармоник в общем процессе седиментогенеза в течение их развития (виброгеодинамические исследования производились на основе высоко кондиционных данных, взятых из работы В.И. Шпильмана, 1982). Удалось определить характерный интервал времени между всеми синфазными точками в геологическом развитии двух указанных НГП. Этот интервал определяется величиной Δt = 216 млн лет. Вот за такой период и формируется вычисленная разница между «смежными во времени» частотами в развитии НГП. Тогда при сопоставлении двух различных исследуемых провинций можно записать для каждого периода из пятёрки параметров – соответствующие периоды обеих НГП: $T_1 = T_0 e^{-qt I}$. $\mathbf{T}_2 = \mathbf{T}_0 e^{-qt^2}$. $\mathbf{T}_1 / \mathbf{T}_2 = e^{-q(t1-t^2)}$. $\Delta t = t1 - t2$. Величины периодов и частот взаимосвязаны $T_1/T_2 = \omega_2/\omega_1$. Эти величины вычислены из модельной косинусоиды для двух НГП. Далее вычисляем значение скорости расширении пространства $\mathbf{q} = \ln \left[\left(\frac{\omega_z}{\omega_z} \right) \right] / \Delta t$. Её величина оказа-

лась близка к известным астрофизическим оценкам. Сравним значение полученной исходя из этого значения величины постоянной Хаббла $H = \frac{q}{2} = 65.4$ км/с/Мпк, с известными современными оценками. Например, спутниковые измерения анизотропии реликтового излучения дают значение **H** =71,0 \pm 2,5 км/с/Мпк (*WMAP Collaboration, 2012 г.*), и 67,4±1,4 км\с\Мпк (Planck Collaboration, 2013 г.). Зная q мы теперь можем вычислить и моменты времени, в которые прозвучала каждая гармоника в определенные этапы геологического развития каждой из НГП. Тогда мы можем вычислить времена – в которые наступают резонансы: $t_{m} = \left[\ln(p = 1/m)\right]/q$. На этих данных основано построение важного итогового графика (рис. 1, А). Он показывает как взаимосвязаны между собой два параметра: значения «резонансных» моментов времени (вдоль его общего течения) - ось «Х» и величины отдельных интервалов времени (его отдельные отрезки) между моментами соседних резонансов – ось «У»). Этот график моделирует общий фон в последовательности тех событий, составной частью которых являются изучаемые седиментационные процессы.

Он соответствует соотношениям между основными подразделениями геохронологической шкалы. Последовательный повтор во времени множественного набора из таких «инвариантных блоков» этого графика - описывает развитие рассматриваемых геологических процессов. Они в таком визуальном описании наглядно проявляют свой повторяющийся фрактальный характер. Амплитуда внутренних составляющих такого фрактального инварианта – различна. Одни из них малы, а другие имеют очень большую величину. Последние соответствуют крупным подразделениям геохронологической шкалы, а первые – мелким её единицам. Эта модель была сопоставлена с известными особенностями геологической истории. Получено высокое совпадение – между модельным описанием конкретных седиментаций двух НГП - с одной стороны, и последовательностью фактов в общепланетарной геологической истории с другой. Например, сравнение вычисленных времён резонансов t_n с данными международной комиссии по стратиграфии (ICS) в рамках фанерозоя (рис. 2) даёт их очень высокую корреляционную сопоставимость (средний процент отклонений – около 0.1%). При этом сами значения t_p укладываются в диапазон погрешности определения данных, указанных в данных ICS.



Рис. 2. Сравнение расчётных данных с данными Международной комиссии по стратиграфии (ICS) в пределах фанерозоя – в интервале времени более 500 млн лет

Литература

1. Андреев Г.П., Микляев М.И., Дорофеев И.И. Вигеника. Волновая планетодинамика и вигеника – новые предпосылки для развития динамической парадигмы недропользования – наследование подходов Н.Тесла. Новые виброгеодинамические закономерности М.: ОнтоПринт, 2015. 210 с.

2. Андреев Г.П., Микляев М.И., Дорофеев И.И. Вигеника. Волновая планетодинамика и вигеника – новые предпосылки для развития динамической парадигмы недропользования – наследование подходов Н.Тесла. Виброгеодинамика призабойных зон. М.: ОнтоПринт, 2015. 222 с.

А.В. Артамонов¹

Влияние разломообразования на формирование внутриплитных тектоно-магматических структур

В рамках доминирующей в настоящее время геодинамической концепции основные тектонические и магматические процессы должны происходить на границах литосферных плит. Однако за время прошедшее после формулирования ее основных положений стало очевидно, что проявления внутриплитной тектоники и магматизма по своему распространению и масштабу занимают весьма существенное место в строении земной коры. Наиболее наглядно это проявляется в широком развитии в океанах и на континентах так называемых Больших Магматических Провинций (или LIPs). Множество фактов указывают на существенное влияние масштабных проявлений подобного внутриплитного магматизма не только на тектонические процессы, но также на климат и эволюцию биосферы на отдельных этапах развития Земли.

Наиболее распространенные сегодня представления о внутриплитных тектоно-магматических процессах основаны на предположении о существовании долгоживущих потоков глубинного вещества (мантийных плюмов), поднимающихся сквозь толщу мантии от ее нижней границы до земной поверхности. В рамках этой гипотезы, зарождение, движение и выход на поверхность вещества мантийного плюма представляет собой автономный процесс, никак не связанный ни с составом, ни со структурой коры и верхней мантии. Однако особенности геологи-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

ческого строения и наблюдаемые закономерности в расположении и простирании множества внутриплитных тектоно-магматических структур указывают на существенное влияние тектонических процессов в коре и верхней мантии на их образование. Особенно ярко это иллюстрируют локализация и строение различных внутриплитных поднятий (плато, хребтов, цепей вулканических подводных гор и островов) на океанском дне.

Расположение большинства подобных структур в Атлантическом океане (Китовый хребет, поднятие Риу-Гранде, Камерунская вулканическая линия, хребет Витория-Тринидади, острова Зеленого мыса, Канарские острова, горы Новой Англии и др.) выглядит регулярно упорядоченным. При этом условие закономерного изменения возраста вулканизма вдоль простирания структуры, постулируемое гипотезой «горячих точек», выполняется далеко не везде. В отдельных случаях (например, Китовый хребет, Камерунская линия) факты указывают на пространственную сопряженность и возможную генетическую связь линейных внутриплитных подводных и континентальных тектономагматических структур. Приводятся также доводы об их связи с глобальными структурными линеаментами земной коры [1, 2].

Связь вулканизма, формирующего крупные внутриплитные поднятия, с разломными зонами на океанической коре, хорошо иллюстрирует расположение крупных подводных хребтов в Индийском океане. На карте рельефа океанского дна отчетливо видно, что Восточно-Индийский хребет входит в систему протяженных меридиональных разломов, расположенных как к востоку, так и к западу от него. А в западной части Индийского океана параллельно ему расположен обладающий близким строением Мальдивский хребет.

Данные спутниковой альтиметрии и батиметрические исследования указывают на сопряженность отдельных линейных внутриплитных поднятий с крупными трогами и разломными зонами Тихого океана. Наиболее ярким примером этого может служить цепь подводных гор Луисвилль и трансформный разлом Элтанин. Регулярность в расположении и близкие азимуты простирания характерны для ряда цепей подводных гор (хребет Лайн, цепи подводных гор Вентворс и Музыкантов, хребет Лилиуокалани, Маршалловы острова, вулканические цепи Французкой Полинезии и др.). Для многих из них не выявлено закономерного изменения возраста вулканизма вдоль простирания структуры [3 и др.]. Наблюдаются также несоответствия в положении структур с расчетной траекторией движения плиты. В целом на тихоокеанском дне выявляется вполне закономерная ортогональная сеть структурных «мегатрендов», в которую входят как внутриплитные поднятия, так и крупные троги и трансформные разломы [3].

Не только закономерности в локализации внутриплитных океанических поднятий, но и их морфология указывает на то, что формирование данных структур протекало в пределах тектонически активных зон. Многие из поднятий, расположенные в разных частях Мирового океана и сформированные в разное время, обладают сложным расчлененным глыбовым рельефом. Для них характерны крутые уступы внешней границы, наличие глубоких трогов, делящих их на сегменты, которые на несколько километров подняты над абиссалью. Примерами могут служить поднятия Шатского, Хесса и Риу-Гранди, плато Кергелен и Манихики. Обращает на себя внимание близость строения крупнейших (т.н. асейсмичных) хребтов – Восточно-Индийского и Мальдивского. Это глыбовые эскарпообразные структуры, у которых выявлено наличие желобов вдоль крутых восточных склонов и значительная раздробленность рельефа разно ориентированными разломами. Близкой морфологией обладает и Китовый хребет в Южной Атлантике [1].

Накапливающиеся противоречия между наблюдаемыми фактами и постулатами гипотезы о мантийных плюмах (основной на сегодня концепции внутриплитного магматизма) заставляют усомниться в универсальности этой модели. Представления о связи внутриплитного вулканизма с разломными зонами, приводящей в результате к образованию крупных тектоно-магматических структур, остаются основной альтернативой концепции мантийных плюмов. Вопрос о причинах образования разломных зон в земной коре вне границ плит, способных провоцировать вулканизм остается открытым. Механизмы подобного разломообразования предлагаются различные [4–6 и др.]. Теоретически представления о возможной ведущей роли тектонических и геодинамических факторов на развитие внутриплитных магматических процессов также выглядят вполне обоснованными.

Известно, что Земля представляет собой систему геосфер разной мощности, с более или менее четкими геофизическими границами. Анализ геофизических и экспериментальных данных позволяет оценивать минералогический состав, плотность, температуру, давление и другие физические параметры вещества, слагающего глубинные геосферы Земли [7]. На разных глубинных уровнях оно обладает различными характеристиками этих параметров, а внешнее ядро кроме того находится в расплавленном состоянии. Более того, предполагается некий «дрейф» внутреннего ядра [8]. Логично предположить, что при вращении планеты с такой внутренней структурой неизбежно будут возникать напряжения, которые во внешних хрупких оболочках способны реализовываться в виде тектонических разломов, разного масштаба. В этом случае вполне вероятны определенные регулярные закономерности в их расположении. Нельзя не учитывать и возможное влияние Луны на тектонические процессы на планете [9].

Анализ положения и ориентации разломов и других линейных структур, выраженных в рельефе материков и океанов, привел к выявлению 4 главных закономерно ориентированных систем линейных структур субширотного, субмеридионального и диагонального СВ и ЮВ простираний, образующих так называемую «систему планетарной трещиноватости» [10, 11]. Внутриплитные структуры хорошо вписываются в эту систему.

В свою очередь, представляется очевидным, что при определенных условиях разломная тектоника может стать причиной магматизма. Для начала процесса плавления вещества необходимо наличие, по крайней мере, одного из трех факторов: повышения температуры, сброса давления или присутствия флюидной фазы определенного состава. Очевидно, что образование глубинного разлома способно спровоцировать декомпрессионное плавление мантийного субстрата. Логично предположить локализацию в этих тектонически активных областях глубинных флюидных потоков. Присутствие таких высокотемпературных флюидов способно значительно повлиять на процессы плавления, как в виде прямого повышения температуры, так и в виде насыщения верхних уровней мантии и коры флюидной фазой, снижая, при этом, температуру плавления вещества и приводя к большим объемам выплавок.

Таким образом, многие факты указывают на то, что помимо движения литосферных плит и предполагаемого подъема из глубин планеты вещества мантийных плюмов за возникновение внутриплитных тектоно-магматических структур могут быть ответственны и иные процессы, способные привести к деструкции и плавлению коры и верхней мантии. Среди таких процессов наиболее вероятными представляются ротация Земли и ее дегазация.

Литература

1. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океана. М.: Недра, 1987. 239 с.

2. Ломакин И.Э., Иванов В.Е., Кочелаб В.В. Линеаменты дна океанов и сквозные структуры // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2011. № 4. С. 30–46.

3. *Smoot N.C.* Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific Ocean Basin: a case of the Mid-Pacific mountains // Geomorphology. 1999. Vol. 30. P. 323–356.

4. *Turcotte D.L., Oxburgh E.R.* Mid-plate tectonics // Nature. 1973. Vol. 244. P. 337–339.

5. Седов А.П., Матвеенков В.В., Волокитина Л.П., Рашидов В.А., Казакевич Г.И., Лукьянов С.В. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2004. № 5. С. 24–44.

6. Уткин В.П., Ханчук Е.В., Михайлик Е.В., Хериберг Л.Б. Структурнодинамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2006. Т. 25. № 2. С. 3–14.

7. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.

8. Goncharov M.A., Raznitsin Yu.N., Barkin Yu.V. Specific features of deformation of the continental and oceanic lithesphere as result of the Earth core northern drift // Geodynamics & Tectonophysics. 2012. Vol. 3. № 1. P. 27–54.

9. Авсюк Ю.Н. Роль внешнего воздействия в нелинейной геодинамике // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 145–150.

10. Долицкий А.В. Образование и перестройка тектонических структур. М.: Недра, 1985. 219 с.

11. Анохин В.М. О закономерностях ориентации линейных структур дна океанов // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 5. М.: ГЕОС, 2009. С. 4–8.

<u>Е.В. Артюшков¹</u>, П.А. Чехович^{1, 2}

Ретроградный метаморфизм в докембрийской коре и его роль в плиоцен-четвертичных поднятиях

В неогене примерно на 90% площади континентов произошло резкое ускорение восходящих движений земной коры [1 и др.]. Основной импульс поднятий, образовавший большинство современных положительных форм рельефа, проявился в плиоцен-четвертичное время. В поднятия были вовлечены не только складчатые пояса альпийского возраста, но и более древние структуры, сжатие коры в которых давно закончилось. В их числе – докембрийские кратоны, покрывающие в сумме около 70% площади континентов. Величина поднятий изменяется на них от 100–200 м (как на большей части Восточно-Европейской платформы)

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

² Музей землеведения МГУ имени М.В. Ломоносова.

до 1000–1500 м и более, как на Сибирской платформе, на Алданском и Бразильском щитах, а также на юге и на востоке Африканского континента [2, 3].

Для объяснения вертикальных движений коры используются разные механизмы. Часто рассматриваются смещения кровли астеносферы течениями в мантии, обусловленными дрейфом плит и плотностными неоднородностями, расположенными в данном слое и определенными по данным сейсмической томографии (см. обзор в [4]). Рассчитанная таким образом динамическая топография не обнаруживает, однако, заметной корреляции с новейшими вертикальными смещениями коры. Так, в большинстве моделей для Северо-Восточной Азии существует обширная депрессия динамической топографии глубиной около километра, а на основной части площади Африки смещения коры очень невелики. В действительности в плиоцен-четвертичное время в обеих областях произошли крупные поднятия коры с амплитудами до километра и более [2, 3].

Новейшие поднятия коры можно было бы попытаться связать с подходом к подошве литосферы мантийных плюмов. В современную эпоху крупные плюмы локализуются под континентами только в отдельных областях [5], в то время как новейшие поднятия произошли на основной части их площади. Так, за последние несколько миллионов лет Восточно-Сибирский кратон с корой архейского и раннедокембрийского возраста испытал поднятия от нескольких сотен метров до километра и более [2]. Мощный плюмовый магматизм завершился в его пределах 250 млн лет назад. Литосфера Восточной Сибири имеет высокую мощность 200-250 км [6], и мантийный плюм под ней не выделяется. Под Африкой, где на подавляющей части площади распространена кора докембрийского возраста, существует только один суперплюм – Афарско-Эфиопский. Под ней расположены также несколько небольших плюмов, в частности, Хоггар и Тибести. В сумме мантийные плюмы занимают лишь небольшую часть площади континента. Тем не менее, в новейшую эпоху на преобладающей части его площади произошли поднятия на величину от 100-200 м до 1.0-1.5 км и более.

Для объяснения новейших поднятий коры, не сопровождавшихся ее сильным сжатием, нами были предложены два механизма [7, 8]. Первый – это конвективное замещение астеносферой более плотной мантийной литосферы, испытавшей сильное размягчение при поступлении в нее флюидов из мантии. Второй механизм – разуплотнение пород в земной коре вследствие ретроградного метаморфизма (диафтореза) с образованием водных минералов при поступлении в кору мантийных флюидов. Во многих фанерозойских складчатых поясах, судя по подходу кровли астеносферы близко к коре [9], первый из упомянутых механизмов вносит заметный вклад в поднятия. Слабо деплетированная фанерозойская мантийная литосфера имеет высокую плотность [6], что обеспечивает возможность ее замещения астеносферой. Новейшие поднятия фанерозойской коры часто ограничены крутыми склонами высотой от нескольких сотен метров до нескольких километров [2, 3, 8]. Их образование указывает на разуплотнение пород в областях, ограниченных склонами, на глубинах, сравнимых с шириной склонов, т.е. в пределах земной коры. Таким образом, в поднятия фанерозойской коры вносят вклад оба механизма. Благодаря этому амплитуда поднятий достигает там 4–5 км, как на Тибетском и на Андийском плато, на Памире и на Тянь-Шане.

Сильная латеральная неоднородность новейших поднятий наблюдается и на коре докембрийского возраста [2, 3]. Некоторые характерные примеры представлены в работах [7, 8]. Значительные неоднородности поднятий наблюдаются не только в областях с интенсивной тектоникой, но и в областях, считающихся спокойными, например, на раннедокембрийской Восточно-Европейской платформе. Так, на Средне-Русской возвышенности сильно неоднородные на площади новейшие поднятия достигают 200–250 м, а на Приволжской возвышенности имеется большое количество флексур высотой до нескольких сотен метров и шириной в десятки километров.

Как и для фанерозойских складчатых поясов, наличие многочисленных латеральных неоднородностей новейших поднятий указывает на широкое проявление под докембрийскими кратонами разуплотнения пород земной коры вследствие ретроградного метаморфизма. Амплитуда поднятий в этих областях существенно меньше поднятий на фанерозойской коре. В Восточной Сибири, на кратонах Бразильском, Конго и Каапваль, а также во многих других структурах, она достигает лишь 1000–1500 м [2, 3]. В большинстве областей сильно деплетированная докембрийская мантийная литосфера имеет пониженную плотность и может быть замещена лишь очень сильно нагретыми плюмами [6].

Под некоторыми кратонами, например, под кратонами Слэйв и Каапваль, нижняя часть мантийной литосферы более железистая и более плотная, чем ее верхняя часть [7, 10 и др.]. Это может быть связано с метасоматозом при инфильтрации из астеносферы железосодержащих флюидов. В таких областях становится возможным замещение астеносферой тяжелой нижней части мощной мантийной литосферы. Нельзя, в принципе, исключить, что с этим явлением были связаны новейшие



Рис. 1. Мощность ∆*d* нижнего слоя тяжелой мантийной литосферы, который должен быть замещен астеносферой для обеспечения поднятия поверхности коры на величину *ζ*. Справа от кривых указана современная мощность литосферного слоя.



Рис. 2. Перепад температуры на подошве литосферы, который должен возникнуть после разрушения слоя толщиной Δ*d* в ее нижней части, чтобы обеспечить поднятие поверхности коры на величину *ζ*. Справа от кривых указана современная мощность литосферного слоя.

поднятия и некоторых докембрийских кратонов. В таком случае можно рассчитать, какова должна быть мощность Δd слоя, замещенного астеносферой в нижней части мантийной литосферы, чтобы обеспечить новейшие поднятия, наблюдаемые на поверхности (рис. 1).

Как следует из этого расчета, величина Δd оказывается весьма значительной уже для сравнительно небольших значений ζ . Для поднятий $\zeta = 100-200$ м, типичных для Восточно-Европейской платформы [2] с мощностью литосферы d = 250 км [6], $\Delta d = 38-56$ км. Поднятие $\zeta = 1200$ м на кратоне Каапваль [8] потребовало бы замещения нижнего слоя мантийной литосферы мощностью $\Delta d = 145$ км, сравнимой с современной мощностью литосферы d = 150 км [6].

Быстрый подъем горячей астеносферы к новообразованной подошве утоненной литосферы должен приводить к появлению на этой границе перепада температуры ΔT (рис. 2) и, как следствие, скачка скорости поперечных волн $\Delta V_{\rm S}$. Однако, на подошве докембрийских кратонов этого не наблюдается, и величина $\Delta V_{\rm S}$ не превышает 1–2% [6].

Литература

1. Summerfield M.A. Geomorphology and global tectonics. Wiley, 2000. 386 p.

2. Неотектоническая карта мира. Масштаб 1:15 000 000 / Ред. Н.И. Николаев, Ю.Я. Кузнецов, А.А. Неймарк. М., МИНГЕО СССР, Мин. высш. и средн. спец. образ. СССР, 1981.

3. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. Масштаб 1:5 000 000 / Гл. ред. А.Ф. Грачев. М.: Министерство природных ресурсов России, Российская Академия наук, М., 1997.

4. *Flament N., Gurnis M., Müller R.D.* A review of observations and models of dynamic topography // Lithosphere. 2013. Vol. 5. N 2. P. 189–210. doi: 10.1130/L245.1

5. Superplumes: beyond plate tectonics / D.A. Yuen, S. Maruyama, S.-I. Karato, B.F. Windley. Dordrecht, Springer, 2007. 569 p.

6. *Artemieva I.M.* The lithosphere. An interdisciplinary approach. Cambridge University Press, 2011, 773 p.

7. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 738–760.

8. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Новейшие поднятия на раннедокембрийских кратонах вследствие метаморфизма с разуплотнением пород в земной коре // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 5. С. 567–571.

9. *Koulakov I*. High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. B04301, doi:10.1029/2010JB007938.

10. *O* Reily S.Y., Griffin W.L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // Tectonophysics. 2006. Vol. 416. P. 289–309.

Системное сейсмотектоническое взаимодействие горизонтов литосферы Восточной Сибири и Дальнего Востока

Южная периферия Восточно-Сибирской платформы и регионы Северо-Западной Пацифики являются областями наиболее интенсивного развития сейсмотектонических процессов на территории России. В их составе представлены несколько основных тектонических мегаструктур: Байкальская рифтовая система (БРС); Олекмо-Становая зона разломов (ОСЗ), соединяющая БРС с Западно-Тихоокеанской континентальной окраиной; Курило-Камчатская островная дуга и о-в Сахалин аккреционный террейн, в южной части которого расположена зона мантийных очагов землетрясений.

БРС возникла на месте Саяно-Байкальского сводового поднятия в южной краевой части Восточно-Сибирской платформы в результате активных тектонических процессов, которые начались в эоцене олигоцене и продолжаются поныне. Главная впадина БРС, а также ее западные, восточные и юго-восточные высокие горные хребты расположены над прочной и довольно мощной литосферой окраины Сибирской платформы. Современное развитие сейсмического Саяно-Байкальского пояса происходит в условиях СЗ-ЮВ растяжения и сопровождается сейсмогенными подвижками по разломам сложной кинематики с преобладающей сбросо-сдвиговой компонентой [3]. ОСЗ расположена на территории Алдано-Станового региона и представляет собой зону многочисленных сейсмоактивных сдвигов СЗ и СВ простирания. Формирование этих мегаструктур связывают с единым процессом сжатия и поворота Амурской микроплиты по часовой стрелке, в связи с которым к северо-западу от Амурской микроплиты, в пределах БРС, реализуется обстановка растяжения и сдвига, а к юго-востоку, в пределах ОСЗ, обстановка сжатия и сдвига [1].

Сейсмоактивные структуры Курило-Камчатской островной дуги сформировались в процессе субдукции Тихоокеанской литосферной плиты под Евроазиатскую. Связанные с этим процессом сейсмопроявления рассредоточены в широком диапазоне глубин, формируя сейсмофокальную зону с отчетливым максимумом количества очагов на уровне нижней коры. Сейсмическая активность о-ва Сахалин на уровне коры связана с зонами продольных разломов субмеридионального про-

¹ Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия.

² Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева (ИГЭ РАН), Москва, Россия.

стирания (взбросы, сбросы), отделяющих хребты и межгорные впадины, и поперечных, трансорогенных разломов северо-западного (левые сдвиги) и северо-восточного (правые сдвиги) простирания. Глубокие землетрясения Сахалина, по-видимому, связаны с продолжающейся на запад Курило-Камчатской сейсмофокальной зоной [2].

Несмотря на весьма существенные различия структурного плана, кинематических характеристик активных разломов, пространственной локализации очагов землетрясений и особенностей геодинамического развития, сравнительный анализ временных вариаций сейсмичности главных мегаструктур Дальнего Востока и Восточной Сибири позволяет обнаружить в современном сейсмотектоническом развитии этих регионов признаки системного единства.

С тем, чтобы оценить временные тенденции в изменении сейсмичности, на основе каталога USGS сформированы выборки сейсмических событий с М от 4 за период с 1973 по 2014 г. для БРС, ОСЗ, Камчатки, Курильских о-вов и о-ва Сахалин [4]. По данным выборок построены временные ряды пятилетних и годичных сумм землетрясений, а также вариации пятилетних сумм землетрясений со скользящим осреднением и сдвигом в один год.



Рис. 1. Вариации пятилетних сумм землетрясений с М от 4 для БРС, ОСЗ, о-ва Сахалин, Курильских о-вов (ось справа) в период с 1973 по 2014 гг. на уровне верхней коры

Подобные временные ряды построены как для регионов в целом, так и для отдельных наиболее сейсмоактивных горизонтов. Сопоставление временных рядов позволило выявить регионы с синхронным или близким изменением сейсмичности, а также уровни литосферы, вариации сейсмичности в пределах которых дают основание предполагать единое управляющее начало. Выяснилось, что распределение сейсмических событий во времени не равномерно. Отмечаются как периоды относительных затиший, так и периоды пиковой активизации, которые способны синхронизироваться. Наличие синхронных всплесков для определенных регионов и уровней литосферы свидетельствует, что вариации сейсмичности являются не хаотичными автоколебаниями – они являют собой отчетливый «пульс» современных геотектонических процессов.

Наиболее впечатляющим оказалось сопоставление временных рядов пятилетних сумм (таблица 1, рис. 1, 2). Выяснилось, что при данном масштабе осреднения одновременная активизация и затухание активно-

	БРС 10.15 км	Камчатка	Курилы 10.15 км	Курилы 30.35 км	OC3	OC3 30-35	Сахалин	Сахалин
БРС		50-55 KM	10-15 KM	50-55 KM	10-13 KM	KM	10-13 KM	50-55 KM
10-15 км		-0,05	0,55	-0,20	0,93	0,26	0,97	-0,03
Камчатка 30-35 км	-0,05		-0,22	0,96	-0,11	0,49	0,08	0,98
Курилы 10-15 км	0,55	-0,22		-0,21	0,78	-0,29	0,66	-0,18
Курилы 30-35 км	-0,20	0,96	-0,21		-0,21	0,49	-0,07	0,95
ОСЗ 10-15 км	0,93	-0,11	0,78	-0,21		0,00	0,95	-0,05
ОСЗ 30-35 км	0,26	0,49	-0,29	0,49	0,00		0,17	0,43
Сахалин 10-15 км	0,97	0,08	0,66	-0,07	0,95	0,17		0,10
Сахалин 30-35 км	-0,03	0,98	-0,18	0,95	-0,05	0,43	0,10	

Таблица 1. Коэффициенты корреляции временных рядов 5-летних сумм землетрясений с М от 4 для периода с 1973 по 2014 гг.



Рис. 2. Вариации пятилетних сумм землетрясений с М от 4 для о-ва Сахалин (ось слева), п-ова Камчатка, Курильских о-вов в период с 1973 по 2014 гг. на уровне нижней коры

сти землетрясений наблюдается в период с 1998 по 2007 гг. для БРС, ОСЗ, Сахалина и Курил на уровне верхней коры (см. рис. 1). Для нижней коры такая активизация начинается несколько раньше, с 1993 и завершается в 2002 г., одновременно для Сахалина, Камчатки и Курильских островов (см. рис. 2). Выявленная синхронность сейсмических вариаций свидетельствует о наличии геодинамических процессов, управляющих развитием этих крупных сейсмоактивных объемов литосферы, и проявляющих себя в синхронных вариациях как на уровне регионов в целом, так и на уровне отдельных сейсмоактивных горизонтов.

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Олекмо-Становой сейсмической зоны (Южная Якутия) // Литосфера. 2005. № 2. С. 21–40.

2. Сапрыгин С.М. Горизонтальные движения и граница плит на Сахалине и Хоккайдо // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 538–541. 3. Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б. Сейсмичность юга Сибирской платформы: пространственно-временная характеристика и генезис // Физика Земли. 2007. № 9. С. 18–30.

4. Earthquake Data Base USGS http://earthquake.usgs.gov

Д.А. Астафьев¹

Уточнения основных положений концепции геодинамики Земли

Результаты комплексного анализа данных сейсмотомографии, космической геодезии (GPS-ГЛОНАСС съемок), глубинного сейсмического зондирования, сверхглубокого бурения, генерализованные карты геологического и тектонического районирования земной коры, материалы по строению рифтов, осадочных бассейнов и орогенов позволили сделать важные уточнения и дополнения, касающиеся основных положений ныне господствующей концепции тектоники литосферных плит [6, 7], и преобразовать её в концепцию геодинамики коромантийных секторов Земли. Это стало возможным на основе важнейших открытий в области наук о Земле, в числе которых следующие.

1. Установление столбчатой (радиальной, субрадиальной) структуры земной коромантийной оболочки в целом на фоне ранее доказанного оболочечного строения литосферы и мантии. Наиболее контрастно столбчатые структуры в мантии вплоть до её нижней границы на разделе с внешним ядром Земли проявляются на сейсмотомографических разрезах активных окраин континентов, орогенов, рифтов, под осадочными бассейнами (см. рисунки в [2, 8]), например, от области субдукции Малых Антил через Карибскую коромантийную плиту и Центральноамериканский пояс субдукции плиты Кокос. Столбчатое строение коромантийной оболочки Земли для континентов и их окраин хорошо отражено на картах срезов на разных глубинах в мантии [8]. Вместе с тем для океанических коромантийных секторов столбчатость не проявляется, но фиксируются аномалии, связанные с горячими точками, например, Гавайской. Сквозная столбчатость, глобальная и планетарная согласованность общегеодинамического процесса на Земле свидетель-

¹ ООО «Газпром ВНИИГАЗ», Московская область, Россия.

ствуют об охвате тектоносферой и геодинамикой всего объема коромантийной оболочки, а также, по меньшей мере, внешнего жидкого ядра. Учитывая тот факт, что и внутреннее твердое ядро под влиянием Луны, Солнца и других планет участвует в сложном, вероятно, эксцентричном и колебательном движении внутри жидкого ядра, то можно уверенно считать, что в согласованной геодинамике Земли задействован весь её объём, а не только литосфера и верхняя мантия.

2. Наличие группировок коромантийных секторов (а не обособленных литосферных плит), движущихся по слою D^{//} и/или внешним слоям жидкого ядра, стягиваемых и удерживаемых областями и поясами субдукции-дайвинга, которые, с учетом ограничивающих их поясов апвеллинга-спрединга, представляют собой земные конвективные ячейки Бенара д-типа. После распада Пангеи Вегенера на Земле существуют три группировки коромантийных секторов: Африкано-Евразиатско-Австрало-Западно-Тихоокеанская, Американо-Гренландская и обособленная Антарктическая [4]. В группировках коромантийных секторов отдельные коромантийные сектора, ранее выделяемые в качестве литосферных плит, движутся в направлениях к современным поясам и областям субдукции-дайвинга и орогенеза – Кордильера-Карибско-Андийскому и Евразиатско-Гималайско-Альпийскому. Такому движению коромантийных секторов и в целом работе конвективных ячей в коромантийной оболочке Земли, вероятно, способствует рельеф поверхности внешнего ядра. Так, пояса и области субдукции-дайвинга расположены над прогнутыми на 4-5 км областями поверхности внешнего ядра в сравнении с усредненной его поверхностью, тогда как пояса апвеллинга-спрединга расположены над приподнятыми на 4-6 км областями этой же поверхности, инициируя медленное, но верное гравитационное сползание коромантийных секторов от поясов апвеллинга-спрединга к поясам субдукции-дайвинга.

3. Дайвинг-субдукционные пояса и области обеспечивают внутри группировок глобальную, а между группировками – общепланерарную геодинамику Земли, формирование рифтовых систем, осадочных бассейнов, орогенов и распад суперконтинентов [3]. Так мощные дайвингдеструктивные процессы на противоположных окраинах Пангеи Вегенера в позднеюрское время вызвали её распад с существенным сокращением площади Палеотихого океана и раскрытием новых Атлантического, Индийского, а в палеоген-четвертичное время – Северного Ледовитого океанов [3]. Этот процесс в виде разворота в объёме планеты – Африкано-Евразийско-Австрало-Западно-Тихоокеанской группировки коромантийных секторов, с одной стороны, и Американо-Гренландской, с другой стороны, при обособлении Антарктического коромантийного сектора в перспективе 200–300 млн лет приведет к образованию нового суперконтинента (очередной пангеи) и единого суперокеана.

4. В период существования Пангеи Вегенера на Земле функционировала одна общая конвективная ячейка с доминирующим дайвинг-деструктивным поясом Палеотетис (теперь Альпийско-Гималайский складчато-надвиговый пояс с Южно-Каспийской, Черноморо-Средиземноморской и Карибской геосинклинальными областями), удерживающая все известные на сегодня континентальные коромантийные сектора. Активизация Кордильеро-Андийского и Восточно-Евразийско-Австралийского дайвинг-деструктивных поясов привела к распаду Пангеи Вегенера. При этом раскрываются Атлантический, Индийский и Северно-Ледовитый океаны, и напротив, сокращается площадь Тихого океана [3, 5], коромантийные оболочки которого ускоренно подвергаются деструкции в указанных дайвинг-деструктивных поясах, а их коромантийное вещество в процессе конвекции через обменные процессы в слое D''и внешних слоях жидкого ядра поступает на постоянно действующую подпитку апвеллинга в срединно-океанических рифтах. В процессе апвеллинга наращиваются новые возрастные слои океанических коромантийных оболочек на всю их толщину – 2900 км. С учетом возраста Земли и полной замены океанических коромантийных секторов примерно за 150 млн лет смена их в связи с конвективным процессом происходила около 30 раз.

5. Наличие планетарной магмофлюидодинамической системы, включающей слой D'' с внешними слоями жидкого ядра, а также субрадиальные магматические каналы поясов и областей дайвинга–субдукции, апвеллинга–спрединга, а также под континентальными рифтами, осадочными бассейнами и орогенами [1], стимулирующей устойчивый конвективный процесс коромантийного вещества, дегазацию и эффективный отвод эндогенной энергии. В геодинамическом механизме Земли первичны дайвинг-субдукционные структуры, следствием которых являются области апвеллинга–спрединга под океаническими рифтами. Об этом свидетельствуют участки поясов субдукции, где дайвинг-субдукционный процесс разрушает и поглощает участки апвеллинга–спрединга, например, в районе микроплиты Хуан-де-Фука, Калифорнии, Андийской окраины.

6. С позиции геодинамики коромантийных секторов континентальные рифты и рифтовые системы формируются в результате деструкции коромантийной оболочки Земли на радиальные и субрадиальные столбчатые тела, которые под действием восходящего магматизма и гравитации неравномерно погружаются на область термоплюма в слое D^{//}. В дальнейшем формируется надрифтовая депрессия, заполненная осадочными породами. Процесс деструкции может повторяться и сопровождаться эпохами сжатия, частичной аккреции и денудации осадочного чехла и нижележащих слоев литосферы. Область деструкции коромантийной оболочки, рифтогенеза и бассейногенеза на определенном этапе завершается региональным и динамометаморфизмом, сжатием, вертикальным и латеральным выжиманием пород не только осадочного чехла, но, зачастую, переходного комплекса и фундамента. Так формируются орогены.

7. Изучение регионального и глубинного строения сотен нефтегазоносных бассейнов (НГБ), и орогенов России, а также других стран, океанических и континентальных рифтовых систем позволило сделать вывод о несомненной взаимосвязи процессов зарождения и развития глубинных структур бассейно- и нафтидогенеза не только с внутрилитосферными процессами, но и с более глубинными процессами в коромантийной оболочке в целом как на региональном, глобальном, так и на планетарном уровнях [1, 2]. Поэтому осадочные и НГБ в глобальном масштабе представляют собой области дайвинг-рифтогенной деструкции (в разрезе – это каналы магматизма и дегазации) со стобчатой структурой на значительную или даже всю толщину коромантийной оболочки [8]. На поверхности Земли такие каналы завершаются рифтовыми системами с надрифтовыми депрессиями, куда поступает водород. Здесь же, преимущественно в органическом веществе, сконцентрирован углерод. Для земных условий, в отличие от всех других планет и спутников Солнечной системы, именно в осадочных бассейнах, где имеются природные резервуары и флюидоупоры, благоприятные термобарические условия и петрофизические характеристики пород, формируются месторождения углеводородов промышленного значения.

8. В результате проведенных исследований переосмыслена сама концепция тектоники литосферных плит – она преобразована в более общую концепцию геодинамики коромантийных секторов. Концепция геодинамики коромантийных секторов наилучшим образом объясняет взаимосвязь локальных, региональных геодинамических процессов и образований в литосфере с глубинным строением, глобальной и планетарной геодинамикой Земли. Предлагаемая концепция может являться современной основой для решения важнейших теоретических и практических проблем геологии, таких как прогноз сильных землетрясений, уточнения карт геологического содержания, палинспастических реконструкций и сопутствующих профильных разрезов, объяснения генезиса металлогенических и нефтегазоносных провинций, прогноза и количественной оценки ресурсов полезных ископаемых.

Литература

1. Астафьев Д.А. Новые представления о глубинном строении осадочных бассейнов и перспективы открытия уникальных и крупных месторождений углеводородов // Вести газовой науки: Проблемы ресурсного обеспечения газодобывающих районов России до 2030 г. М.: Газпром ВНИИ-ГАЗ, 2013. № 5 (16). С. 15–31.

2. Астафьев Д.А. Современные тенденции в решении фундаментальных проблем бассейногенеза и нефтегазоносности // ROGTEC. Российские нефтегазовые технологии. http://issuu.com/rogtecmagazine/docs/issue32_lowres. 2013. С. 24–43.

3. Астафьев Д.А. Глубинная структура и роль в планетарной геодинамике Земли поясов и областей субдукции // Материалы XLVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. С. 19–24.

4. Астафьев Д.А. Группировки коромантийных плит в современной геодинамике Земли. Фундаментальные проблемы геотектоники // Материалы XL Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2007. С. 31–35.

5. Астафьев Д.А. Экстремальные состояния геодинамики Земли // Материалы XL Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 36–39.

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

7. *Милановский Е.Е.* Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.

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

А.П. Афанасенков^{1,2}, А.М. Никишин², А.В. Унгер¹, С.И. Бордунов², О.В. Луговая¹, А.А. Чикишев¹, Е.В. Яковишина²

Этапы геологической истории Таймырского орогена и сопряженного Енисей-Хатангского бассейна

Для района Енисей-Хатангского бассейна нами проведена интерпретация региональных сейсмических профилей, на основе которой были выделены основные тектоностратиграфические единицы этого региона.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ).

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет.

Для Таймырского орогена мы обобщили имеющиеся данные (работы В.А. Верниковского, В.А. Конторовича, А.К. Худолея, В.Ф. Проскурнина, А.А. Макарьева, В.А. Балдина и др.) и провели интерпретацию имеющихся сейсмических профилей. В итоге работы получена новая модель геологической истории региона, которая приведена ниже.

Примерно на границе рифея и венда к краю Сибирского континента аккретировал композитный террейн Центрально-Таймырский зоны. В позднем венде – раннем кембрии транспорт обломочного вещества на севере Сибирской платформы был, в том числе, с байкалид Центрально-Таймырской зоны.

В пределах Енисей-Хатангского бассейна, Южно-Таймырской и Центрально-Таймырской зон в позднем венде – раннем кембрии был континентальный рифтинг, который, возможно, в среднем кембрии привел к образованию гипотетического океанического бассейна севернее современной Центрально-Таймырской зоны. Примерно со среднего кембрия область Южно-Таймырской зоны и Енисей-Хатангского бассейна стала шельфовым бассейном. В районе Центрально-Таймырской зоны этот шельфовый бассейн переходил в континентальный склон.

Примерно с конца девона и начала карбона (вероятно, с визейского времени) и до поздней перми происходила главная коллизия между Северо-Карским блоком, частью которого является Северо-Таймырская зона, и зоной Центрального и Южного Таймыра. Коллизия следовала за закрытием океанического бассейна и в карбоне сопровождалась субдукцией океанической литосферы. Субдукция возможно была направлена на север. Коллизия закончилась внедрением гранитоидов в пермское время.

Карбоново-пермское горообразование на Таймыре длилось аномально большое время – порядка 90 млн лет. В карбоново-пермское время было закрытие Уральского и Центрально-Азиатского океанов между Сибирским и Восточно-Европейским палеоконтинентами. При закрытии этих океанов в карбоне и перми Северо-Карский блок, как часть Восточно-Европейского континента Балтика, вероятно, не перемещался относительно Балтики. При сближении Сибирского палеоконтинента и Балтики в карбоне–перми крупноамплитудные сдвиги могли проходить вдоль Таймырского орогена. Мы, предполагаем вслед за В.А. Верниковским, что в карбоне–перми Таймырский ороген был образован коллизией и правосторонними сдвигами и может рассматриваться как транспрессионный ороген. Это объясняет длительный интервал горообразования, гранитоидного магматизма и возможного вулканизма. Для этого орогена характерна вергентность как на юг, так и на север. При
этих деформациях возможная палеозойская офилитовая сутура могла быть дезинтегрирована.

Начиная примерно с визейского времени или границы раннего и среднего карбона стал формироваться Предтаймырский краевой молассовый бассейн на месте современной Южно-Таймырской зоны и Енисей-Хатангского бассейна. Формированию краевого прогиба предшествовала фаза неравномерных пологоскладчатых деформаций сжатия и вертикальных движений с эрозией. Тунгусский карбоново-пермский бассейн Сибирской платформы был дистальной частью этого молассового форландового бассейна. При формировании краевого прогиба эрозии подвергались Северо-Таймырская и Центрально-Таймырская зоны.

На границе перми и триаса и в раннем триасе в регионе широко проявился трапповый магматизм, как часть огромной области воздействия мантийного суперплюма. При этом, возможно, в западной части Енисей-Хатангского бассейна был пермо-триасовый рифтинг, как и в Западной Сибири.

В среднем-позднем триасе (до начала юры) в Южно-Таймырской зоне полуострова Таймыр и в Турухано-Норильской зоне Сибирской платформы произошли складчатость и воздымание. Предъюрскому воздыманию подверглась вся территория Таймырского орогена. Одновременно со складчатостью на севере Хатангско-Ленского бассейна возник средне-позднетриасовый Триасовый Предтаймырский краевой прогиб. Складчатые деформации проявились в бортовых частях Енисей-Хатангского бассейна. В Енисей-Хатангском бассейне начался рост отдельных антиклинальных валов, например, Рассохинского вала.

В ранней–средней юре (в докелловейское время) Енисей-Хатангский бассейн погружался как межгорный прогиб между воздымающимся Таймырским орогеном и поднятием севера Сибирской платформы. По-гружение бассейна было в обстановке сжатия и правостороннего сдвига.

С келловея до апта формировались основные валы-антиклинали Енисей-Хатангского бассейна. Максимальный их рост был близок к границе юры и мела. Эпоха роста валов совпадает с эпохой верхоянской орогении, которая проходила в виде коллизии. В целом, в келловее– барреме Енисей-Хатангский бассейн погружался в обстановках сжатия и общего прогибания бассейна как литосферной синклинали, на фоне которого произошел транспрессионный рост валов-антиклиналей.

В неокоме территория Таймырского орогена была выровнена, а область Сибирской платформы стала относительно воздыматься, возможно, в связи с нарастанием верхоянской коллизии и регионального сжатия. В этих условиях основной транспорт обломочного материала был с Сибирской платформы, и область Енисей-Хатангского бассейна имела



Рис. 1. Схема геологической истории Енисей-Хатангского бассейна для области вдоль профиля Диксон – оз. Хантайское. СТЗ – Северо-Таймырская зона, ЦТЗ – Центрально-Таймырская зона, ЮТЗ – Южно-Таймырская зона,

ЕХБ – Енисей-Хатангский бассейн. А. Поздний венд – ранний карбон. Формирование окраинно-континентальной шельфовой пострифтовой карбонатной платформы. Цифры в кружках: 1 – синрифтовые осадки верхнего

венда – нижнего кембрия, 2 – пострифтовая карбонатная платформа, 3 – глубоководные сланцы (отложения континентального склона). Б. Средний карбон – пермь. Главная складчатость (4) и гранитоидный магматизм (5) на

Северном Таймыре. Формирование предгорного краевого прогиба (6). В. Конец перми – ранний триас. Региональный трапповый магматизм (7), воз-

можный рифтинг в Енисей-Хатангском бассейне. Г. Средний поздний триас. Складчатость в ЮТЗ (8) и в Норильском регионе Сибирской платформы (9), формирование краевого молассового прогиба в ЕХБ (10) и межгорных молассовых прогибов в ЮТЗ (11). Д. Поздняя юра – ранний мел. Региональная транспрессия. ЕХБ являлся межгорным молассовым бассейном (12). Темно-серым цветом показаны осадки, сформировавшиеся раньше названного этапа развития. Черные стрелки – направление транспорта кластических осадков

клиноформенный вид седиментации, как и Западно-Сибирский бассейн. Изучение возрастов детритовых цирконов в континентальных отложениях неокома в районе мыса Челюскина на севере Таймыра показало большое количество цирконов пермского, триасового и карбонового возрастов. Это указывает на то, что источником обломочного материала была приподнятая часть Таймырского орогена.

В апте – позднем мелу в Енисей-Хатангском бассейне шло накопление мелководно-морских и континентальных осадков в относительно спокойной тектонической обстановке. Такая ситуация, вероятно, продолжилась примерно до среднего эоцена.

В позднем кайнозое, возможно, начиная со среднего-позднего эоцена в обстановке правосторонней транспрессии продолжился рост некоторых валов-антиклиналей.

<u>И.И. Бабарина¹</u>, П.Я. Азимов², Н.С. Серебряков¹

Соотношения палеопротерозойских мафических даек со структурой Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и возможности реконструкции неоархейской тектонической эволюции

Беломорская провинция (БП) Фенноскандинавского щита является глубоко эродированным форландом Лапландско-Кольского орогена,

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

² Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия.

возраст которого оценивается в 2.0–1.9 млрд лет [8]. Палеопротерозойские коллизионные события наложились на молодую на тот момент континентальную кору (2.9–2.7 млрд лет), сформированную в результате нескольких стадий неоархейского тектогенеза, который по современным представлениям также имеет аккреционно-коллизионную природу [6 и др.].

Установлено, что Р-Т-условия неоархейских и палеопротерозойских тектонических преобразований были во многом схожими и соответствовали высокобарической амфиболитовой – гранулитовой стадии метаморфизма [2]. Полициклический метаморфизм с повторяющимися параметрами затрудняет диагностику разновозрастных вещественных изменений в неоархейских комплексах и создает сложности реконструкции тектонической эволюции БП. Данная проблема не стояла бы столь остро при сохранности палеопротерозойских супракрустальных пород, что невозможно в условиях эрозии древнего орогена до нижнесреднекоровых уровней. Из палеопротерозойских образований на этих уровнях присутствовали только магматические (дайки и малые интрузии основного состава – ~2.45–2.1 млрд лет), залегающие ныне либо с более или менее сохранившимися интрузивными контактами, либо в виде будин и тектонических линз. Петрографически они представлены преимущественно амфиболитами. И, хотя в целом эти породы слагают не более 2% площади всех обнажений БП, исследование структурновещественных изменений в них и соотношений со структурой вмещающих архейских комплексов – единственный способ, позволяющий изучить как палеопротерозойские процессы в чистом виде, так и оценить степень сохранности додайковых преобразований в породах рамы.

Мы провели исследования нескольких объектов центральной части БП, в строении которых участвуют палеопротерозойские дайки и малые интрузии метагаббро: Гридинская зона эклогитсодержащего меланжа; о. Хитоостров и р-н Вуатваррака северо-восточного побережья оз. Верхнее Пулонгское; р-н Красной губы.

В результате исследований выявлено два типа взаимоотношений палеопротерозойских даек и малых интрузий со структурой рамы.

1. Секущее. Первичные интрузивные контакты часто имеют хорошую сохранность.

2. Псевдосогласное. Палеопротерозойские тела тектонически разлинзованы и неднократно деформированы вместе с породами рамы, залегают в виде будин и/или тектонических пластин. Первичных интрузивных контактов практически не сохраняется.

Первый тип взаимоотношений характерен для Гридинской зоны меланжа. Здесь рои разновозрастных мафических даек (2.4–2.1 млрд лет) пе-

ресекают неоархейскую структуру (~2.7 млрд лет, [3]), включая участвующие в ее строении метаморфизованные фрагменты дезинтегрированных эклогитовых пластин [1, 5, 7], возраст которых оценивается в 2.72 млрд лет [3]. Наложенные постдайковые деформации проявлены дискретно в узких зонах преимущественно ССЗ простирания, не имеют большой амплитуды, не отображаются на картах масштаба мельче 1:25 000 и, главное, не мешают реконструировать додайковую структурно-вещественную эволюцию региона, связанную с неоархейской коллизией [1, 7].

Второй тип взаимоотношений наблюдается в северной части рассматриваемого региона (о-ва и побережье оз. Верхнее Пулонгское, р-н Красной губы). Здесь палеопротерозойские мафические тела рассланцованы вместе с неоархейскими гнейсовыми комплексами, превращены в тектонические линзы/будины, которые ориентированы согласно плоскостным текстурам вмещающих пород и параллельны, в том числе, тектоническим границам, разделяющим покровные комплексы БП, например, Чупинский и Хетоламбинский, выделенные ранее как архейские [4], что, по нашему мнению, требует корректировки, так как тела габброноритов (~2.4 млрд лет) и феррогаббро (~2.1 млрд лет) были дезинтегрированы уже во время постдайкового покровообразования, вероятно, связанного с формированием Лапландско-Кольского орогена. На постдайковые покровные деформации наложились два этапа разрывно-складчатых нарушений (ранние – широтные, поздние – дискретно проявленные СЗ, либо меридиональные структуры), из которых с палеопротерозойскими деформациями Гридинской зоны коррелирует только последний. Додайковая неоархейская структура в случае постдайковых покровных деформаций (второй тип взаимоотношений даек с породами рамы) практически не поддается реконструкции. Все древние плоскостные текстуры линеаризованы и переработаны, а если и сохранились фрагментарно, при близких Р-Т-параметрах наложенной вещественной переработки достоверно распознать их невозможно.

Таким образом, изучение соотношений палеопротерозойских мафических даек со структурой рамы в БП позволяет выделить крупные домены с разной степенью постдайковой тектонической переработки, причем соотношение и природа границ таких доменов до сих пор не изучены, хотя от этого зависит сама возможность реконструкции неоархейской структурно-вещественной эволюции.

Литература

1. Бабарина И.И., Сибелев О.С., Степанова А.В. Гридинская зона меланжа Беломорской эклогитовой провинции: последовательность деформа-

ций и структурное положение роев мафических даек // Геотектоника. 2014. №4. С. 67-81.

2. Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. №3. С. 227-244.

3. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.

4. *Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатые структуры Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

5. Сибелев О.С., Бабарина И.И., Слабунов А.И. и др. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск. 2004. С. 5–20.

6. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, 2008. 296 с.

7. Babarina I.I., Sibelev O.S. Deformation events in the Gridino zone, Belomorian Province, Fennoscandian Shield: relationships between mafic dike swarms and eclogite-bearing mélange // International Geology Review. Vol. 57, I. 11–12. P. 1607–1618.

8. *Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al.* Ion microprobe U – Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a transcrustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precam. Res. 2001. Vol. 105. P. 289–314.

Сравнение палеомагнитных полюсов по докембрию и фанерозою Балтики и Лаврентии: что бы это значило?

Для того, чтобы палеомагнитные данные могли быть основой палеогеографических реконструкций, нужно «немногое» – данные должны быть надежными, что, в частности, означает, что возраст намагниченности должен быть известен. Отнюдь не всегда это так, особенно для докембрийских результатов, а именно для них эта проблема особенно тяжело решается. Но если нельзя датировать результаты, то можно попытаться хотя бы выделить те из них, в которых возраст намагниченности вызывает наибольшие сомнения. Нами разработан метод, позволяющий в больших массивах палеомагнитных полюсов выявить «подозреваемых». Этот метод применен для сравнения хорошо обоснованной фанерозойской кривой миграции палеомагнитных полюсов Балтики с докембрийскими данными с возрастами от 600 до 1900 млн лет для этой же платформы; в более сжатом виде, сходный анализ проведен и для данных по Лаврентии.

Анализ показал, что докембрийские полюсы Балтики с возрастами от 600 до 1700 млн лет полностью отсутствуют на одной половине глобуса, а примерно 60% этих данных статистически неотличимы от фанерозойских результатов. Кроме того, докембрийские полюса образуют отчетливые группы, причем некоторые из них включают данные с возрастами, различающимися на сотни миллионов лет. Хотя случайные совпадения возможны, но их должно быть мало, что совершенно не согласуется с наблюденной картиной. Таким образом, многие (большинство?) докембрийских данных являются результатом последующего перемагничивания, а их использование для тектонических реконструкций, в том числе для восстановления палеогеографии суперконтинентов, проблематичным. Наоборот, большинство полюсов для Фенноскандии с возрастами 1700–1900 млн лет не согласуется с фанерозойскими данными.

Результаты по Лаврентии сильно отличаются от «балтийских»: 1) палеомагнитные полюсы по докембрию Лаврентии гораздо равномернее распределены на глобусе; 2) Большая часть докембрийских полюсов отличается от фанерозойской кривой миграции полюса; 3) исключением являются полюса по неопротерозою (540–1000 млн лет), ко-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

² Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия.

торые согласуются с кембрийско-силурийским сегментом кривой миграции полюса.

В порядке уменьшения степени сумасшествия, возможные интерпретации располагаются следующим образом:

1) Все палеомагнитные данные верны, а кратоны то стояли на месте в течение сотен миллионов лет, то очень быстро перемещались из одного разрешенного места в другое и обратно;

2) Большинство палеомагнитных данных верны, а все совпадения случайны;

3) Большинство палеомагнитных данных являются следствием перемагничивания в разные эпохи фанерозоя, и их нельзя использовать для палеогеографических реконструкций докембрия.

Выбирайте сами. Или предлагайте иную интерпретацию.

А.Н. Барышев¹

Геодинамика Байкало-Патомского нагорья, определяющая генезис и тектоническую позицию докембрийских золоторудных месторождений

Тектоника Байкало-Патомского нагорья определяется краевыми эффектами ячеистой конвекции литосферы в сочетании с трансформной сдвиговой геодинамикой. Рассмотрение геодинамики в историческом аспекте дает возможность судить об источнике золота, основах генезиса месторождений и условиях современного их размещения. Излагаемый фактический геологический материал в значительной мере заимствован из [2] и карт обзорного масштаба.

Конвективная геодинамика реализует гравитационную дифференциацию масс Земли в объемах тем больших, чем больше вязкость масс [1]. Общая система ячеистой конвекции включает: 1) восходящий поток масс (плюм) в центре ячеи; 2) растекание плюма с отжиманием сиаля на периферию (зона обдукции); 3) зону субдукции – как нисходящие под плюм массы в виде сжатой синклинали, которая при приближении к центру ячеи может извлекаться вверх (подвергаться эдукции) и далее

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

обдуцироваться на периферию, образовывая шарьяжи. В древних ячеях обдуцированный сиаль соответствует щитам. Расплющивание субдукционной синклинали в условиях глубинных температур обеспечивает региональный динамо-термальный метаморфизм толщ. Петрологический аспект древней конвективной геодинамики Земли детально рассмотрен Л.Л. Перчуком [3].

Трансформная сдвиговая геодинамика в пространстве Монголо-Охотского пояса (между Сибирской и Северо-Китайской ячеями) реализуется за счет замедления в ротационном поле Земли вращения поднятых при гравитационной дифференциации сиалических масс Сибири относительно масс, расположенных южнее. Это обеспечивает образование кулисообразной полосы левосторонних сдвигов, подходящих с востока к северному и с запада к южному окончаниям оз. Байкал. Озеро и серия параллельных ему хребтов и впадин Забайкалья развиваются по механизму pull-apart. Вдоль разломов в настоящее время фиксируются очаги землетрясений. Учитывая то, что кратонизация фундамента Сибирской платформы наступила в раннем протерозое [4], есть основание полагать, что уже в это время ротационные силы Земли обеспечивали возможность существования обстановок транстенсии в полосе, близкой к Кодарскому разлому. Такая обстановка могла способствовать формированию лакколитов и лополитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, к фрагментам которой относится Чинейский массив и относительно мелкие тела дунитов и базитов к западу и востоку от него. Эталоном дунит-клинопироксенит-габбровой формации служит Платиноносный пояс Урала. В нем проявлена титаномагнетитовая рудная формация с субформацией вкрапленных ванадий-железо-медных руд (волковский тип месторождений), легкоплавкие платиноиды – платина, палладий. Такой же характеристикой обладает Чинейский массив. Все это позволяет считать, что к югу от Алданского блока существовала обстановка транстенсии с пассивным рифтогенезом, где локализовались массивы дунит-клинопироксенит-габбровой формации с рудами титано-магнетитовыми, золотоносными сульфидными, платиноидными. Обстановка не была глубоководной, т.к. рядом отлагались медистые песчаники (месторождение Удокан).

О рифейской геодинамике и металлогении можно судить по условиям осадконакопления и преобразованиям толщ. Разрез представлен флишоидной надформацией, в которой снизу вверх выделяется пять крупных ритмов, объединяющих свиты: 1) харлухтахская – хайвергинская, 2) бугарихтинская – бодайбоканская; 3) бужуихтинская – угаханская; 4) хомолхинская – имняхская; 5) аунакитская – вачская свиты. В основании каждого ритма преобладают псефитовые и псаммитовые фации, которые выше сменяются псаммитовыми и пелитовыми, завершаясь существенно карбонатными (кроме верха последнего ритма).

Золоторудные месторождения, сложенные вкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами, приурочены к углеродистым псаммитпелитовым фациям в каждом ритме, соседствуя с карбонатными фациями. Эти фации соответствуют «конденсированной» части разреза, куда поступал только тонкий терригенный и коллоидный (пелитовый) материал с тончайшим кластогенным золотом. Поступление тонкого золота в потоках и накопление его в узком стратоидном интервале определяет одно из главных свойств месторождений - отнесение их к крупнообъемному промышленному типу. Наряду с золотом поступали его комплексные соединения и сульфаты, которые подвергались сульфатредукции, давая сульфиды. Повышенная углеродистость осадков свидетельствует о восстановительной обстановке. Среди псефитпсаммитовых фаций, где поступающее в бассейн золото могло «разубоживаться», нет стратоидных золоторудных тел, жил с золотом нет и среди карбонатных фаций. Все это, указывает на поступление золота в бассейн седиментации не с гидротермами по разломам, а со стороны. Кроме того, на тех же уровнях более широко распространены железомагнезиальные карбонаты, которые позже при метаморфизме подвергаются перекристаллизации и превращаются в бурые шпаты. Таким образом, источником золота, сопутствующих ему платиноидов, железа, магния могли быть экзогенно-разрушаемые рудоносные тела дунитклинопироксенит-габбровой формации.

В венде резко возрастает поступление псефит-псаммитового материала в бассейн, практически исчезают известняки, за исключением илигирской свиты. Появляются обломки вулканитов, что позволяет рассматривать бассейн в качестве гомолога желоба, окаймляющего островную дугу. Региональный метаморфизм пород рифей-вендских и более древних толщ указывает на пребывание их в зоне субдукции [1]. Связь субдукции с Северо-Китайской конвективной ячеей наиболее вероятна. Толщи были субдуцированы под сиалические массы, ныне слагающие Становой хребет.

Особенности структуры субдукционной синклинали определяют их роль в образовании месторождений золота. Сжатие синклинали приводит к расплющиванию пород, развитию кристаллизационной сланцеватости параллельной осевой поверхности складки и слоистости толщ, дополнительных складок с вергентностью, обусловленной течением масс в ядре (рисунок). При этом области метаморфогенного пластического выжимания и нагнетания чередуются. Выжимание приводит к образованию флюидов, а в связи с их малой вязкостью – к миграции в об-



Рис. 1. Геодинамическая схема субдукции рифей-вендских толщ с образованием метаморфогенной сланцеватости, складчатости, с последующей эдукцией и шарьированием на край Сибирской платформы: *а* – субдуцирование рифей-вендских толщ, накопленных в преддуговом желобе, сопровождаемое региональным метаморфизмом и развитием дополнительных складок (венд); *б* – эдукция (извлечение из глубины) субдуцированных толщ (кембрий–силур) – модель формирования фундамента раннего орогена, или краевого пояса; *в* – шарьирование извлеченных из глубины толщ на край Сибирской платформы (силур–девон).

1–3 – метаморфизованние толщи: 1 – архей-протерозойские, 2 – рифейские, 3 – вендские; 4 – неметаморфизованные кембрий-раннесилурийские толщи Сибирской платформы; 5 – основная кристаллизационная сланцеватость слоистости и осевой поверхности складок зоны субдукции, создающая расслоенность, способствующую тектоническому течению; 6 – кристаллизационная сланцеватость дополнительных метаморфогенных складок; 7 – основание шарьяжа; 8 – месторождения: 1 – Чертово Корыто, 2 – Сухой Лог, 3 – Голец Высочайший

ласти нагнетания, главным образом в присводовые части антиклиналей, к локализации кварцевых жил. Наложение регионального метаморфизма на неоднородное (веерное, по аналогии с Витватерсрандом) первичное распределение седиментогенного золота на определенных стратоидных уровнях приводит к существенному его перераспределению и формированию руд. Месторождения золота в терригенно-сланцевых толщах не обладают гидротермально-метасоматической минеральной зональностью относительно магматических тел, что указывает на отсутствие прямых генетических связей между этими образованиями.

В кембрии–силуре толщи находились в позиции фундамента краевого пояса Северо-Китайской ячеи, после чего извлекались (эдуцировались) и в силуре–девоне шарьировались на Становой, Алданский щиты и край Сибирской платформы. Вместе с рифейскими перемещались и породы фундамента, которые в структуре верха шарьяжа образовали дугу, включающую Чуйский, Тонодский, Чипикетский, Нечерский блоки, традиционно принимаемые за тектонические поднятия фундамента Сибирской платформы. Однако под Чипикетским блоком фиксируются рифейские толщи [2]. При шарьировании толщи аллохтона сминались в складки совместно с кембрий-ордовикскими толщами автохтона. Рифей-вендские рудоконтролирующие складки, присутствующие в нижней части шарьяжа (Сухой Лог), сохранили свою вергентность, противоположную северной вергентности складок, образованных в палеозое при надвигании шарьяжа. Современная тектоническая позиция докембрийских толщ и месторождений не имеет ранней связи с фундаментом, что необходимо учитывать при интерпретации данных геофизики. Кроме того, нарушение гравитационной устойчивости тектонической системы, вызванное нагрузкой шарьяжа, привело в карбоне к широкому развитию «позднеорогенных» палингенных S-гранитов конкудеро-мамаканского комплекса, которые не являются источником золота, но могут незначительно регенерировать древние руды.

Литература

1. Барышев А.Н. Тектоника и металлогения: системный геодинамический и формационный анализ. М.: Новый хронограф, 2013. 112 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 612 с.

3. *Перчук Л.Л.* Гравитационное перераспределение пород в докембрийской континентальной коре: решение проблемы // Вестник Московск. унта. Сер. геол. 2004. № 5. С. 26–36.

4. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 604 с.

<u>Т.П. Белоусов¹</u>, Р.Ю. Стаховская, Гараев Анар Бахрам, Н.Н. Белоусова

Трещиноватость осадочных пород и новейшая геодинамика Азербайджанского Кавказа

1. На протяжении 30 лет в пределах высокогорных районов Центральной Азии сотрудниками Института физики Земли РАН выполня-

¹ Институт физики Земли РАН, Москва.



Рис. 1. Фрагмент Геологической карты Евразии, иллюстрирующий геологию восточного замыкания Большого Кавказа. Масштаб 1:5 000 000. [Геологическая..., 1975]

ются полевые геодинамические исследования. Основной задачей экспедиционных работ является сбор данных по внутрислойной трещиноватости мезозойско-кайнозойских (Mz–Kz) осадочных пород, используемых при реконструкциях альпийских палеонапряжений. В процессе полевых исследований нами был собран материал по трещиноватости осадочных образований более 20 различных по тектоническому развитию территорий Земли. Работами были охвачены Кавказско-Загросский и Памиро-Гималайский регионы, а также другие менее активные в сейсмическом отношении структурные элементы [1]. Трещиноватость изучена нами в более чем 3000 обнажениях горных пород. В их пределах произведены замеры азимутов и углов падения плоскостей 100 трещин. На основе фактического материала был создан компьютерный банк данных, включивший замеры элементов трещиноватости, программные средства их обработки, местоположения точек наблюдения (TH) и геолого-тектонические характеристики каждого из этих обнажений.

2. В данном сообщении кратко представлены результаты одного из вариантов обработки и интерпретации трещиноватости мезозойскокайнозойских осадочных пород восточного замыкания Большого Кавказа. Ранее трещиноватость этой сейсмоактивной территории нами не изучалась. Лишь в 2014–2015 годах трещиноватость данного региона была подвержена детальному тектонофизическому обследованию: в Дагестане вдоль каспийского побережья (25 TH) и в окрестностях города Гянджа Азербайджана (45 TH). Следует отметить, что облик восточного замыкания Большого Кавказа весьма существенно отличается от севе-



Рис. 2. Пример стереограммы ориентационных распределений трещин (ОРТ) в неогеновых осадочных породах восточного сегмента Большого Кавказа.

I – стереограмма локального ОРТ *in sinu*; II – стереограма ОРТ после поворота слоев в горизонтальное положение; III – ориентация оси максимального сжатия новейшего поля напряжения юго-востока Большого Кавказа

ро-западного облика. На западе погружение складчатых структур Кавказа проявляется плавно, тогда как восточное замыкание выражено более круто по активным разломам. Анализ трещиноватости проводился на основе сравнения рисунков стереограмм. На рис. 2 представлена иллюстрация реконструкции ориентации оси сжатия новейшего поля напряжений.

3. Изученная территория относится к сейсмоактивным. Сведения о наиболее древних разрушительных подземных толчках изложены в 500 годах в районах Шемахи и Гянджи. Из молодых землетрясений следует отметить сейсмическое проявление 04 сентября 2015 года поблизости от Шемахи с Ms = 5.2. Его координаты составляют 40.98° с.ш. и 47.60° в.д. Глубина очага – 15 км.

Литература

1. Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: Наука, ИФЗ, 1997. 320 с.

Концепция орогенических фаз в свете суперконтинентальной цикличности

Рассматриваемая концепция была сформулирована в двадцатых годах прошлого века Г. Штилле [1], который составил «канон орогенических фаз», согласно которому каждая фаза, фиксируемая угловым несогласием, проявлялась синхронно и глобально, но в промежутках между фазами нигде складкообразования не происходило. Теория Штилле подверглась критике. В противоположность ей возникла концепция непрерывности (перманентности) складкообразования. Вместе с тем, некоторые исследователи отмечали сгущение проявлений складчатости на определенных временных интервалах, тектонических эпохах, в большинстве случаев совпадающих с фазами канона Штилле [2]. Несмотря на то, что данная концепция являлась предметом анализа многих исследователей у нас и за рубежом – Н.С. Шатского, А.Л. Яншина, В.Е. Хаина, А.Дж. Шенгера, Р. Трюмпи и многих других, проблемы связанные с ней остаются. Они относятся к планетарности, длительности, синхронности, миграции проявлений складчатости и др. При этом, современное понимание значения орогенических фаз отличается от их первоначальной трактовки Г.Штилле. В распространенных терминах «орогения», «орогеническое событие», «эпоха, фаза орогенеза» и других региональная складчатость подразумевается как явление тесно связанное с магматизмом и метаморфизмом.

Доклад посвящен анализу данной проблемы в свете явления суперконтинентальной цикличности. По мнению автора, рассмотрение в этом новом ракурсе некоторых вопросов указанной проблематики окажется полезным для их решения.

В настоящее время почти общепризнанно существование нескольких суперконтинентов в истории Земли и суперконтинентальной цикличности, хотя продолжительность цикла оценивается неоднозначно. Принимая во внимание «общепринятые» суперконтиненты – Пангея 0 (Кенорлендия) – 2600 млн лет, Пангея 1 (Колумбия) – 1800 млн лет, Родиния – 1000 млн лет и Пангея – 230 млн лет, период цикличности составит приблизительно 800 млн лет. Предлагаются и другие по длительности периоды. Автором разработана суперконтинентальная цикличность с циклом в 400 млн лет [4]. Но независимо от оценки периодичности, в структуре любого суперконтинентального цикла (СЦ) вы-

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

деляются две стадии, отражающие смену двух состояний Земли: 1) один континент – один океан и 2) несколько континентов – несколько океанов. Каждая из этих стадий состоит из двух периодов. В рамках первой стадии различаются эпоха аггломерации с тенденцией интеграции частей новообразованного суперконтинента и эпоха его деструкции, намечающегося распада в виде проявлений континентального рифтогенеза. Первая половина второй стадии, соответствующая эпохе распада характеризуется быстрым спредингом, его резким преобладанием над субдуцией, а вторая половина, соответствующая сборке – замедленным спредингом или его отсутствием и более активной субдукцией, приводящей к закрытиям океанов, формированиям коллизионных орогенов и образованию нового суперконтинента.

Такая структура СЦ предполагает схему глобальной суперконтинентальной цикличности, в виде чередования этапов сборок суперконтинентов, во время которых происходили активные процессы слияния континентальных фрагментов и развитие орогений с анорогенными этапами тектонического «затишья», соответствующие времени существования суперконтинентов и их распада. Такая картина самое по себе показывает дискретность проявления орогенических процессов в глобальном историческом плане.

Рассмотрение соответствующегося фактического материала на фоне цикличности с периодом 400 млн лет в целом подтверждает эту схему. Архейскую эру в истории земли завершает ряд орогенических событий, в результате которых произошло становление архейских кратонов на месте гранит-зеленокаменных поясов. Согласно имеющимся данным, все эпохи диастрофизма позднего архея (Кеноранская, Лопийская, Либерийская, Фупингская, Инзельская и другие) на различных континентах укладываются в возрастные рамки 2.87–2.64 млрд лет. При этом наблюдается разброс значений абсолютного возраста, фиксирующих время проявления конкретных орогений. Наиболее четкое их сгущение отмечается на уровне около 2.7 млрд лет. Эти события привели к формированию суперконтинента Пангея 0 (Кенорландия).

Орогении следующего СЦ в основном концентрировалась в Южной Африке, Южной Австралии, Антарктиде, Индии и в Китае приблизительно в интервале 2.5–2.3 млрд лет. Им предшествовала деструкция и новообразование океанических бассейнов в этом регионе. тектонотипом для рассматриваемых складчатостей может являться Слифордская орогения Австралии (2.44 млрд лет) Это время на остальной значительной части Земли характеризуется отсутствием орогений и преобладанием внутриплитных процессов. Результатом этих событий явилось образование нового суперконтинента, названного мной Ятулия. Созданию суперконтинента Пангея 1 (Колумбия) предшествовала серия орогений в общем интервале 2.1–1.85 млрд лет, в котором четко различаются два сгущения. Трансамазонская и Эбурнейская орогении привели к слиянию Южной Америки и Африки в интервале 2.1–2.0 млрд лет. Многочисленные орогении Лавразии, Антарктиды, Австралии (Трансгудзонская, Нагсуктокидская, Свекофеннская, Араваллийская, Лулянская, Гленбургская, Баррамунди, Раннерукерская и др.) проявились в интервале 1.9–1.8 млрд лет.

Новое сгущение орогений, локализованное, в основном, в южном полушарии на территории западно-гондванских континентов и части Балтики находится в интервале 1.65–1.5 млрд лет и включает Готскую, Лабрадорскую, Пинварианскую, Риу Негру Джуруена, Оларианскую, Караранскую, Лебигскую и другие орогении, предшествующие формированию суперконтинента, названного мной Готия.

Формирование суперконтинента Родиния отмечено новой группировкой эпох диастрофизма в интервале 1.22–1.0 млрд лет, в основном, 1220–1040 млн лет. Среди них – Гренвильская, Намаква-Наталь, Кибарская, Ирумидская, Майомбе, Сунсас, Иссидонская, Сибао, Восточно-Гатская орогении и другие.

Результатом проявления следующей системы орогенических событий, получившей название Пан-Африканской орогении (750–550 млн лет) стало формирование мегаконтинента Гондвана и последующее за этим – создание суперконтинента Паннотия. Эквивалентами панафриканского цикла орогений являются Бразильская орогения Южной Америки, Кадомская орогения западной и центральной Европы, Байкальская орогения Азии, Цзининская орогения Китая, Аделаидская орогения Австралии, Бедморская орогения Европы. В Мозамбикском поясе выделяются два четких пика породных радиометрических датировок – 610–660 млн лет (Восточно-Африканская орогения) и 570–530 млн лет (орогения Куунга). Первая из них отражает синтектонический магматизм при коллизии Восточной и Западной Гондваны, тогда как вторая – внедрение посттектонических гранитов и пегматитов.

Самый молодой суперконтинент Пангея был собран в результате слияния континентов Лавразии во время Каледонской, Герцинской и Киммерийской эпох орогенеза, сосредоточенных в Лавразии и последующего объединения Лавразии и Гондваны. Весь процесс сборки укладывается в интервал 450–230 млн лет.

Таким образом, статистический анализ орогенических событий для последних 3 млрд лет истории Земли на фоне суперконтинентальной цикличности обнаруживает крупную эпизодичность, которая показывает реальность основных принципов концепции орогенических фаз –

дискретность и периодичность складкообразования, находящих свое выражение в представлениях о возникновении и распаде суперконтинентов. При этом, в ходе проявлений глобального орогенеза отмечаются закономерности не совпадающие с некоторыми положениями данной концепции.

Интервалы времени, соответствующие сборкам суперконтинентов, можно назвать суперконтинентальными орогеническими эрами, в рамках которых закрывались конкретные океаны и формировались коллизионные орогены, что отражено в асинхоронных но сближенных региональных эпохах и фазах орогенеза. В основном они отвечают по своей продолжительности периоду конвергенции, слияния разобщенных континентальных фрагментов в СЦ 400 млн лет, т.е. 165 млн лет, но не соответствуют ему в точности, захватывая иногда значительно и первую половину собственно континентальной стадии, когда имели место единичные завершающие коллизии – присоединения к новообразованному суперконтиненту. Это обстоятельство не нарушает общую картину чередования орогенных и анорогенных этапов. Реальные временные рамки суперконтинентальных орогенических эр определяются в каждом конкретном случае по возрасту самой древней и самой молодой орогенической фазы в данном СЦ. Применительно к орогеническим процессам суперконтинентальные орогенические эры, являются категориями первого порядка и входят в состав суперконтинентального цикла наряду с анорогенными паузами. По своей средней продолжительности они приближаются к циклам Бертрана В.Е. Хаина (150-200 млн лет) [5], но содержат иной смысл. Их завершение всегда приводит к полному закрытию вторичных океанов и созданию нового суперконтинента. На схеме цикличности они отделяются друг от друга собственно суперконтинентальными стадиями и периодами распада суперконтинентов, составляющими вместе анорогенные паузы.

Процесс сборки суперконтинента и закрытия океанов не является одноактным. Поэтому, эпохи орогенеза в рамках указанных орогенических эр проявляются локально и асинхронно, но сближено по времени в различных частях земного шара, образуя несколько временных уровней, один из которых характеризуется максимальной концентрацией орогений. В орогенических поясах, формирующихся в течение эпох орогенеза отмечается миграция складчатости. Так, при закрытии океана Япетус имели место разновозрастные Таконская, Акадская и Аллеганская фазы орогенеза, смещающиеся во времени от северных к южным Аппалачам. Точное определение длительности региональных эпох и фаз орогенеза затруднительно. Используемые для этой цели данные о проявлениях гранитоидного магматизма и метаморфизма, фиксируют

лишь верхний возрастной предел эпохи складчатости. Эти оценки во многом зависят от имеющихся геохронологических данных. В некоторых случаях даются оценки в несколько десятков млн лет, что в какомто приближении соответствует циклам Штилле, но чаще фигурируют обобщенные значения в более широких диапазонах до 100 млн лет и более.

Пространственное распределение орогений не во всех СЦ является общепланетарным, согласно концепции орогенических фаз. Хотя имеется СЦ, вполне отвечающие этому требованию концепции. В некоторых СЦ отмечается резкая концентрация орогений в каком-то сегменте южного или северного полушария, тогда как на значительной части земного шара они отсутствуют. Это имело место при сборке Ятулии и Готии, когда основные орогении происходили в будущей западной Гондване. При сборке Пангеи участвовал огромный, ранее уже сформированный мегаконтинент Гондвана и главные орогенические события развивались за его пределами. Вместе с тем, в других циклах многочисленные орогении охватывают все части земного шара. Это объясняется тем, что в ходе суперконтинентальной цикличности проявляются два типа СЦ [5]. Циклы первого типа характеризуются рассредоточенным глобальным распадом суперконтинента на относительно многочисленные континенты и океаны. Циклы второго типа характеризуются «неполным» распадом суперконтинента с образованием незначительного числа океанов.

Этапы суперконтинентальных анорогенных пауз, не рассматриваемые в докладе можно назвать так лишь условно. В течение их происходят активные внутриплитные и дивергентные процессы при преобладании плюм-тектоники, тогда как орогенические эры характеризуются преобладанием тектоники плит.

В данном докладе обозначен только общий подход к проблеме глобального орогенеза в свете суперконтинентальной цикличности. В ней существует много неразрешенных вопросов, требующих дальнейшего тщательного изучения.

Литература

1. Штилле Г. Основные вопросы сравнительной тектоники // Избранные труды. М.: Мир, 1964. С. 90–98.

2. Пронин А.А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. М.: Наука, 1969. 231 с.

3. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 346 с.

4. Божко Н.А. Суперконтинентальная цикличность в истории Земли // Вестн. Моск. Ун-та. 2009. Сер. 4. Геология. № 2. С. 13–27.

5. Божко Н.А. О двух типах суперконтинентальных циклов // Вестн. Московского Ун-та. 2011. Сер. 4. Геология. № 5. С. 15–24.

А.В. Бондарев¹, <u>Е.А. Сизиков¹</u>

Кайнозойская геодинамическая эволюция нефтегазоносных комплексов северо-восточной части присахалинского шельфа

Присахалинский шельф, как и большая часть Охотоморского региона характеризуется ярко выраженным двучленным строением верхних уровней земной коры: нижний – фундамент, верхний – чехол. Фундамент Охотоморского региона представляет собой мозаику разнородных палеозойских, мезозойских и возможно раннекайнозойских (палеоценовых) блоков, сформированную в начале кайнозоя в результате целой серии последовательно сменяющих друг друга аккреционно-коллизионных процессов [2 и др.]. В кайнозое во всем Охотоморском регионе проявились процессы прогибания и растяжения (местами доходившие до рифтинга – Южно-Курильская котловина) с образованием прогибов, трогов и грабенов. Вещественное выполнение всех структур этого типа представляет собой чехол Охотоморского региона в целом и его Присахалинского района, в частности. С комплексами кайнозойского чехла Присахалинского шельфа связаны значительные скопления нефти и газа [3 и др.].

Сбор, систематизация, обобщение и анализ всей совокупности новых данных, полученных в ходе выполнения проекта «Сахалин-3», позволил нам уточнить структуру сейсмо-стратиграфических комплексов и провести 3D бассейновое моделирование (с использованием программного комплекса PetroMod фирмы Shlumberger) для северо-восточной части Присахалинского шельфа и таким образом обосновать выделение в этом регионе двух структурных этажей чехла. Нижний из них выполняет депрессии палеорельефа, а верхний характеризуется площадным распространением (рис. 1).

¹ РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, Москва, Россия.



Рис. 1. Меридиональный профиль, иллюстрирующий строение кайнозойского чехла (вверху) и неотектоническая схема (внизу) северо-восточной части Присахалинского шельфа (по [1] с добавлениями).

На профиле черной линией показана граница (структурно-стратиграфическое несогласие) между нижним (палеоген-нижнемиоценовым) и верхним (нижнемиоценчетвертичным) структурными этажами (ярусами) чехла. Символы в индексах толщ – названия региональных стратиграфических горизонтов: un – уйнинский; dg – дагинский; ok – окобыкайский; nt – нутовский.

Комплексы кайнозойского чехла северо-восточной части Присахалинского шельфа сгруппированы в антиклинальные и синклинальные зоны (см. рис. 1), представляющие собой крупные складчатые и складчато-блоковые сооружения, разделенные грабенообразными прогибами, контролирующими очаги нефтегазообразования и зоны нефтегазонакопления. Выделено два типа нефтегазоносных структур – структуры Мынгинского и Киринского типа, различающихся простиранием, временем формирования, приуроченностью к разным структурным уровням кайнозойского чехла.

Образование нефтегазоносных структур Мынгинского типа (структур широтного простирания – Мыгинской и Южно-Киринской) и структурно сопряженных с ними отрицательных конседиментационных структурных форм – прогибов произошло под воздействием тектонических напряжений близмеридионального растяжения. Этот режим растяжения проявлялся здесь, начиная с середины эоцена (~42 млн лет) и продолжал действовать в *мачигарское*, *даехуринское* (в олигоцене – 33.9–23.03 млн лет) и *уйнинское* (начало раннего миоцена, 23.3–20 млн лет), дагинское (конец раннего миоцена, ~20–~15 млн лет) и отчасти окобыкайское (средний миоцен, ~15–~11 млн лет) время и был обусловлен левосдвиговой транстенсией, проявлявшейся при открытии Южно-Курильской глубоководной котловины (зоны задугового спрединга) и связанным с этим левосторонним (по часовой стрелке) вращением палео-Охотоморской литосферной плиты вокруг Эйлерова полюса, расположенного на юге Камчатки (рис. 2а).

В нутовское и помырское время с обеих сторон от меридиональной полосы, пространственно совпадающей с полосой развития современных нефтегазоносных структур близмеридионального простирания (структур Киринского типа), расположенных на севере прибрежной части Присахалинского шельфа, располагались довольно глубокие (особенно к востоку от нее) прогибы. При этом внутреннее строение этой относительно приподнятой меридиональной области (полосы) осложняется серией конседиментационных синклиналей и антиклиналей (относительных прогибов и относительных поднятий), представляющих собой в настоящее время нефтегазоносные структуры Киринского типа.



Рис. 2а. Концептуальная схема раскрытия спредингового задугового бассейна в тылу Курильского сегмента Курило-Камчатской островной дуги. Мелкие кружки – эпицентры землетрясений. Черная линия, проходящая через Северный Сахалин – современная граница между Охотоморской и Амурской плитами (инструментально доказанный правый сдвиг с транспрессией). Белые линии – палеотрансформные зоны в Южно-Курильском задуговом бассейне и их продолжения в пределы Охотской плиты. Точечные белые линии – контуры глубоководной котловины с новообразованной корой океанического типа. Темно-серый круг и темносерая стрелка – Эйлеровов полюс вращения и направление вращения, соответственно, палео-Охотской плиты относительно Курильской островной дуги. ПОх – Палео-Охотская плита. Белые зубчатые линии на Западной Камчатке – надвиги восточной вергентности

Структуры Киринского типа (субмеридиональные) представляют собой пологие антиклинальные складки, сформированные в условиях правосторонней транспресии (правосторонний сдвиго-надвиг) на границе Охотоморской и Амурской плит в позднемиоцен-четвертичное время (рис. 26).



Рис. 26. Схема движений литосферных плит Охотоморского региона. Белые линии – границы литосферных плит (пунктир – предполагаемые). Литосферные плиты: ЕА – Евразийская, СА – Северо-Американская, Ам – Амурская, Ох – Охотоморская. То – Тихоокеанская. Белые стрелки – направления движений плит, «пляж-мяч» диаграммы – механизмы некоторых крупных землетрясений

Литература

1. Захаров Е.В., Толстиков А.В., Калита М.А. Основные результаты поисковых работ в блоке IV и геологическое обоснование очередности проведения поисково-разведочных работ в блоках I и II проекта «Сахалин-3» // Научно-технический сборник Вести газовой науки. 2013. №3. С. 58–66.

2. Гранник В.М. Восточно-Сахалинская островодужная система Охотоморского региона // Литосфера. 2013. №1. С. 36–51.

3. *Маргулис Е.В.* Нефтегеологическое районирование и оценка нефтегазовых ресурсов Дальневосточных морей // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2009. Т. 4. № 2. //http:ngtp.ru/5/23_2009.

В.С. Бочкарев¹

Тектонические и геодинамические аспекты рудогенеза планеты Земля в ракурсе её появления

Говоря о рудогенезе Урало-Алтайской складчатой области, уже А.П. Карпинский [6] обращал внимание на глубинное происхождение платиноносных, хромитовых и никеленосных массивов дунитов, габбро и серпентинитов. Позднее Н.С. Шатский [13], сильно опережая время, подчеркнул, что теперь речь идет о сверхглубинных аспектах развития геосинклиналей. Он писал, что геосинклинальные (складчатые) области представляют собой не что иное, как выражение в поверхностной оболочке Земли особого состояния подстилающей её части внутренних оболочек мантии; это состояние характеризуется особой подвижностью вещества, связанной не только с глубокими молекулярными, но и ядерными превращениями [13]. В настоящее время благодаря сейсморазведочной томографии наша Земля предстаёт иной, не слоистой [7]. При этом, известные сочетания формаций и определенных типов руд – в одних местах Уралид – колчеданоносных, в Тургайском прогибе – гематитовых, на Алтае к ним добавляются полиметаллы [10] и т.д. обсуждаются в связи с глубинными флюидами [8], плюмажем, геосолитонами, что часто приводит к определенным региональным закономерностям тектонического или геодинамического характера. Открываются новые аспекты, в связи с таким научно-техническим прогрессом, как

¹ НАО Сибирский научно-аналитический центр, Тюмень, Россия.

определения абсолютного возраста цирконов U-Pb методом на ионнолазерном масс-спектрометре SHRIMP-II [12].

При этом, в ряде мест отчетливо зафиксированы аномально высокие содержания урана в молодых цирконах – до 74000 г/т, которые охватывают площади до 1000 км в диаметре [2]. Углубление исследований такого рода невольно подводит к проблеме: откуда же взялись на Земле химические элементы типа железо-уран? Их перемещение вверх в геодинамическом плане давно обсуждается [1, 3, 5, 11]. Выяснение же природы тяжелых элементов ведет к другой проблеме об условиях появления самой планеты Земля.

В одной из публикаций на эту тему отмечается, что поиски сверхтяжелых элементов в геологических объектах практически ничего не дали и обсуждается возможность дальнейшего поиска нужных геологических образований. Перспективные районы, по мнению указанных авторов, это геологические формации, приуроченные к тем зонам, где наиболее вероятно поступление вещества из глубинных источников (рифтовые зоны Прибайкалья, Западной Сибири, Кавказа и др.) [11]. В этом аспекте определенную основу создают особенности структуры Солнечной системы.

Эндогенное преобразование глубоких горизонтов континентальной коры в геосинклиналях сопровождается «омоложением» пород гранитного ряда, в которых всегда встречаются древние реликты, но и они не опускаются до 4.5–5.0 млрд лет, когда Земля, в составе Солнечной Системы, находилась предположительно в сверхновой или двойной звезде. Обратимся к некоторым известным особенностям структуры Солнечной Системы.

Многие особенности, как эллиптические орбиты планет, деление планет на две группы – малоплотные гиганты – Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун, и плотные планеты земной группы – Марс, Земля, Венера и Меркурий и квантовое размещение самих планет, могут служить доказательством того, что в далеком прошлом появление и развитие планет связано не с туманностью Канта-Лапласа, как это до сих пор принято считать [9]. Обратимся снова к расположению планет (рис. 1). Можно усмотреть, что от пояса астероидов или малых планет в обе стороны происходит закономерное убывание массы планет и увеличение расстояния между их орбитами так, как будто бы Солнца нет (табл. 1). Мы предполагаем, что такая структура Солнечной системы сформировалась в результате взаимодействия и последующих взрывов двух звезд, одна из которых – Протосолнце, перетянула на себя массу вещества второй звезды. Будем вторую звезду называть Еленой Прекрасной, в честь богини, из-за которой возникла Троянская война. Первоначально – около



Рис. 1. Схема структуры Солнечной системы 5.0 млрд лет назад. Цифрами у планет обозначена их масса в ед. земли, на оси абсцисс показаны расстояния между орбитами в а.е.

7 млрд лет назад Елена Прекрасная и Протосолнце вращались как в танце вокруг единой оси. Затем Елена стала приближаться к Протосолнцу и то втянуло в себя значительную массу путем гравитационного взаимодействия. Сближение звезд и их начавшаяся общность привело к мощнейшему взрыву и породило планеты–гиганты. Остатки Елены колопсировались, и вскоре последовал второй взрыв. При этом Елена Прекрасная, вероятно, находилась между современным поясом астероидов и Юпитером, т.е. около 3.6 астрономических единиц от Солнца.

Силу разлета планет можно прикинуть, исходя из ньютоновских законов. Если F=m*a, то F – пропорционально расстоянию от Елены до планеты, а величина F соответствует приближенно произведению массы планеты на расстояние (см. табл.1). Этот результат мы получаем в приближении, предполагая, что время разлета планет одинаковое. Некоторые трудности очевидны, т.к. масса Марса очень мала, а у Нептуна несколько больше чем у Урана. Вероятно, Уран имел много спутников, но потерял их и окружающую туманность за последние 4 млрд лет, т.к. Солнечная система стремительно движется к краю Млечного Пути. Не исключено, что Марс нужно считать частью пояса астероидов, а необычность развития нашей планеты, порождающей до сих пор химические элементы в ядре Земли, остатками Елены Прекрасной.

Приведенные выше аргументы дают основание предполагать, что в момент второго взрыва сообщество звезд Елены Прекрасной и Протосолнца, последнее увеличивалось по массе, а Елена превратилась в тяжелые элементы, вызвавшие коллапс.

Объекты	Le, a.e.	т, ед.з.	m*Le	Среднее по гигантам
Нептун	26,46	17,28	457,23	
Уран	15,59	14,56	226,99	440,68
Сатурн	5,939	95,28	565,87	
Юпитер	1,613	317,82	512,64	
Елена Прекрасная	0.00	1000,0 (?)	0,0	
Пояс астероидов	0,6	1,3	0,78	
Mapc	2,076	0,107	0,22	1,53
Земля	2,6	1,00	2,6	
Венера	2,877	0,815	2,34	
Меркурий	3,213	0,055	0,18	
Солнце	3,6	8	30	

Таблица 1. Параметры Солнечной системы с учетом Елены Прекрасной

Итак, наша концепция появления тяжелых химических элементов на Земле увязывается с развитием Солнечной Системы от двойной звезды [4] до современных эндогенных процессов, наиболее активные из которых – на уровне молекулярных и ядерных реакций [13], происходят в глубоких корнях геосинклиналей.

Литература

1. *Блинов В.Ф.* Растущая Земля: из планет в звезды. М.: Изд-во научной и учебной литературы, 2003. 256 с.

2. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Курчиков А.Р. Новые аспекты нефтеобразования и геодинамики в свете изотопно-геохимических исследований цирконов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2010. №6 (73). С. 30–42.

3. Бочкарев В.С. Является ли Земля расслоенным объектом? Осадочные бассейны и геологические предпосылки прогноза новых объектов, перспективных на нефть и газ // Материалы XLIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2012. С. 39–42.

4. Бочкарев В.С. Геодинамики Урало-Сибирского региона, планеты Земля – как звено и зеркало эволюции Вселенной // Горные ведомости. 2012. № 9. С. 6–14.

5. Гинзбург В.Л. Как устроена Вселенная и как она развивается во времени? М.: Изд-во «Знание», 1968. 115 с.

6. *Карпинский А.П.* Очерки геологического прошлого Европейской России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 206 с.

7. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий и внешняя граница шельфа России // Геотектоника. 2013. №1. С. 3–35.

8. *Летников* Ф.А. Магмообразующие флюидные системы континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1262–1269.

9. Наука и жизнь. №1. 2015.

10. Ферштатер Г.Б. и др. Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) // Геотектоника. 2007. № 6. С. 62–77.

11. Флеров, Тер-Акопьян, Иванов и др. Радиогеохимия. 1982. № 6. С. 782–789.

12. *Хаин В.Е., Соломин М.Л.* О чем рассказывают эти скромные цирконы? // Природа. 2008. № 7. С. 12–17.

13. Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 4. С. 7–21.

В.С. Буртман¹

Геодинамическая модель развития Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое

Породы современного Тянь-Шаня в среднем палеозое принадлежали нескольким континентальным террейнам (рис. 1), которые были разделены океаническими бассейнами. Между наиболее крупными террейнами – Алай-Таримским и Казахско-Киргизским – находился Туркестанский палеоокеан [1].

Алай-Таримский террейн содержит древний Таримский массив (кратон) и покровно-складчатый пояс Южного Тянь-Шаня. Северной границей этого террейна служит сутура Туркестанского океанического бассейна, который был закрыт в позднем карбоне. Туркестанская окраина Алай-Таримского террейна была пассивной. В ее пределах выделены Внутренняя и Внешняя фациальные зоны. В силуре в обеих фаци-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия.

альных зонах на континентальном склоне происходило накопление пелагических терригенных и кремнисто-терригенных осадков. В позднем силуре – девоне Внутренняя зона была поднята на неритовый уровень и до позднего карбона на ее территории накапливались карбонатные осадки. Внешняя зона в девоне и раннем карбоне оставалась ареной пелагической седиментации. В позднем карбоне, в обеих фациальных зонах формировались турбидиты.

Казахско-Киргизский террейн представлен в Тянь-Шане своей южной частью. У туркестанского края этого палеоконтинента в среднем палеозое формировалась аккреционная призма (а, рис. 1). Среди пород аккреционной призмы находятся породы океанической коры, которые претерпели субдукцию, высокобарический метаморфизм и были эксгумированы на земную поверхность. В процессе эксгумации или позднее часть этих пород подверглась диафторезу до голубых и зеленых сланцев. Для эклогитов определены: Sm-Nd изохронный возраст 319±4 млн лет, Ar-Ar возрасты метаморфизма по фенгиту и глаукофану в интервале 401-316 млн лет, U-Pb возрасты по рутилу и цирконам – в интервале 413-310 млн лет [2 и др.]. Аг-Аг возраст метаморфизма голубых сланцев определен по кросситу, глаукофану и фенгиту в 344-347 млн лет [3]. Rb-Sr и Ar-Ar возрасты ретроградного метаморфизма получены по белым слюдам в интервале 331-302 млн лет [4]. В хребте Атбаши (Центральный Тянь-Шань) голубые сланцы и эклогиты перекрыты кластитами и известняками с фауной гжельского яруса. Изотопные возрасты эклогитов из аккреционной призмы свидетельствуют о том, что условия для высокобарического метаморфизма и эксгумации метаморфизованных пород происходили в процессе субдукции туркестанской океанической коры в девоне и раннем карбоне.

На туркестанской окраине Казахско-Киргизского террейна – на севере современного Тянь-Шаня – в силуре, девоне и карбоне широкое распространение получил надсубдукционный (subduction-related) магматизм. В Чаткальском районе Западного Тянь-Шаня в обнажениях силурийских (Rb-Sr: 426–422 млн лет) надсубдукционных вулканитов установлено увеличение количество калия в одинаковых по кремнекислотности эффузивах в направлении с юга на север. В том же направлении уменьшается коэффициент эксплозивности и увеличивается количество излившихся пород [5]. Пояс девонского и каменноугольного надсубдукционного магматизма протягивается из северных хребтов Центрального Тянь-Шаня в хребет Налатишань, расположенный около сутуры Туркестанского океана в Восточном (китайском) Тянь-Шане. Здесь в ассоциированных с вулканитами гранитах І-типа, имеющих Rb-Sr возраст 340 млн лет, также было выявлено увеличение количества





 1, 2 – континентальная кора Алай-Таримского (AT) и Казахско-Киргизского (KK) террейнов; 3 – кора Туркестанского океана, 4, 5 – аллохтоны, которые содержат слабо измененные офиолиты (4) и метаморфизованные породы аккреционной призмы (5); 6, 7 – породы Внешней (6) и Внутренней (7) зон окраины Алай-Таримского террейна; 8 – тектонические границы; 9 – направление субдукции океанической и континентальной коры; 10 – надсубдукционный вулканизм калия в северном направлении – по мере удаления от Туркестанской сутуры [6]. Данные о надсубдукционном магматизме свидетельствуют о том, что субдукция туркестанской океанической коры происходила под Казахско-Киргизский террейн.

Коллизионные деформации. Когда океаническая кора Туркестанского океана была субдуцирована под Казахско-Киргизский террейн, в интервале 310–300 млн лет началось коллизионное взаимодействие между Алай-Таримским и Казахско-Киргизским континентами. В Западном и Центральном Тянь-Шане это произошло в московском и касимовском веках, в Восточном Тянь-Шане, вероятно, в гжельском веке [1]. С началом коллизии, субдукция океанической коры Туркестанского океана сменилась субдукцией континентальной коры Алай-Таримского континента под Казахско-Киргизский континент (б, рис. 1). Коллизия континентов сопровождалась деформациями, в результате которых был создан покровно-складчатый пояс Южного Тянь-Шаня.

На первом этапе коллизионной деформации происходило формирование системы шарьяжей. Оно началось в московском веке и происходило в течение 20–25 млн лет – до сакмарского или артинского века. Граниты, которые прорывают автохтон и аллохтон, имеют артинский изотопный возраст [7].

Шарьяжи формировались на коре Алай-Таримского террейна, - на дне внутриконтинентального моря, которое было наследником Туркестанского палеоокеана. Верхние шарьяжи сложены метаморфизованными породами аккреционной призмы. В процессе субдукции туркестанской океанической коры от кровли субдуцируемого слэба отслоились пластины слабо измененных офиолитов. Тектонические пластины, содержащие такие офиолиты, были пододвинуты под метаморфические породы аккреционной призмы. Затем, Внешняя зона Алай-Таримского континента была пододвинута под пластины офиолитов (б, рис. 1). Во время этого процесса или позднее произошло тектоническое расслоение краевой части Алай-Таримского континента. Поверхность тектонического отслаивания находилась в силурийских сланцах. В процессе продолжающейся континентальной субдукции Внутренняя зона Алай-Таримского террейна была пододвинута под отслоившийся комплекс осадков Внешней зоны (в, рис. 1). Это происходило в сакмарско-артинское время, но могло начаться ранее. В результате описанных процессов был создан трехэтажный ансамбль шарьяжей. После формирования ансамбля шарьяжей, аллохтон и автохтон были совместно смяты в синформные и антиформные складки (г, рис. 1).

Послеколизионные деформации. В отличие от коллизионных деформаций, стиль которых выдержан на протяжении почти всего складчатого пояса Тянь-Шаня и Кызылкума, деформации в послеколлизионное время (в поздней перми и, вероятно, в триасе) были различны в разных частях этого пояса. Стиль послеколизионных деформаций региона определяют горизонтальные складки (ороклины) и сдвиги. Доминантными структурными формами этого этапа являются Таласо-Ферганский сдвиг, Ферганская горизонтальная флексура и Джунгарский сдвиг.

Литература

1. Буртман В.С. Тектоника и геодинамика Тянь-Шаня в среднем и позднем палеозое // Геотектоника. 2015. № 4. С. 67–85.

2. *Hegner E., Klemd R., Kroner A. et al.* Mineral ages and *P*–*T*-conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of melange sediments from Atbashi in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // Amer. J. Sci. 2010. Vol. 310. P. 916–950.

3. *Gao J., Klemd R.* Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, W China: geochemical and age constraints // Lithos. 2003. Vol. 66. P. 1–22.

4. *Klemd R., Brocker M., Hacker B.R. et al.* New age constraints on the metamorphic evolution of the high-pressure/low-temperature belt in the western Tianshan Mountains, NW China // J. Geol. 2005. Vol. 113. P. 157–168.

5. Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Хамрабаева Л.И. Рубидийстронциевый возраст, источники расплавов и рудоносность среднепалеозойских магматических образований Алмалык-Ангренского горно-рудного района // Геология и минеральные ресурсы. 2002. № 3. С. 42–53.

6. Hsu K.J., Yao Y., Hao J., Hsu P., Li J., Wang O. Origin of Chinese Tianshan by arc-arc collisions // Eclogae geol. Helv. 1994. Vol. 87. P. 365–292.

7. Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. P. 821–838.

Ротационная вихревая геодинамика как основа новой парадигмы геологии

Введение. С конца XIX геологам известно свойство саморазрушения горных пород при их извлечении на поверхность, которое ими полагалось ответственным за землетрясения [2]; впоследствии оно получило название «энергонасыщенность геологической среды» [7]. В 1930-х гг. геологами введено понятие объемной текучести горных пород или реидности или сверхпластичного объемного течения в «холодном» состоянии [5]. Публикации последних лет и их анализ показали, что геологами вместо геологических терминов энергонасыщенность и реидность, как правило, без достаточного обоснования используются термины из других дисциплин, такие как нелинейность, фрактальность и др. [2]. В 1928 г. китайским геологом Ли Сыгуаном впервые описаны геологические структуры вихревой формы [6]. Последующие исследования, в том числе, инструментальные геофизические и космические [9], подтвердили, что вихревые геологические структуры являются весьма распространенными и характерными, их размеры достигают 1000 км и более, однако для науки они, тем не менее, «не существовали», их исследование только начинается [1, 3, 4, 9].

Нелинейность. Изучение нелинейных свойств геологической среды является одной из основных задач динамической геологии [7]. Почему используется именно нелинейность (физическое, по сути, свойство) геологической среды, а не, скажем, «чисто» геодинамические свойства энергонысыщенности и/или реидности, авторы не поясняют [2], что несколько странно. Попробуем разобраться. Во-первых. Концепция нелинейности в физике включает рассмотрение геометрической, физической, структурной и др. нелинейностей. И физика всех этих нелинейностей количественно достаточно строго определяется соответствующими членами уравнений, описывающими движение среды. Убери уравнения - и физика и количественная характеристика нелинейностей исчезает, а само понятие становится, по сути, философской категорией. Вовторых. Какой смысл вкладывают авторы-геологи [2, 7] в термины «нелинейная» и, следуя такой геологической логике [7] – «линейная», геологическая среда? Непонятно. В-третьих, нелинейность геологической среды может обладать рядом своих специфических особенностей,

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

например: реидное объемное течение геологической среды [5], энергонасыщенность [8], «собственным потенциалом движения» (А.В. Пейве), самоорганизация (А.В. Лукьянов), способность образовывать вихревые структуры [1, 3, 6, 9, 10]. Как видим, употребляемый авторамигеологами термин «нелинейность» геологической среды требует геологического и анализа, и определения и/или конкретизации. Вчетвертых. Свойство нелинейности приводит не только к «размытостям» и неопределенностям (бифуркациям и аттракторам) [7], но и к сходимостям, «концентрациям» и, как следствие, к вполне определенной предсказуемости процесса [2]. Без рассмотрения «предсказуемого» аспекта нелинейности не может считаться корректным принимаемое в [7] безоговорочное и полное отрицание возможности прогнозирования геологических процессов и, в том числе, землетрясений. Такой вывод яркий пример того, как далеко можно зайти, основывая свои умозаключения только на самых общих свойствах, игнорируя конкретные геологические и геофизические данные.

Фрактальность. Авторы-геологи полагают, что геологическая среда является фрактальной (см., например, [2, 3, 7]), что, строго говоря, неправильно, по многим причинам. Во-первых, очаги сильных (M \approx 9) землетрясений и соответствующие им блоки геологической среды никак нельзя считать фрактальными областями, т.к. их не удастся заполнить очагами афтершоков и форшоков и их скоплениями, которые, в совокупности, образуют фрактальное множество. Во-вторых, перестройка геологической среды сопровождается не только сдвиговыми движениями с образованием разломов и трещин; перестройка геологической среды сопровождается, в том числе и объемными реидными движениями. В-третьих, движение геологической среды в свете современных представлений приобретает совершенно новые качества - самоорганизацию, реидность, энергонасыщенность, способность двигаться вихревым способом. Не учет авторами-геологами всего спектра геологических свойств среды, по сути, оставляет их в рамках старых представлений, из которых они стремяться выйти. Но при этом вместо геологического переосмысления употребляемых ими терминов (нелинейность, фрактальность, бифуркации, аттрактор и др.), не изменяя их физического и математического смыслов и не наполняя геологическим содержанием, по сути, просто перекрашивают их в другой цвет, называя их кардинально новыми.

Вихревые геологические структуры. Суть проблемы. Имеющиеся данные [3] позволяют известное фундаментальное для гидродинамики выражение (Ф.Дж. Сэффмэн) для геодинамического процесса перефразировать следующим образом: вихревые движения – это «мышцы и жи-

лы геодинамики». Поэтому для решения проблемы вихревых геологических движений достаточно обосновать механизм «закачки» завихренности в «твердую» литосферу. И любая динамическая концепция, претендующая на описание вихревых геологических структур, должна содержать в себе такой геодинамически обоснованный механизм [3].

Концепция тектоники плит. При переходе к новому более сложному этапу исследования, «вихревому», необходимо провести анализ принципиальных, связанных с вращениями планеты, положений «старой» теории – тектоники плит. Следует отметить, что, во-первых, *теорема* Эйлера–Даламбера не применима к задачам геодинамики, так как на Земле отсутствует неподвижная точка (необходимое и достаточное условие применимости теоремы). Во-вторых, «Относительности вращения» не существует. Вращающаяся система – не инерциальная система, и законы физики в ней другие» (Р. Фейман) и в трехмерном пространстве результат движения, характеризующегося суммой двух и более конечных углов поворота, будет определяться последовательностью их выполнения. Другими словами, результаты интерпретации геодинамических данных, полученных в рамках тектоники плит, могут быть неоднозначными.

Резюме. Тектоника плит напрямую никак не связана с вращением планеты. Не работает и связка перемещение – угол поворота плит и/или блоков. Т. о., многие, казалось бы, очевидные, выводы тектоники плит, фактически, «повисают в воздухе». Тектоника плит не только не содержит в себе механизм «закачки» завихренности в «твердую» литосферу, но, в принципе, и не может содержать такой механизм – она не применима для объяснения эффекта вихревых геологических структур [3].

Ротационные волны, строение геосреды и ее свойства [10]. В рамках ротационной модели геодинамического процесса показано, что движение блока вдоль поверхности вращающейся (неинерциальной) Земли механически эквивалентно его вращению в инерциальной (неподвижной) системе координат под действием собственного момента – спина. Такое поворотное движение блока создает в окружающей его литосфере напряжения с моментом силы, что позволяет объяснить многие закономерности геодинамического процесса. В частности, «механическая эквивалентность» – упрощающее правило в ротационной модели, является результатом сохранения момента импульса и приводит, *во-первых*, к накоплению напряжений с моментом силы в геосреде, что может определять ее энергонасыщенность или способность излучать сейсмическую эмиссию. *Во-вторых*, ротационные напряжения оказываются симметричными, что, с одной стороны, находится в полном соответствии с законами физики, с другой – освобождает нас от необходимости ис-
пользования математической, физически не обоснованной модели Коссера. В-третьих, взаимодействие геофизических блоков, тектонических плит и геологических структур может являться проявлением в науках о Земле общего физического принципа корпускулярно-волнового дуализма, который для геосреды может определять принципиально новый тип нелинейных взаимодействий - ротационных «медленных» с характерным значением скорости $c_0 = \gamma \sqrt{V_R V_S}$, $c_{0,\text{max}} = 1 - 10$ см/с волн. Здесь $\gamma = k^{-4}$ – нелинейный параметр, $k = 10^4$ – коэффициент нелинейности геосреды, V_S – скорость поперечных сейсмических волн, $V_B = \Omega R_0$, Ω – угловая скорость вращения Земли вокруг своей оси, R₀ – характерный размер блоков геосреды. В-четвертых, медленные ротационные волны, являющиеся результатом коллективного взаимодействия блоков, плит и структур между собой, могут обеспечить реидное объемное движение геосреды, включая и движения, способствующие образованию вихревых структур. Физическим аналогом реидных движений может являться сверхтекучесть.

Заключение. В науках о Земле за последние 10–20 лет наблюдается увеличение интереса к проблемам нелинейности и вихревых структур: по сути, на фоне неуспехов тектоники плит имеет место поиск основ новой тектонической парадигмы. В ее основу предлагается заложить представления авторской ротационной вихревой геодинамики [1]. В рамках такого подхода оказывается возможным объяснить и многие геодинамические закономерности и свойства (энергонасыщенные (нелинейные), реидные и «вихревые») геосреды, не прибегая к поистине всеобъемлющей и обладающей всеми наперед нужными свойствами концепции флюида.

Литература

1. Викулин А.В., Иванчин А.Г., Тверитинова Т.Ю. Моментная вихревая геодинамика // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2011. № 1. С. 29–35.

2. Викулин А.В. Нелинейность-фрактальность или реидность-энергонасыщенность: какие категории ближе геологии? (Отзыв на статью Н.В. Короновского, А.А. Неймарка «Методы динамической геологии на критическом рубеже применимости») // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2013. № 1. Выпуск № 21. С. 163–168.

3. Викулин А.В. Проблема вихревых движений в геологии // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Выпуск № 24. С. 186–190.

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

5. *Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. М.: Наука, 2008. 457 с.

6. *Ли Сы-гуан*. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо-Западного Китая. М.-Л.: Гос-геолтехиздат, 1958. 132 с.

7. Короновский Н.В. Общая геология: учебник. М.: КДУ, 2006. 528 с.

8. Пономарев В.С. Энергонасыщенность геологической среды. М.: Наука, 2008. 379 с.

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

10. *Vikulin A.V.* Geodynamics as wave dynamics of the medium composed of rotating blocks // Geodynamics & Tectonophysics. 2015. V. 6. Issue 3. P. 345–364.

<u>А.М. Виноградов</u>¹, Р.Д. Мухамедяров²

Разломно-блоковая тектоника Южного Урала в системе металлогенического прогнозирования

Южный Урал является уникальной минерагенической провинцией. Здесь сосредоточены крупнейшие месторождения различных полезных ископаемых. Сформированные ресурсы и запасы полезных ископаемых выявлены в процессе не имеющих аналогов по темпам геологоразведочных работ (1955–1965 гг.) в области разномасштабного геологогеофизического и геохимического картирования, экспрессного прогнозирования, поисков и разведки в этом регионе. Результаты этих исследований и работ не потеряли своей значимости до настоящего времени. Произошедший спад интенсивности и результативности этих работ в последние 35–45 лет с позиции географических, геоэкологических и других факторов вполне объясним.

Цель доклада обсудить перспективы совершенствования ресурсов полезных ископаемых за счет уточнения глобальных, региональных и детальных факторов и критериев связи минерагении и тектоники региона.

С учетом реконструкции и анализа региональных магнитных полей [1] принята плюм-тектоническая модель развития территории с поло-

¹ ФБГОУ ВПО «Уральский государственный горный университет», Ектеринбург, Россия.

² ЗАО «Институт аэрокосмического приборостроения», Казань, Россия.

жением двух коро-мантийных солитонов раннепалеозойского и позднепалеозойского заложения. Центры солитонов в современных координатах расположены в районе г. Ханты – Мансийка на севере и озера Балхаш на юге. Первый определил прогиб осадочных бассейнов Западной Сибири, второй – воздымание на севере Казахстана. Эта глобальная геодинамическая структура обозначена как Западно-Сибирская тектоно-магматическая система (ЗСТМС). Она развивалась вдоль Урало-Оманской ступени геопотенциала. Урал расположен в западном борту ЗСТМС вдоль границы Восточно-Европейской платформы. Он рассматривается как регион в границах контура, где мощность мезозойскокайнозойских образований преимущественно меньше 50 м.

Вдоль ступени геопотенциала наблюдаются рельефные секущие сдвиги. На Южном Урале расположен один из них [2, 3]. В региональных полях силы тяжести он фиксируется тремя выраженными субширотными дислокациями, объясняющими перераспределение плотностных неоднородностей фанерозойского заложения. Оси дислокаций проходят через города Ишимбай – Магнитогорск – Кустанай на севере, Оренбург – Гай – Ясный в центре и Илек – Эмба на юге. Они видимо фиксируют скрытые неоднородности земной коры и слабо проявлены на эрозионном срезе и, соответственно, не имеют отражения на геологических картах. Однако, уверено контролируют аномально выраженное секущее распределение разнообразных полезных ископаемых, как рудных, так и углеводородов. Центральная зона скрытых дислокаций отвечает осевой части Оренбургского пересечения Урала. Оно расположено вдоль и включает границу России и Казахстана. Согласуется по простиранию с субширотнымми участками поймы рек Урала, Самары, Сакмары, Илека и Ори. Из-за аномальной урбанизации эта территория становится труднодоступной для детальных исследований. Поэтому приоритетными становятся геофизические данные, геодинамические реконструкции и прямая индикация целевых объектов современными методами аэрокосмических наблюдений [6, 8].

В настоящее время разломно-блоковая тектоника приобретает ведущее значение в меаллогеническом прогнозировании на рассматриваемой территории. Её главные составляющие – это зоны субширотных тектонических дислокаций дорифейского заложения [4] и субмеридиональные палеозойские глубинные и региональные разломы [5]. Отмеченные элементы положены в основу геодинамических реконструкций и выделения блоков с различной минерагенической загрузкой. Вдоль Уральских структур по разломам развивался базитовый и базитгипербазитовый магматизм и соответствующая минерагения. Поперечные сквозные дислокации определили редкоземельную и благороднометальную минерализацию [2, 7], отражающую, как нам представляется, связь коровых структур с мантийной энергетикой плюмов. Рудные узлы, формируемые на пересечении меридиональных и секущих субширотных структур, определяют распределение крупных месторождений фемической специализации. Своеобразна минерагения центральных частей блоков в восточных районах Южного Урала. Здесь картируются крупные массивы позпалеозойских гранитоидов. Они контролируют размещение благороднометальных и редкометальных (Mo,W, Bi) проявлений с уникальными геологическими запасами последних [7].

Раскрывается значимость для Южного Урала новейших и современных ярусно-блоковых структур, отчетливо выделяемых по данным метода дистанционного инфракрасного аэрокосмического зондировании [8]. Ожидается, что с использованием этого метода будут решаться региональные проблемы. Прежде всего, в области гидрогеологии и геоэкологии, а также в установлении связи палео- и неотектонических структур. Перспективно использование этого метода при прогнозировании и детальных поисках крупных колчеданных месторождений на локализованных особо перспективных участках России и Казахстана [2, 8].

Литература

1. Виноградов А.М. Структура магнитных полей центрального сектора севера Евразии – отражение магматизма в фанерозойской геодинамике региона // Материалы совещания «Геологическая история, возможные механизм и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой». М.: МГУ, 2013. С. 42–46.

2. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 186 с.

3. Виноградов А.М., Малышев А.И. Факторы и критерии прогноза, направление и методика поисков крупных колчеданных месторождений на Урале // Литосфера. 2014. № 5. С. 90–109.

4. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Широтная тектоническая зональность и ее связь с металлогенией (на примере Южного Урала) // Вопросы разведочной геофизики. Вып. 75. Свердловск, 1971. С. 3–9.

5. Виноградов А.М., Ярош А.Я. Строение структурно-формационных зон Южного Урала и развитие глубинных разломов земной коры // Разведочная геофизика. Вып. 83. Свердловск, 1972. С. 8–25.

6. Косарев А.М. Линейные и кольцевые структуры Южного Урала, выявленные при дешифрировании космических снимков, и их рудоконтролирующее значение // Палеовулканические условия образования и размещения колчеданных месторождений Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 36–43. 7. Понаморева Г.А. Региональные закономерности распределения платиноидов в Оребургской части Южного Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГУ, 2013. 32 с.

8. Мухамедяров Р.Д. Метод видеотепловизионной генерализации аэрокосмических съемок для решения геотехногенных задач // Сб. докл. 5-ой научно-техн. конф. «Актуальные проблемы урановой промышленности». Алматы, 2008. С. 319–334.

<u>В.Н. Войтенко¹</u>, Д.Н. Задорожный²

Определение напряженного состояния и величины флюидного давления в горном массиве по ориентировке вторично активизированных трещин

Определение тектонических причин напряженного состояния и условий флюидного давления, контролирующих открытие и заполнение трещин, впервые было сделано П.Т. Дилейни с соавторами [7] используя круговые диаграммы Мора. Дж. Баер с соавторами, Р. Дж. Джолли и Д. Дж. Сандерсон [5, 8] разработали метод определения напряженного состояния для трёхмерной задачи, введением двух параметров, описывающих отношения между величинами флюидного давления (P_f) и главных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$): относительного расширяющего давления R'и отношения Лодэ Φ [2, 4, 5].

Вся совокупность трещин, которые могут быть открыты, находится графически из круговой диаграммы Мора, используя углы θ_1 , θ_2 , θ_3 между нормалями активизированных трещин и направлениями главных напряжений. При решении обратной задачи, поясовая или кластерная форма распределения нормалей к трещинам, определяет ориентировку главных напряжений, форму и величину относительного расширяющего флюидного давления [1, 8].

Структурно-тектоническая позиция Базовского рудного поля характеризуется его расположением в структуре регионального глубинного Адыча-Тарынского разлома. В современных структурах Адыча-Тарын-

¹ Институт наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

² Центральный Научно-Исследовательский Геологоразведочный Институт Цветных и Благородных Металлов (ФГУП ЦНИГРИ), Москва, Россия

ский разлом проявлен в виде двух кулисообразно расположенных сдвиговых систем: ранних северо-западного простирания сдвиго-взбросов (межформационных и послойных срывов) и поздних субширотных сбросо-сдвигов, ассоциирующих с внедрением даек нерско-бохапчинского комплекса. Адыча-Тарынский разлом имеет схожие характеристики с основными рудоконтролирующими разрывными структурами Магаданской области, в частности с Тенькинским разломом [3].

В строении Базовского рудного поля участвуют складки II-го порядка и зоны смятия северо-западного и субширотного простирания. Складчатые структуры сопряжены с формированием Диагонального и его оперяющих разрывных нарушений, в плане эти ранние структуры имеют Z-образный изгиб, обусловленный поздними деформациями вдоль субширотных разрывных нарушений. Литологическим фактором, контролирующим жильно-прожилковые зоны, являются мощные пачки песчаников, границы которых срезаются региональным Диагональным разломом. Перекрывающая и подстилающая пачки представлены углеродистыми алевролитами и аргиллитами, предопределяющие формирование крупных послойных срывов в кровле и подошве песчанистой пачки и формирование «экрана» для гидротермальных и метасоматических флюидов.

Морфология и внутреннее строение жильно-прожилковых зон Базовского месторождения определяется этими литологическими и структурными факторами. Рудные зоны фактически представляют плитообразные с жильно-прожилковыми телами внутри компетентной пачки песчаников, в подошве которой фиксируются рудоподводящие разрывные нарушения. Морфология жильно-прожилковых тел сложная и представляет собой совмещение нескольких систем кулисообразно расположенных опережающих и оперяющих жил и прожилков, сформированных в условиях взброса (надвига) и сброса, взаимно пересекающих друг друга.

Одной из важных структурных особенностей Базовского месторождения является выдержанное северо-западное простирание большинства жильно-прожилковых тел, вне зависимости от простирания слоистости рудовмещающей пачки песчаников. Выявленная закономерность предполагает, что подавляющее количество жил и прожилков были сформированы в рудовмещающей пачке песчаников не на этапе складкообразования, а уже в смятой в складки осадочной толще. Указанные закономерности расположения плоскостных жильных тел внутри однородной пачки песчаников позволили применить метод определения параметров эллипсоида палеонапряжения и относительной величины флюидного давления на этапе формирования жильно-прожилковых тел в пределах рудовмещающей пачки.



Рис. 1. Результаты анализа палеонапряжений по ориентировке вторично активизированных трещин, жил и прожилков северо-западной части Базовского месторождения: а – при $P_f < \sigma_2$, г – при $P_f > \sigma_2$. На равноплощадных азимутальных проекциях, нижняя полусфера, представлены: плотность распределения (1%) нормалей к жилам и прожилкам, указаны количество жил в выборке, элементы залегания максимума плотности; распределение нормалей к жилам и прожилкам, вычисление углов θ_1 , θ_2 , θ_3 , затененная область – площадь распространения нормалей к активизированным жилам и прожилкам; круговая диаграмма Мора: 1 – область возможных ориентировок трещин, 2 –область активизации ранее сформированных трещин посредством скалывания и расширения стенок трещин, 3 – область, для которой величина флюидного давления больше нормального напряжения к

стенке трещины, R' – относительное расширяющее давление, Φ – отношения Лоде, μ_{σ} – коэффициент Лоде-Надаи

Для анализа была использована выборка из 438 жил и прожилков, замеренных в пределах жильно-прожилковых зон для северо-западного участка Базовского месторождения, занимающего площадь примерно 500 x 500 м, включая Жилу Базовскую и Центральную рудную зону. Определение величин углов между главными осями палеонапряжений $\theta_l, \theta_2, \theta_3$ проводилось двумя методами (рис. 1) при относительной величине флюидного давления $P_f < \sigma_2$ и $P_f > \sigma_2$.

В первом варианте определялась ориентировка максимальной главной оси σ_3 как минимума плотности расположения нормалей к стенкам трещин (рис. 1а), границы минимума плотности распределения были ограничены 0.5% изолинией плотности, длинная ось минимума плотности определяла ориентировку промежуточной оси σ_2 . В этом варианте, учитывающем все ориентировки жил, трещин и даек на участке, хорошо определяется область на азимутальной проекции, в которой не было, ни одной из 438 нормалей к жилам для исследуемого участка. Выявленная особенность в распределении нормалей позволила рассчитать параметры палеонапряжений при превышении флюидного давления величины главного промежуточного напряжения ($P_f > \sigma_2$). Ориентировка максимальной главной оси σ_3 совпадает с широтным направлением тектонического сжатия складчато-надвигового этапа формирования структуры, в частности Диагонального разлома.

Во втором варианте, при $P_f < \sigma_2$ (рис. 1б), ориентировка минимальной главной оси σ_l определялась как ось малокругового (эллиптического) распределения плотности расположения нормалей к стенкам трещин, границы кластерного распределения были ограничены 3% изоли-

нией плотности. Длинная ось кластерного распределения определяла ориентировку промежуточной оси σ_2 . Положение вычисленной оси σ_3 в центре малокруговой ориентировки полюсов к трещинам объясняется тем, что анализ проводился, фактически для наклонного плитообразного жесткого тела, а не для однородной среды [7], поэтому ориентировка трещин растяжения ограничивалась сорванными поверхностями кровли и подошвы песчаной пачки, предопределившими неоднородность распределения нормалей в контуре эллипса. Ориентировка максимальной главной оси σ_3 совпадает с север-северо-восточным направлением тектонического сжатия этапа формирования сдвиговых парагенезисов в висячем крыле Диагонального разлома. В этом варианте в выборку, ограниченную доверительным эллипсом, вошло большинство золотоносных крутозалегающих прожилков, наследующих плоскости кливажа осевой плоскости, вторично активизированных соскладчатых пологопадающих жил и не вошла совокупность жил, прожилков и даек, широтного простирания, не несущих полезную минерализацию.

С этих позиций, первый и второй варианты можно рассматривать как этапы формирования жильно-прожилковых тел при циклически сменяющейся величине флюидного давления [6, 9, 10], а меняющуюся ориентировку осей σ_3 и σ_2 не как смену ориентировки тектонического напряжения, а как локальную «переориентировку» за счет внедрения гидротермальных растворов и расплавов магматических пород. Вычисленное отношение Лоде Φ характеризует напряженное состояние участка месторождения Базовское как «обжатие» и вписывается в сдвиговое тектоническое поле Адыча-Тарынской зоны сдвига [3].

Авторы благодарят сотрудников ЗАО «ГРК «Западная» А.В. Верхозина, Ю.И. Смолинова, Е.В. Белуженко, А.А. Круглова и Соболева Б.Д. за помощь в проведении полевых исследований и ценные замечания. Микроскопическое изучение образцов было выполнены на оборудовании Ресурсного Центра СПбГУ «Геомодель».

Литература

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

2. *Ребецкий Ю.Л*. Тектонические напряжения и прочность природных массивов. М.: Академкнига, 2007. 406 с.

3. Шахтыров В.Г. Сдвиговые структурные ансамбли и золотое оруденение Яно-Колымской складчатой системы: Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Магадан, 2009. 289 с.

4. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. № 89. P. 5835–5848.

5. Baer G., Beyth M., Reches Z. Dikes emplaced into fractured basement, Timna Igneous Complex, Israel // J. Geophys. Res. 1994. № 99. P. 24039– 24051.

6. Cox S.F., Knackstedt M.A., Braun J. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. // Soc. Econ. Geol. Rev. 2001. № 14. P. 1–24.

7. Delaney P.T., Pollard D.D., Zioney J.I., McKee E.H. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and palaeostress analysis // J. Geophys. Res. 1986. № 91 (B5). P. 4920–4938.

8. Jolly R.J.H., Sanderson D.J. A Mohr circle reconstruction for the opening of a pre-existing fracture // J. Struct. Geol. 1997. № 19. P. 887–892.

9. McKeagney C.J., Boulter C.A., Jolly R.J.H., Foster R.P. 3-D Mohr Circle analysis of vein opening, Indarama lode-gold deposit, Zimbabwe: implications for exploration // J. Struct. Geol. 2004. № 26. P. 1275–1291.

10. Mondal T.K., Mamtani M.A. 3-D Mohr circle construction using vein orientation data from Gadag (Southern India) – Implications to recognize fluid pressure fluctuation // J. Struct. Geol. 2013. № 56. P. 45–56.

А.В. Волков, А.А. Сидоров¹

Тектоно-металлогенические обстановки формирования крупных и суперкрупных Аu-сульфидных месторождений вкрапленных руд

Крупные золото-сульфидные месторождения (ЗСМ) распространены глобально (рис.), известны в различных по возрасту (от докембрия до плиоцена) металлогенических провинциях. Они располагаются преимущественно в терригенных и терригенно-карбонатных углеродсодержащих толщах. В рудах ЗСМ преобладает «невидимое» Аu в сульфидах. Последние представлены мелкой и тонкой вкрапленностью в зо-

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





нах дробления, рассланцевания и брекчирования пород. Невидимое Au в сульфидах придает рудам упорные свойства, затрудняя извлечение из них золото. В последние годы из упорных руд добывается 12–15% Au от общего объема добычи в России (Олимпиадинское, Майское и Албазинское месторождения). В мире доля Au, полученного из упорных руд, составляет около 10%, главным образом из месторождений Карлинского типа.

Новый фактический материал, существенно расширяющий наши представления о генетическом разнообразии и конвергенции вкрапленного Аu-сульфидного оруденения, был получен в результате изучения металлогении рудных районов Северо-востока и других регионов России, стран СНГ и мира. Выполненные исследования показали, что ЗСМ формируется в разных тектоно-магматических обстановках (ТМО).

ЗСМ Чукотки (Майское, Туманное и др.) обладают всеми признаками, месторождений Au, связанных с интрузивами гранитоидов [1]. Чукотские ЗСМ формируются в интрузивно-купольных структурах внешнего перивулканического обрамления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Сателлитные месторождения представлены Sn-Ag мезотермальным, Au-Ag и Hg-Sb эпитермальными типами. Изометричные рудные поля 3СМ (площадью 5–8 км²), сопровождаются свитами даек, эксплозивными брекчиями и субвулканическими штоками. Количество упорного (невидимого) Au в рудах составляет 90% [2].

В постколлизионной орогенной обстановке 3CM (Наталкинское, Нежданинское и др.) контролируются глубинными региональными разломами, фиксирующими тектонические границы турбидитных террейнов. Рудные поля (площадью >15 км²) 3CM, крупнейших на Северо-Востоке России, приурочены к тектоническим блокам, занимающих отчетливую над интрузивную позицию. Важную роль играют, оперяющие основной разлом взбросы, сбросы и надвиги, образующие рудовмещающие системы дуплексов. В пределах рудных полей встречаются дайки пестрого состава. Количество упорного Au в рудах варьирует от 30 до 80%. К Адыча-Тарынской зоне приурочено большое количество Au-Sb, Sb и Hg рудопроявлений, где могут быть выявлены новые 3CM [2]. На Au-Sb и Hg объектах Адыча-Тарынской зоны магматические образования отсутствуют, поэтому предшественники считали их "амагматичными" – телетермальными [3].

Наиболее детально изучена ТМО формирования месторождений Au карлинского типа, обладающих большим сходством с 3CM. Близкоодновременное (42–36 млн лет) образование многочисленных однотипных месторождений связывается с переходом от пологой субдукции к возобновлению магматизма в задуговой обстановке масштабного растяжения [4]. Предполагается, что астеносферный апвеллинг создавал магму, которая производила и накапливала большие объемы золотоносных флюидов на глубинах 10–12 км. Поднявшись к поверхности флюиды в нескольких километрах от поверхности растворяли и сульфидизировали карбонатные толщи, что приводило к отложению золотоносного пирита в джаспероидах. Количество упорного Au в месторождениях карлинского типа варьирует от 50 до 80% [5].

Рифтогенной постостроводужной обстановке принадлежат ЗСМ Малого Кавказа (Лухуми, Зодское), иранского вулканоплутонического пояса Тахаб (Зарчуран, Сара Гиней, Аг-Дах), Папуа Новой Гвинеи (Поргера). Эти ЗСМ характеризуются сравнительно невысокими (3–4 г/т) содержаниями Аи в упорных рудах и доминирующим развитием Аи и As содержащего пирита. Характерная особенность месторождений – пространственная ассоциация с основным и ультраосновным магматизмом и широкое развитие теллуридов в поздних жилах. Количество упорного Аи достигает 60–70% [6].

Принадлежность ЗСМ к той или иной ТМО подтверждается соответствующими изменениями минеральных и геохимических парагенезисов в рудах. Однако в большинстве случаев ЗСМ разных ТМО представляются конвергентными (квазитождественными) по текстурам, структуре и минеральному составу руд. Для ЗСМ, связанных с интрузивными системами гранитоидов, обычна ранняя Mo-Bi-W-Sn минерализация и поздние Ag-Pb-Zn жилы. Для орогенных 3CM в надинтрузивных блоках системы, характерна незначительная ранняя Ni-Co и/или W-Bi минерализация. Амагматичные ЗСМ (Сарылах, Сентачан и др.) отличаются гипертрофированным развитием поздней Au-антимонитовой и Hg минерализации. Месторождения карлинского типа характеризуются широким развитием золотоносных джаспероидов, Tl минерализации и битумов. В ранних минеральных ассоциациях ЗСМ постостроводужной обстановки широким развитием пользуются сульфиды и сульфосоли меди, а в поздних жилах распространены теллуриды (Зодское, Сара Гиней, Поргера и др.). В этой обстановке ЗСМ обнаруживают отчетливые минералого-геохимические признаки, позволяющие связать их формирование с Си-порфировой и/или колчеданно-полиметаллической рудообразующей системой [6]. Оценивая продуктивность рассмотренных выше ТМО необходимо отметить, что количественно и по суммарным запасам доминирует обстановка, продуцирующая месторождения карлинского типа, на втором месте находится орогенная ТМО.

В рудовмещающих структурах ЗСМ происходила последовательная смена вязких пластических деформаций, характерных для режима сжатия, на хрупкие деформации растяжения. Таким образом, большое гене-

тическое разнообразие ЗСМ обусловлено близкими условиями рудообразования, возникающих в разных ТМО. На территории России известны все типы рассмотренных выше ТМО, что позволяет прогнозировать открытие новых ЗСМ в каждой из обстановок.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского Научного Фонда № 14-17-00170.

Литература

1. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И. и др. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 179–197.

2. Индолев Л.Н., Жданов Ю.А., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 232 с.

3. *Muntean J.L., Cline J.S., Simon A.C., Longo A.A.* Magmatic hydrothermal origin of Nevada's Carlin-type gold deposits // Nature Geosc. 2011. № 4. P. 122–127.

4. *Cline J.S., Hofstra A.H., Muntean J.L. et al.* Carlin-type gold deposits in Nevada: critical geologic characteristics and viable models // Econ. Geol. 100th Anniversary Volume / Eds Hedenquist J.W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. // Society of Economic Geologists. 2005. P. 451–484.

5. *Richards J.P.* Cumulative factors in the generation of giant calc-alkaline porphyry Cu deposits // Super porphyry copper and gold deposits: a global perspective / Porter T.M., (ed.) Linden Park, South Australia, PGC Publishing, 2005. Vol. 1. P. 7–25.

А.А. Гаврилов¹

Сходство и различия структурной позиции алмазоносных районов Северо-Западного региона РФ и Северо-Восточного региона Китая

Развиваемые автором положения о существовании трех основных типов внутреннего строения структур центрального типа (СЦТ), гомологии и минерагенической асимметрии очаговых систем [1, 2 и др.], а

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

также опубликованные геологические и геофизические материалы [3-5 и др.] позволяют предположить пространственно-генетическую связь алмазоносных районов Северо-Западного региона России не двумя глубинными инъективными дислокациями [3], а одним Кольско-Карельским палеоплюмом и одноименным надплюмовым реликтовым мегасводом (*R* – 700–750 км) [6]. Геологическая позиция реконструируемого сводового поднятия определяется положением в северо-восточной части Восточно-Европейской платформы, где сочленяются структуры Балтийского щита, Баренцевоморского и Тимано-Печорского геоблоков, характеризующихся различным возрастом пород фундамента и чехла платформенных отложений [4, 5 и др.]. В соответствии со временем формирования наиболее древних крупных ареалов гранитоидов, установленных в ядре выделяемого свода [7], можно предполагать, что его становление началось в раннем архее и продолжалось, дискретно во времени и пространстве, до позднего палеозоя. В раннем и среднем рифее в его осевой части сформировалась система рифтогенных прогибов и грабенов. В позднем кайнозое осевая часть палеосвода также испытала рифтогенную деструкцию и опускание, что привело к заложению систем впадин Белого моря. Поэтому на современном, инверсионном этапе развития для этого реликтового поднятия характерны радиальноцентробежный рисунок гидросети и приуроченность основных проявлений и месторождений полезных ископаемых к периферийным относительно приподнятым блокам, что свойственно отрицательным кольцевым формам с сателлитным типом инфрастуктуры (рис. 1).

Тела кимберлитов на Заонежском п-ове и в районе Пряжи образовались в позднем протерозое (венд). Данные изотопных определений аналогичных по составу комплексов на территории Финляндии свидетельствуют о нескольких этапах образования алмазоносных пород: 1100 (средний рифей), 594 (венд – ранний кембрий) и 450–434 (поздний ордовик) млн лет [3]. Все это отражает неоднократное проявление щелочно-ультрабазитового магматизма и унаследованное, хотя и пульсационное развитие Кольско-Карельского плюма. Потенциально продуктивные очаговые системы ультрамафит-щелочной и мафит-щелочной формаций в верхних частях литосферы, вероятно, формировались на этапах активизации глубинных разломов и рифтогенной деструкции мегасвода, как это отмечается для рифей-вендского магматизма. Различия в возрасте алмазоносных пород западных и восточных областей региона автор объясняет, исходя из положения о минерагенической асимметрии очаговых систем [2, 6].

Корейско-Китайский надплюмовый палеосвод, также как и Кольско-Карельский, представляет собой древнейшее ядро роста континенталь-



Рис. 1. Благоприятные участки (по дистанционной прогнозно-поисковой модели в ранге район) для проникновения к поверхности кимберлитов, лампроитов по [3] и проецируемые на поверхность каркасные дуговые и кольцевые разломы Кольско-Карельского надплюмового реликтового мегасвода [6]. *I* – участки аномального присутствия благоприятных признаков, σ: *a* − 0,5, *б* − 1, *в* − 2, *г* − 3; *2* – площадь развития осадочных комплексов, перекрывающих тела кимберлитов и лампроитов; находки: *3* – кимберлитов, *4* – лампроитов, *5* – толеитовых базальтов, *6* – щелочных и ультращелочных пород, *7* – лампрофиров; системы разломов, намеченные по геолого-геоморфологическим данным: *8* – дуговые и кольцевые, *9* – радиальные (*a*), диаметральный Кандалакшско-Северодвинский (*б*); *10* – государственная граница; аномалии: 1 – Центральнокольская, 2 – Восточнокольская, 3 – Кандалакшская, 4 – Зимнебережная, 5 – Куосамо-Костомушская, 6 – Ветреннобережная, 7 – Плесецкая, 8 – Куаво-Куопийская, 9 – Онежская, 10 – Ладожская ной коры, характеризующееся радиально-концентрической организацией орографических и структурных (блоки, разломы интрузивы гранитоидов и других) элементов. Ранее он описывался как Корейская МЦТ неясного генезиса [8]. В его строении принимают участие разнообразные по составу комплексы пород, возраст которых варьирует от архея (гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и др.) до плейстоцена. Имеющиеся данные о древних зонах складчатости и масштабном гранитообразовании, с одной стороны, и зеленокаменных поясах палеорифтовых систем, с другой, указывают на неоднократные проявления в пределах палеосвода орогенных и рифтогенных процессов при чередовании восходящих и нисходящих тектонических движений. Широкое распространение протерозойских интрузивов гранитоидов (индикаторов процессов орогенеза и конструктивного тектогенеза в целом), распространенных во всех секторах реконструируемого палеосвода [9], свидетельствует о масштабности преобразований земной коры в его пределах на ранних стадиях развития. Следующий важный этап гранитообразования и воздымания связан с юрско-раннемеловой (киммерийской) активизацией. Роль палеозойского (каледонского и герцинского) орогенного магматизма проявлена в геологическом строении этой кольцевой структуры менее отчетливо. Представляется, что столь масштабная и длительная пульсационная эндогенная активность при сохранении генерального структурного плана древнего поднятия может быть обусловлена лишь существованием плюма. По аналогии с Кольско-Карельской СЦТ в центральной части рассматриваемого палеосвода, начиная с середины палеогена, стала формироваться система унаследованоналоженных рифтогенных впадин, обусловивших возникновение морских акваторий и центробежно-концентрическую гипсометрическую зональность, типичную для всех отрицательных кольцевых форм.

Изотопный возраст кимберлитов алмазоносных полей (Фусян, Мейнин и др.) в северном секторе палеосвода укладывается в диапазон 450– 490 млн лет, что соответствует нижнему–среднему ордовику [10]. Региональная структурная позиция алмазоносных кимберлитов определяется приуроченностью к Восточно-Китайской рифтовой зоне, выраженной на рис. 2 системой сдвоенных диаметральных разломов северовосточного простирания и сопряженной с зоной Танлу. К этой же зоне разрывных дислокаций в пределах рифта приурочены отдельные проявления алмазоносности и в юго-западной части палеосвода. Главные локальные факторы структурного контроля алмазоносных тел в пределах Ляодунского п-ва связаны с мощной зоной субширотных разломов, в пределах которого кимберлитовые дайки и сопряженные с ними диатремы образуют три параллельных пояса [10]. В соответствии с имею-



Рис. 2. Структурная позиция месторождений и проявлений алмазов в пределах Корейско-Китайского наплюмового реликтового мегасвода (при частичном использовании данных [8, 10], с дополнениями и в интерпретации автора).

континентальная и островная суша; 2 – акватории; 3 – впадины, формирующиеся с неогена; 4 – впадины, формирующиеся с палеогена; 5 – разломы по геологическим данным; 6 – разломы по геоморфологическим данным; 7 – ось глубоководного желоба; 8 – цифры – названия впадин (здесь не приводятся); 9 – алмазоносные объекты разного типа: месторождения и коренные проявления алмазоносных кимберлитов (а), россыпные проявления алмазов (б)

щимися данными, потенциально продуктивные очаговые системы ультрамафит-щелочной формации в пределах Корейско-Китайского над-

плюмого палеосвода также, как и в Кольско-Карельском, формировались при активизации глубинных разломов в периоды масштабной рифтогенной деструкции.

Литература

1. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. П. Владивосток: Дальнаука, 1993. С. 141–326.

2. Гаврилов А.А. Минерагеническая асимметрия и дисимметрия эндогенных СЦТ. Ст. 1.

Принцип Кюри и размещение руд металлов и алмазоносных кимберлитов в очаговых системах // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 1. С. 103–114.

3. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная оценка алмазоносного потенциала северо-западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48–52.

4. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. №2. С. 3–25.

5. Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

6. *Гаврилов А.А*. Актуальные вопросы теории и практики морфоструктурноминерагенических исследований // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 9–22.

7. Геологическая карта России и прилегающих акваторий, м-б 1:2500 000. М.: ВСЕГЕИ, ВНИИ Океангеология, 2008.

8. Худяков Г.И., Кулаков А.П., Тащи С.М., Никонова Р.И. Система гигантских морфоструктур западной окраины Тихого океана // Тихоокеанская геол. 1982. № 1. С. 43–48.

9. Геологическая карта Мира. М. 1: 15000 000 / Гл. ред. Б.А. Яцкевич. 2000.

10. Изосов Л.А., Лю Зин Му, Син Е У, Пэк Рен Чун. Геотектонические и структурные предпосылки прогнозирования алмазов в зоне перехода континент-океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Препринт. ТОИ ДВО РАН, 1995. 91 с.

Сейсмиты в мезозойско-кайнозойских толщах Северного Кавказа

Анализ структуры мезозойско-кайнозойских морских осадочных толщ Северного Кавказа показывает, что в них запечатлены многочисленные и разнообразные следы палеосейсмических событий (сейсмиты, [3]). Результаты исследований свидетельствуют: 1) о чередовании периодов усиления и ослабления сейсмической активности в Северокавказском регионе (прежде всего в его восточном секторе), 2) о неравномерности проявления сейсмической активности на площади региона.

Установлено, что палеосейсмические события по-разному отображаются в толщах различного литологического состава – глинистых, песчано-глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных. Наиболее чутко реагировали на воздействие сейсмических ударов отложения зоны диагенеза, т.е. верхней части толщи, накапливавшейся в осадочном бассейне, мощностью в несколько десятков метров. Эти слаболитифицированные отложения, залегающие ниже границы «морская вода/осадок», под воздействием сейсмических ударов могли терять первичные седиментационные признаки, деструктурироваться, иногда перемешиваться. При этом в зависимости от морфологии дна палеобассейна эта масса осадков могла перемещаться по склону и либо «исчезать» из разреза, либо в понижениях рельефа дна формировать мощные скопления. Ниже - в более литифицированных частях толщи следы сейсмических ударов фиксировались в виде трещин различной морфологии – закрытых или заполненных иным чем вмещающие породы материалом. По распространению и характеру сейсмитов в разрезах можно судить о времени и приблизительной силе сейсмических событий, о различиях в их проявлении на площади палеобассейна.

Следы палеосейсмических событий наиболее отчетливо фиксируются в <u>песчано-глинистых толщах</u>, что обусловлено явлением разжижения песчаных отложений под воздействием сейсмических ударов и образованием водно-песчаной массы, которая активно внедряется в возникшие при этом трещины, полости. Терригенные отложения с многочисленными следами сейсмических событий характерны для среднего миоцена, причем зоной наибольшей сейсмической активности был бассейн Восточного Кавказа (Дагестан и прилегающие к нему территории

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Чечни). Здесь весь разрез среднемиоценовых отложений содержит следы разнообразных сейсмодислокаций: нептунические дайки, песчаные силлы, горизонты поверхностного перемешивания, разного рода надвиги, распространено конседиментационное будинирование песчаных горизонтов и др. В относительно литифицированных толщах нептунические дайки формировались вдоль субвертикально ориентированных трещин, по мере же приближения к уровню перемешанных осадков, соответствующих сейсмическому событию, дайки возникали также вдоль наклонных трещин. Вследствие последующего уплотнения вмещающих пород дайки заметно деформировались. На некоторых уровнях песчаные инъекции в многочисленные пересекающиеся трещины привели к образованию сетчатой структуры отложений. В поверхностных сейсмогенных горизонтах степень перемешивания осадков различна: встречаются как крупные фрагменты разорванных пластов, так и горизонты с высокой степенью дефрагментации осадков и образования гомогенизированной массы. Следствием сейсмической активности района явилось появление в нижней части среднемиоценовой толщи пластин (мощностью до 10-15 м) верхнемайкопских отложений, которые в условиях расчлененного палеорельефа отрывались и соскальзывали с поднятий.

Оценка количества сейсмодислокаций в разрезах на площади показала, что в западном направлении следов палеосейсмичности становится меньше, и они приобретают иной вид. Начиная с центральной части Чечни и далее на запад сейсмодислокации «дагестанского типа» почти не встречаются, нептунические дайки очень редки. Зато здесь появляются необычные по морфологии карбонатные стяжения, образование которых связано с образованием сейсмогенных трещин. Миграция по ним иловых диагенетических растворов, содержащих бикарбонаты Са, Mg, Fe, приводила к формированию субвертикальных дайкоподобных или пирамидальных тел, а также сложных конкреционных сростков [1]. Иногда вокруг сейсмогенных трещинок наблюдается осветление пород, связанное с удалением из них вместе с иловыми растворами части растворенного органического вещества. В более западных (Северная Осетия) разрезах среднего миоцена достоверных свидетельств сейсмической активности не установлено.

Гораздо сложнее выявлять признаки сейсмодислокаций в литологически относительно монотонных глинистых толщах. Тем не менее, ряд признаков пород позволяет некоторые горизонты относить к сейсмитам. Так, например, в майкопских глинистых толщах выделяются горизонты с ячеистой структурой, с секущими трещинками со следами окисления, которые возникли вследствие землетрясений при нарушении сплошности осадков с восстановительным типом диагенеза и поступлении в них наддонных вод, содержащих кислород. В ассоциации с ними часто находятся песчаные прослои с текстурами турбидитного генезиса. Их образование связано со срывом в результате сейсмоударов осадочных масс со склонов подводных палеоподнятий и возникновением мутьевых потоков, отложения которых перекрывают горизонты сейсмитов. Достаточно высокая сейсмическая активность региона во время формирования майкопской толщи вела к деструктурированию отложений, повышению пористости и, соответственно, коллекторских свойств пород.

В глинисто-карбонатных толщах (чередование слоев глинистомергелистых пород и известняков) палеосейсмические события приводили к деструктурированию карбонатных пластов, образованию слепых взбросо-надвигов; в результате межпластовых сдвигов терялась первичная седиментационная слоистость, происходило «сглаживание» острых углов у обломков известняковых пластов. Следствием воздействия сейсмических ударов на отложения было нарушение их сплошности, повышалась проницаемость, что создавало благоприятные условия для эвакуации из отложений жидких и газообразных продуктов диагенеза. Если в этих продуктах содержался метан, то в вышележащих отложениях (в том числе накопившихся позже сейсмического события) могли возникать отрицательные изотопные углеродные аномалии. Такая картина наблюдается в разрезах среднего сеномана Дагестана, в которых установлен горизонт сейсмитов (до 15 м). В верхней части горизонта залегает несколько пластов бентонитов, что свидетельствует о совпадении периода усиления сейсмической активности и эксплозивной вулканической деятельности. Вулканизм в это время был активно развит в Закавказье, откуда и приносился пепловый материал. Полагаем, что можно, видимо, говорить о среднесеноманском эпизоде сейсмотектонической активизации, проявившемся на территории всего Кавказского региона.

Усиление сейсмической активности было характерно также для среднекелловейского этапа в развитии Восточного Кавказа, когда осуществлялась тектоническая перестройка региона – происходил переход от существовавшего в байос-батское время северокавказского прогиба с терригенным заполнением к позднеюрской карбонатной платформе. Во многих разрезах келловея центральной части Горного Дагестана отмечаются деструктурированные пласты известняков, которые морфологически сходны с сеноманскими сейсмитами. Таким образом, в середине келловея, как и в среднем сеномане, активизация сейсмичности региона предшествовала изменению режима седиментации. В связи с этим отметим, что в раннеюрском бассейне Центрального Кавказа свидетельства активизации сейсмичности также встречаются в переходных слоях между различными по литологическому наполнению свитами, т.е. землетрясения в ряде случаев сопровождали смену тектонического и седиментационного режима, предваряя этапы интенсивного погружения дна бассейна [2].

В карбонатных толщах верхнего мела – нижнего палеогена следствием возрастания сейсмической активности может рассматриваться формирование системы оползневых горизонтов, сопровождавшихся существенным нарушением первоначальной структуры отложений. Их мощность варьирует от первых до 10–15 м. В принципе оползание осадков на склоне водоема может вызываться различными причинами, однако многочисленность и периодичность появления оползневых горизонтов в маастрихт-датских толщах Восточного Кавказа свидетельствует в пользу их сейсмогенной природы. В это время происходил рост крупных конседиментационных складок, сопровождавшийся землетрясениями, что способствовало в условиях расчлененного подводного рельефа срыву осадочных масс с крыльев этих складок и их перемещению в пониженные участки дна бассейна.

Следует отметить важное обстоятельство, способствовавшее развитию подводнооползневых процессов. Многие слои карбонатных осадков маастрихта-дания содержали значительную примесь биогенного кремнезема – раковинки диатомей, радиолярий, которые в диагенезе растворялись, образуя кремневый гель. Последний со временем старел, раскристаллизовывался. Однако механическое, и в частности, сейсмическое воздействие на содержащие кремнезем осадки приводило к проявлению тиксотропных свойств кремневого геля, его разжижению. Соответственно, слои с потерявшим вязкость разжиженным кремневым гелем представляли собой уровень, вдоль которого легко развивался горизонт срыва и перемещения по нему осадочных масс.

Сейсмические удары могут оказывать существенное влияние на процессы диагенетического минералообразования (кремнезем, сульфиды и др.), которые проходят в своем развитии гелевую стадию. В результате механического на них воздействия проявляются тиксотропные свойства геля, что может обусловить его латеральную или вертикальную миграцию в толще и концентрацию в отложениях, отличных от осадков, первоначально его содержавших. Соответственно, этот фактор необходимо учитывать при проведении литолого-геохимических реконструкций в отложениях подвижных поясов.

Суммарная мощность горизонтов сейсмитов нередко составляет существенную долю от общей мощности толщ, накопившихся в периоды сейсмотектонической активизации. В заключение следует отметить, что проблема идентификации сейсмитов в разрезах осадочных толщ не является простой и легкой, так как в ряде случаев морфологически сходные образования возникают в результате действия не сейсмогенных факторов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 15-05-07556.

Литература

1. Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982. 100 с.

2. Гаврилов Ю.О. Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.

3. *Seilacher A*. Fault-graded beds interpreted as seismites // Sedimentology. 1969. Vol. 13. N 1-2. P. 155-159.

Л.В. Генералова¹, О.М. Гнилко²

Структурные парагенезисы тектонических единиц Внутренних Украинских Карпат

Внутренние Украинские Карпаты находятся в области сочленения двух композиционных терейнов: на восточном окончании террейна Алькапа, который погружается под неогеновый чехол Мукачевской депрессии Закарпатского прогиба, и на северо-западном окончании террейна Тиссия-Дакия, который выходит на дневную поверхность в виде Мармарошского массива и Мармарошской зоны утесов. Между террейнами Тиссия-Дакия и Алькапа вклинивается Пенинская зона утесов и продолжение внешнекарпатского Магурского покрова – внутреннекарпатский флишевый Монастырецкий покров.

Мы провели изучение мезоструктурных парагенезисов трещин и складок высоких порядков Мармарошской и Пенинской зон утесов (клиппенов), а также "межутесового" флиша (Монастырецкого покрова)

¹ Львовський национальний университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

² Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, Львов, Украина

между ними. Для этого использованы структурно-парагенетический и кинемантический методы [1]. Реконструирована ориентация по трещинам главных параметров полей палеонапряжений – σ_1 (растяжения), σ_2 , σ_3 (сжатия), восстановлен тип поля тектонического напряжения и реставрированы деформационные режимы их формирования согласно работам [1, 2]. При анализе виделено несколько групп трещин: нормально секущие (доскладчатые), субвертикальные (послескладчатые), кососекущие (соскладчастые). Для складок высоких порядков исследовались параметры ориентации крыльев, осей, шарниров. Изучались породы разного возраста, которые составляют разрезы указанных тектонических единиц.

Мармарошская утесовая зона (Вежанский покров) сложен мел-палеогеновыми отложениями, стратиграфический разрез которых представлен нижнемеловой олистостромовой и олистостромово-конгломератовой толщей и сеноманскими алевро-псаммитами соймульской свиты, турон-маастрихтским флишем ярмутской свиты, палеоцен-эоценовыми флишоидными и песчано-мергелистыми образованиями, а также пестроцветными (геми)пелагическими мергелями метовской свиты, олигоценовыми (геми)пелагическими черными и темно-серыми аргилитами, мергелями, линзами кремней, песчаниками дусинской свиты. Эта зона надвинута к северо-востоку на Внешние (Флишевые) Карпаты и с юго-запада перекрывается Монастырецким тектоническим покровом.

Стратиграфический разрез Монастырецкого покрова представлен палеоцен-эоценовым разноритмичным флишем сушманецкой и эоценовым груборитмичным песчаным флишем драговской свиты, которые на юго-западе по крутому разлому граничат с Пенинской зоной.

Пенинская утесовая зона сложена меловыми (геми)пелагическими сильнодислоцированными красноцветными мергелями, в которые включены клиппены («утесы») юрско-неокомовых известняков. Эти, по существу меланжевые образования, со структурным несогласием перекрываются эоценовыми базальными конгломератами и флишем вульховчикской свиты. Пенинская зона на юге по крутым разрывам граничит с неогеновыми молассами Закарпатского прогиба.

В изученных тектонических единицах превалируют высокие арко- и гребнеподобные складки высоких порядков. Они характеризуются разным поведением шарниров. К первому типу принадлежат складки с крутонаклоненными и вертикальными шарнирами, ко второму типу относятся складки с пологонаклоненными и субгоризонтальными шарнирами. По ориентации осей отмечены субкарпатские и антикарпатские (субмеридиональные и северо-восточные–юго-западные) складки. Изученные пространственные и морфогенетические характеристики складок, делают возможным сделать вывод о том, что во фронтальных (северо-восточных) частях тектонических единиц развиты структуры двух типов поведения шарниров. Информативны обнажения в прирусловых участках среднего течения pp. Большая и Малая Уголька (левые притоки p. Теребля). Тут по перекату осей складок высоких порядков и повороту осей против часовой стрелки установлен левый сдвиг субкарпатского простирания. По поведению осей и шарниров складок высоких порядков антикарпатского направления вырисовывается картина правосдвиговых перемещений. На это также указывают размещение и ориентация складок гидропластического течения (ролы).

Изучение структурных парагенезисов субвертикальных трещин, развитых в районе исследования, сделало возможным определить морфогенетические типы полей напряжения и реставрировать деформационные режимы их формирования. Для Пенинской утесовой зоны за структурными парагенезисами трещин определен взбросовый характер поля, который имеет ось сжатия ориентированную в субмеридиональных румбах. Для Монастырецкого покрова взбросовый и сдвиго-взросовый характер деформационного поля напряжения имеет ось сжатия 190– 200/15, ось растяжения – 280–290/70–85. Для Мармарошской утесовой зоны зафиксирован взбросовый характер деформационного поля с такими ориентациями осей: ось сжатия – 210–225/10–25, ось растяжения – 300–320/80. В каждой тектонической единице на локальных участках реставрируются лево- и правосторонние сдвиговые типы локальных деформационных полей. Преобладают такие значения: ось сжатия – 330/10, ось растяжения – 240/75–65.

Анализ трансформации ориентаций оси сжатия тектонических единиц района исследований указывает на поворот их по часовой стрелке. Это может быть доказательством общего правостороннего характера сдвигового процесса. Вероятно, изученный район является составляющей крупной правосторонней транспрессивной зоны, развитой между террейнами Алькапа и Тиссия-Дакия. Она имеет доскладчатое заложение и активизировалась во время структурообразующих движений сначала Пенинской зоны, позднее – Монастырецкой и Мармарошской единиц.

Литература

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

2. Шерман С.И., Днепровский Ю.С. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.

Математическое моделирование сейсмического процесса в рамках ротационной модели блоковой геосреды

Для геосреды, состоящей из большого числа «элементарных», не деформируемых, объемов (см., в частности, работы А.В. Пейве, М.А. Садовского и др.), на примере сейсмического процесса в пределах окраины Тихого океана построена ротационная модель [1, 4]. Она опирается на представления, согласно которым движение блока вращающейся геосреды механически эквивалентно движению блока (его поворачиванию на угол β) в не вращающейся (инерциальной) системе координат под действием «собственного» момента импульса. В результате поступательное движение блока вдоль поверхности вращающейся Земли, в силу закона сохранения момента импульса, создает в окружающей его земной коре напряжения с моментом силы [4]. Движение и взаимодействие совокупностей блоков-очагов землетрясений в пределах активного пояса сопровождается образованием волн поворотных деформаций и позволяет объяснить многие закономерности геодинамического процесса, включая особенности волновых движений геосреды, ее нелинейные, реидные и «вихревые» свойства [1].

На основании закона сохранения момента авторами модели было предложено уравнение движения одномерной цепочки блоков, которое в результате ряда замен и преобразований было сведено к известному уравнению синус-Гордона [1, 4]:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta, \qquad (1)$$

где $\theta = \beta/2$, $\xi = k_0 x$ и $\eta = c_0 k_0 t$ – безразмерные координаты, x – расстояние вдоль цепочки блоков, t – время, β – функция угла поворота блока, c_0 – характерная скорость процесса, k_0 – волновое число. Это уравнение относится к классу нелинейных уравнений в частных производных, и, вообще говоря, подходит для описания большого числа нелинейных явлений, связанных с распространением уединенных волн. Кроме того, уравнение синус-Гордона, как и некоторые другие нелинейные уравнения, допускает решения в виде *солитонов* – уединенных

¹ Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

² Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, г. Петропавловск-Камчатский

волн, сохраняющих свою структуру после столкновения с другими такими волнами, подобно частицам [5].

Будем искать решение уравнения (1) в виде бегущей волны ($\theta(\xi - u\eta)$). Получим:

$$\theta = 4 \operatorname{arctg} \left[\exp\left(\pm k_0 \gamma (x - x_0 - ut) \right) \right], \quad \gamma = \left(1 - u^2 / c_0^2\right)^{-\frac{1}{2}},$$

$$c_0^2 = \frac{3\sqrt{15}}{8\pi^2} \sqrt{\frac{G}{\rho}} \Omega R_0, \quad (2)$$

где u – скорость распространения уединенной волны деформации (поворота), Ω – угловая скорость вращения Земли, ρ , G – плотность и модуль сдвига материала блока, R_0 – размер блока, c_0 – характерная скорость. Такое решение уравнения СГ называется односолитонным.

В модели движения среды, описываемой уравнением СГ (1), блоки являются равновеликими и равномерно поворачивающимися друг относительно друга. Скорость распространения волны вдоль такой цепочки постоянна во времени. Для описания реального сейсмического процесса ротационная модель была дополнена эффектами отклонения моментов сил блоков от равновесных положений μ и трения на границах α . В результате закон движения блоков цепочки был получен в виде модифицированного уравнения СГ [2]:

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} - \frac{\partial^2 \theta}{\partial \eta^2} = \sin \theta + \alpha \frac{\partial \theta}{\partial \eta} + \mu \delta(\xi) \sin \theta, \qquad (3)$$

где $\delta(\zeta)$ – Функция Дирака. Уравнение (3) решалось численно методом МакЛафлина–Скотта, суть которого заключается в том, что при использовании функции Грина решение возмущенного уравнения СГ структурно совпадает с (2), но координата X и скорость и зависят от времени и связаны соотношением:

$$X = \int_{0}^{t} u(t')dt' + x_{0}(t), \ \frac{dX}{dt} = u(t) + \frac{dx_{0}}{dt}$$

Подстановка этого соотношения и (2) в (3) дает систему уравнений:

$$\frac{du}{d\eta} = -\alpha u(1-u^2) + \frac{\mu}{2}(1-u^2) \sec h^2 \left(\frac{X}{(1-u^2)^{1/2}}\right) th\left(\frac{X}{(1-u^2)^{1/2}}\right)$$

$$\frac{dX}{d\eta} = u - \frac{\mu}{2} uX \sec h^2 \left(\frac{X}{(1-u^2)^{1/2}}\right) th\left(\frac{X}{(1-u^2)^{1/2}}\right)$$

Безразмерные координаты X и скорости и рассчитывались с помощью последних соотношений методом Рунге-Кутта, а затем подставлялись в (2).

Начальные условия $x_0 = 0$, $t_0 = 0$, $u_0 = 10^{-10}$ ($u = U/c_0$ – безразмерная скорость) выбирались таким образом, чтобы скорость деформирования не превышала значения $\dot{\theta}_0 \leq 10^{-13} \text{ c}^{-1}$, что близко к средней скорости деформации в сейсмоактивных [7] и вулканических [6] областях и заметно отличается от глобальной средней скорости деформации (вращения отдельных блоков) в различных регионах Земли, оцениваемой величиной $5.5 \cdot 10^{-16} \text{ c}^{-1} \approx 1-2$ град/млн лет [8]. Следует отметить, что значение скорости 10⁻¹³ с⁻¹ по порядку величины близко теоретической модельной оценке величины угла $\beta_0 \approx 10^{-2}$ град., на который в рамках ротационной модели поворачивается «элементарный» сейсмофокальный блок между двумя последовательными во времени сильнейшими землетрясениями с очагами в его пределах. В процессе вычислений были выбраны характерные для земной коры значения физических параметров $\rho = 3 \cdot 10^3$ кг/м³, $G = 5 \cdot 10^{10}$ Па, $R_0 \approx 10^5$ м, $\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5}$ с⁻¹. Величина коэффициента трения α изменялась в пределах 0.4–0.8, соответствующих реальным разломам [1], а величина коэффициента неоднородности μ – в пределах 10^{-4} – 10^{-2} .

На рис. 1 приведены результаты численных расчетов характеристик деформационного процесса.

Видим, что зависимости U(t) имеют точки, в которых скорость волны достигает своего максимального значения, после чего плавно выходит на асимптотику. Анализ показал, что для режима замедленного сейсмического процесса, при котором взаимодействие блоков (очагов землетрясений) между собой осуществляется в основном за счет медленных движений – крипа, асимптотическое значение скорости передачи ротационных деформаций составляет $c_0 \approx 1-10$ см/с [2].

Интервалы времени, в течение которых форшоки и афтершоки происходят относительно сильнейших толчков, соотносятся в пропорции $\Delta t_a/\Delta t_{\phi} = 69/11 = 6,3$ [3], близкой к отношению продолжительностей максимумов скорости деформации $\dot{\theta}$ $\Delta t_{\theta max2}/\Delta t_{\theta max1} = 6 \pm 2$. В то же время, при близости значений магнитуд наиболее сильных форшоков и афтершоков: $M_{\phi} \approx M_a$, их числа N_a и N_{ϕ} , а, следовательно, и суммарные сейсмические энергии E_a и E_{ϕ} , выделяемые в течение форшоковой и афтершоковой стадий, соотносятся между собою в пропорции $N_a/N_{\phi} = E_a/E_{\phi} = 2.3$, близкой к отношению величин максимумов скоростей деформации $\dot{\theta}_{max2}/\dot{\theta}_{max1} = 2-2.5$.



Рис. 1. Решения уравнения (3) для расстояния X, пройденного волной, величины ее скорости U=dX/dt и величины угловой скорости поворота блока (скорости деформации) ⊙.=dθ/dt при значениях параметров α ≈ 0,4–0,8 и

 $\mu\approx 10^{-3}$

Интерпретация графика скорости деформации $\hat{\theta}$ может быть следующей. Особенностью взаимодействия сейсмофокальных блоков, по сути, является перераспределение и высвобождение накопленных напряжений при землетрясении, которое происходит в результате локализации неустойчивой деформации в определенный момент времени (минимум на графике $\hat{\theta}$). В рамках такого подхода, первой и второй стадиям взаимодействия тектонической волны с сейсмофокальным блоком (первый и второй максимумы на кривой $\hat{\theta}$) могут соответствовать форшоковая и афтершоковая стадии сейсмического цикла.

Таким образом, ротационная модель позволяет количественно описать такие важные свойства сейсмического процесса, как его форшоковую и афтершоковую стадии и заключенное между ними сильнейшее землетрясение.

Литература

1. Викулин А.В. Сейсмичность. Вулканизм. Геодинамика. Петропавловск-Камчатский: КамГУ, 2011. 407 с.

2. Викулин А.В., Быков В.Г., Лунева М.Н. Нелинейные волны деформации в ротационной модели сейсмического процесса // Вычисл. технологии. 2000. Т. 5. № 1. С. 31–39.

3. Викулин А.В., Викулина С.А., Митякин В.П. Сценарий возможного сейсмического воздействия на Петропавловск-Камчатский в результате катастрофического землетрясения. М.: ИЛ АН СССР, 1991. 55 с.

4. Викулин А.В., Иванчин А.Г. О современной концепции блочно-иерархического строения геосреды и некоторых ее следствиях в области наук о Земле // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых (ФТПРПИ). 2013. № 3. С. 67–84.

5. Додд Р., Эйлбек Дж., Гиббон Дж., Моррис Х. Солитоны и нелинейные волновые уравнения. М.: МИР, 1988. 694 с.

6. *Мелекесцев И.В.* Вихревая вулканическая гипотеза и некоторые перспективы ее применения // Проблемы глубинного вулканизма. М.: Наука, 1979. С. 125–155.

7. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.

8. *England P., Molnar P.* The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // Geophys. J. Int. 1997. Vol. 130. N 3. P. 551–582.

Структурная неоднородность альпийской складчатости Большого Кавказа и причины ее возникновения

Складчатая система Большого Кавказа (БК) хорошо изученный регион Альпийского подвижного пояса. Несмотря на многолетние исследования складчатости БК и имеющиеся значительные успехи в выявлении ее строения и генезиса, ряд важных особенностей тектонической структуры БК остается недостаточно изученным, в частности, детальность региональной морфологии складчатой структуры БК, являющейся необходимым условием установления причин и механизмов альпийского тектогенеза. Давно существующие дискуссионные фиксистские и мобилистские представления о генезисе складчатой структуры БК должны быть пересмотрены и заменены более реальным обоснованным механизмом.

Складчатое сооружение БК расположено на краю Средиземноморского подвижного пояса между Черноморско-Закавказским микроконтинентом (ЧЗМ) на юге и Скифской эпигерцинской платформой (СП) на севере. БК сложен мощным (более 15 км) мезозойско-кайнозойским вулканогенно-осадочным комплексом, который смят в многопорядковую линейную голоморфную складчатость в целом северо-западного простирания.

Предыдущими исследованиями региона давно была выявлена структурная неоднородность складчатости БК. Однако все структурные особенности ее проявления и причины возникновения пока недостаточно изучены. Для выяснении природы складчатости БК использованы авторские детальные геолого-структурные поперечные профили складчатой структуры Северо-Западного, Центрального и Восточного Кавказа и тектонические материалы по Юго-Восточному Кавказу. В результате проведенного анализа установлена четко выраженная неоднородность складчатости БК, выраженная в развитии в пределах зон сжатой линейной складчатости БК структур более простой или более сложной морфологии и другой ориентации. По направлению основной складчатости устанавливаются латеральная поперечная и продольная неоднородности складчатой структуры. Зональность складчатости БК возникла не одновременно, как считают некоторые авторы, а на разных этапах его многофазной деформации.

¹ Тбилисский государственный университет, Институт геологии, Тбилиси, Грузия

В формировании складчатой структуры БК выделятся два качественно различных этапа деформации и складкогенеза. Первый включает длительный доинверсионный период и раннеорогенную стадию (юра – средний миоцен) с проявлением предкелловейской, пиренейской и штирийской фаз складчатости. Второй, более короткий (поздний миоцен – антропоген) позднеорогенный этап – время проявления аттической, роданской, валахской и четвертичных фаз тектогенеза.

Первичная складчатая структура БК сформировалась на первом этапе деформации в процессе формирования главной линейной складчатости орогена и отражает неоднородность складчатости в поперечном сечении БК. Вторичная складчатая структура возникла на позднем этапе в условиях косо наложенных деформаций и представлена продольной неоднородностью складчатости БК.

Поперечная неоднородность складчатости, являющаяся наиболее характерной особенностью БК, представлена асимметричной латеральной структурной зональностью линейной складчатости региона. Эта неоднородность наиболее четко проявлена в мальм-эоценовом этаже Северо-Западного Кавказа. Она выражена последовательной сменой в поперечном сечении БК с юго-запада на северо-восток линейных зон сильносжатой складчатости зонами умеренной среднесжатой гребневидной складчатости, сменяющихся зонами слабосжатых брахиформных складок общекавказского простирания, переходящих в полого наклоненную на северо-восток моноклиналь. Уменьшение интенсивности складчатости с юго-запада на северо-восток отмечается в нижнесреднеюрском этаже Гойтхского антиклинория. Зональность складчатой структуры проявлена также на Юго-Восточном Кавказе в мальмэоценовом этаже, где представлены все структурные зоны складчатости кроме первой, которая здесь преобразована более поздними наложенными деформациями. На Центральном и Восточном Кавказе, где структура сильно изменена в новейшую эпоху, удается проследить лишь фрагменты зональной складчатости.

Продольная неоднородность складчатой структуры БК является наложенной на предыдущую первичную линейную складчатость и развита в основном в пределах южного склона БК вдоль границы с ЧЗМ. Здесь на общем фоне развития линейной напряженной складчатости резко выделяются участки распространения интерференционных складчатых хаотических структур. Они имеют в целом субширотные простирания и сложены разнообразными по морфологии и ориентировке в основном брахиформными складками и другими структурами более сложных очертаний. Чередование по простиранию БК с северо-запада на юго-восток сегментов состоящих из складок различной ориентации нарушает однонаправленную структуру региона и образует продольную неоднородность складчатой системы БК. А развитые на южном склоне постскладчатые тектонические покровы еще сильнее осложняют разнообразную структуру региона.

Кроме горизонтальной неоднородности на БК отмечается также вертикальная неоднородность складчатой структуры регионального плана, выраженная дисгармоничной складчатостью – чередованием в толщах различной литологии, мощности и характера переслаивания складчатых структур различной величины и морфологии. Структурная дисгармония складчатости мезозойско-кайнозойского комплекса является одной из характерных особенностей БК. По времени формирования она является первичной неоднородной структурой, которая возникала в процессе главного линейного складкообразования на БК первого этапа деформации. Причиной формирования дисгармоничной складчатости, как известно, является неидентичная деформация разнослоистых и различно вязких толщ или пачек и слоев неодинаковой реологии в обстановке горизонтального сжатия. В процессе деформации одновременно действуют неодинаковые механизмы образования складок (изгиба, течения или их комбинация), вызывающие возникновение неоднотипной складчатости, обусловливающие в свою очередь вертикальную деформационную неоднородность осадочного комплекса.

Главным фактором в образовании современной неоднородной складчатости БК была структурная позиция мобильной системы – размещение его между ЧЗМ и СП, а также региональная и локальная геодинамика последних, направления и кинематика перемещения которых были различными. Тектонической активностью воздействия на БК на этапах дислокации характеризовался ЧЗМ, а СП в этом процессе оставалась относительно неподвижной.

На первом этапе деформации происходило придвигание и прижимание ЧЗМ к выполненному осадками прогиба БК вкрест его простирания в северо-восточном направлении. В процессе регионального действия микроплитной тектоники в обстановке мягкой пластичной коллизии в пределах БК в результате одностороннего тангенциального сжатия возникла главная линейная зональная складчатая структура с ослаблением деформирующих усилий к северу.

В начале второго этапа деформации в Кавказском секторе Альпийского пояса произошла смена регионального вектора тангенциального давления с северо-восточного на субмеридиональное. В отличие от первой стадии эта была обстановка жесткой коллизии, обусловленная взаимодействием ЧЗМ и полностью консолидированного в результате первичной складчатости БК. В это время ЧЗМ долготными разломами был расчленен на поперечные клавишеподобные мелкие блоки-шоли и наноплиты, которые в результате тангенциального субмеридионального сжатия перемещались к северу и косо вдвигались в линейную складчатую систему БК, вызывая в ее пределах наложенные деформации. Проявление локальной шолевой тектоники привело к переориентировке и преобразованию, а также разрушению первичной складчатости в южном тектоническим активном крае БК. В данной обстановке происходило столкновение блоков ЧЗМ с БК в различных кинематических условиях. При придвигании шолей и наноплит образовывалась интерференционная складчатость, а их пододвигание обусловливало формирование тектонических покровов.

Таким образом, структурная неоднородность – важнейшая особенность складчатой системы БК, отражающая его поэтапную и разнопорядковую деформацию в результате последовательного проявления на БК региональной и локальной геодинамики смежных коровых плит, а также связанных с ними общих и частных механизмов его формирования.

<u>М.З. Глуховский¹</u>, Т.Б. Баянова²

Тектоника и механизмы формирования анортозитов Сибирской платформы

Анортозиты фундамента Сибирской платформы, относятся к автономному типу [2]. Несмотря на более чем полувековую историю их изучения, до сих пор остаются дискуссионными вопросы о возрасте (архей или протерозой), петрогенезисе и механизмах внедрения массивов анортозитов и связанных с ними пород. Преобладают представления о плитотектонических режимах их формирования [1, 13]. Настоящее исследование направлено на решение этих вопросов путём синтеза и анализа данных о тектонике и прецизионному U-Pb датированию цирконов, Sm-Nd и Rb-Sr изотопной систематике, а так же геохимии анортозитов и связанных с ними гранитоидов [3–11].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Геологический институт Кольского научного центра (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия

Массивы анортозитов фундамента Сибирской платформы расположены в пределах двух архейских сиалических ядер (нуклеаров): Алдано-Станового диаметром 1100 км и Хета-Оленёкского (900 км). Их природа связывается с импакт-триггерными плюмами фазы Поздней Тяжёлой Бомбардировки Земли – ПТБ (3.8–3.9 млрд лет) [6].

Анортозиты Алданского щита слагают Каларский плитообразный массив (площадь свыше 20 тыс. кв. км, средняя толщина 4 км, объем свыше 80 тыс. куб. км) Массив поло́го погружается и выклинивается в северном направлении. На поверхности обнажаются два его фрагмента северный – Куранахский (около 360 км²) и южный – Имангакитский (1200 км²). По гравиметрическим данным под платформенным чехлом к северу от Алданского щита выделено еще четыре массива анортозитов [3, 8, 10]. Все крупные массивы анортозитов, включая и Джугджурскую группу, локализованы во внешней зоне дуговых разломов Алдано-Станового нуклеара [11].

Возраст лабрадоритов Каларского массива, определённый Sm-Nd и Rb-Sr методами равен соответственно 1926±64 и 1900 млн лет [8, 11, 14]), при T_{Nd} (DM) =2574–2879 млн лет и ε_{Nd} (T) = -5.34, -7.76 и -9.22 [8]. Всё это противоречит выводу об их архейском (2623±23 млн лет) возрасте (по циркону, U-Pb изохронный метод [13]). Наши исследования [8] подтвердили эти значения возраста зерен цирконов (от 2670±8 до 2512±20 млн лет). Но их окатанность, корродированость и обломочная форма говорят о ксеногенной природе минерала. Эти зёрна, скорее всего, были захвачены из коры при внедрении «анортозитовой каши». Их возраст совпадает с U-Pb возрастом магматических цирконов (2735– 2510 млн лет) из массивов очковых субщелочных гранитоидов, развитых севернее и северо-восточнее Каларского массива. Эти граниты с T_{Nd} (DM) = 3825–3479 млн лет и ε_{Nd} (T) = -4.7–7.19 завершают стадию формирования гранит-зеленокаменных поясов Алданского щита [9].

Среди гранитоидов Алданского щита выделяются разновидности, которые по спектру РЗЭ комплементарны анортозитам [3, 8]. U-Pb возраст цирконов этих гранитов от центра нуклеара в направлении его внешней зоны с анортозитами постепенно убывает: от гранодиоритов р. Емеллели (2007 млн лет) до аляскитовых гранитов р. Алдан – 1920 и 1901 млн лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = -8.5$ и T_{Nd} (DM) = 2.72 млрд лет и гранитов кодарского комплекса – 1876 млн лет, $\varepsilon_{Nd}(T) = -6.5-8.3$ и T_{Nd} (DM) = 3.1–2.7 млрд лет. Эта анортозит-гранитная ассоциация с длительной коровой предысторией формирует систему центрозонального тектонически-разобщённого магматического комплементарного комплекса (TPMKK) [3, 11].
Анортозиты Анабарского щита в ассоциации с монцодиоритами образуют Котуйканскую (900 кв. км) и Маганскую (350 кв. км) группы массивов. Они сложены двумя типами пород: серыми среднекристаллическими габбро-анортозитами и белыми крупнокристаллическими олигоклазитами. Первые заметно обогащены всеми транзитными и высокозарядными элементами и незначительно обеднены крупноионными элементами. По сумме РЗЭ (19.59 г/т) они почти в два раза превосходят анортозиты (11.52 г/т), отличаясь более пологим трендом дифференциации – (La/Yb)_N = 4.98 против 69.4, при равной степени обогащения, как легкими, так и тяжёлыми редкоземельными элементами и меньшим показателем Eu/Eu* = 1.20 по сравнению с анортозитами с Eu/Eu* = 8.10.

Массивы анортозитов Анабарского щита располагаются в краевой зоне Котуйканской кольцевой структуры диаметром 250 км импактного происхождения [5]. В апикальных частях они имеют субгоризонтальную скорлуповатую отдельность и выклиниваются как по простиранию, так и на глубину до 1-2 км [1]. Всё это говорит о вертикальном выжимании пластичной «анортозитовой каши» в верхние горизонты коры (иногда вдоль древних разломов, как Котуйканская группа) после мощного удара астероида. В результате этого удара поверхность Мохо была разорвана и перемещена с уровня 45 км до 38 км с признаками постимпактной релаксации и размягчения коры на всех уровнях [8, 10]. На поверхности (не смотря на эрозию) этот процесс проявился в виде куполовидных морфоструктур с анортозитами в ареале пород амфиболитовой фации ретроградного метаморфизма. В окаймлении Котуйканского купола развиты дайкоподобные тела псевдотахилитов кварцеводиоритового состава – продукты фрикционного плавления архейской базитовой коры в режиме постимпактного вибрационного сдвига и сжатия [4, 7]. Их изохронные Sm-Nd и Rb-Sr возрасты соответственно равны 1856±58, 1936±30 и 1895±140, 1859±110 млн лет, при T_{Nd} (DM) = 3099 и 3031 млн лет и є_{Nd}(T) = -9.6 и -11,5 [7]. Эти показатели близки изохронным U-Pb возрастам цирконов из габбро-анортозитов (1960±3 млн. лет) и олигоклазитов (1925±3 млн лет), при T_{Nd} (DM) =3591-2833 и 2392 млн лет; $\varepsilon_{Nd}(T) = -6.46 - 10.22$ и -3.62 соответственно. Все эти данные отвечают палеопротерозойскому возрасту импактного события, разной длительности пребывания анортозитов в коре и времени их кристаллизации. Их модельный возраст близок времени регионального метаморфизма супракрустального комплекса Анабарского щита – 3.32–2.7 млрд лет [1, 10]. Разновременное (с интервалом 30 млн лет) внедрение анортозитов двух типов завершилось (1.84-1.9 млрд лет) интрузией монцодиоритов [1] и образованием, в отличие от Алданского щита, тектонически совмещённого магматического комплементарного комплекса (TCMKK).

Природа обоих комплементарных комплексов рассматривается на основе эксперимента Т.Х. Грина [11, 12], согласно которому их формирование происходило из исходного вещества кварцево-диоритового состава, которое возникло в результате частичного плавления базитовой протокоры. В итоге в условиях типичных для головных частей мантийных плюмов (P = 13.5 кбар и T = 1200°C) исходное вещество по механизму фильтр-прессинга разделялось на кумулятивный плагиоклаз и низкоплавкую жидкость гранитного состава. В качестве природного аналога исходного вещества выбраны псевдотахилиты, которые формировались в процессе частичного плавления метабазитов нижней коры. Они по петрохимии сопоставимы с кварцевыми диоритами Т.Х. Грина [4], а по спектру распределения РЗЭ закономерно занимают положение между анортозитами и комплементарными им гранитами [8].

Таким образом, можно говорить об архейском (3.1–2.7 млрд лет) возрасте зарождения ТРМКК и ТСМКК в режиме тектоники плюмов на стадии глобального развития гранит-зеленокаменных поясов и о различных механизмах их внедрения в палеопротерозое.

На Алданском щите давление «головы» возрождённого в палеопротерозое мантийного плюма привело к горизонтальному радиальному перемещению из его центра на периферию масс «анортозитовой каши» во фронте подкоровых тектонических потоков [3, 11]. След этих потоков протяжённостью до 500 км маркируется мелкими телами анортозитов и интрузивами комплементарных гранитов. Такой механизм объясняет захват анортозитами из пород сиалической коры древних зерен цирконов, как это наблюдается в Каларском массиве.

На Анабарском щите вертикальное внедрение ТСМКК было связано с крупным импакт-триггерным событием, сопровождавшимся релаксацией коры и вертикальным подъёмом термодинамического «поршня с анортозитами и ассоциирующими гранитоидами.

Всё это свидетельствует о многообразии процессов тектоники и магматизма на ранних этапах необратимой эволюции Земли даже в пределах одной древней платформы.

Тема госзадания № 01201459182.

Литература

1. Архей Анабарского.щита и проблемы ранней эволюции Земли / Гл. ред. М.С. Марков. М.: Наука, 1988. 253 с.

2. Богатиков О.А. Анортозиты. М.: Наука, 1979. 232 с.

3. *Глуховский М.3.* Палеопротерозойский термотектогенез – ротационноплюмовая модель Алданского щита // Геотектоника. 2009. № 3. С. 57–78.

4. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Геохимия палеопротерозойских псевдотахилитов Анабарского щита и механизм их образования // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 5. С. 662–667.

5. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события на севере Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 54. № 1. С. 3–26.

6. Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Внеземные факторы и их роль в тектонической эволюции раннего докембрия // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 7. С. 1225–1249.

7. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баженова Г.Н. и др. Sm-Nd- и Rb-Srвозраст и возможная природа псевдотахилитов Анабарского щита //Докл. АН. 2009. Т. 425. № 4. С. 513–518.

8. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Автономные анортозиты Алданского щита и связанные с ними породы: возраст, геохимия и механизм образования (на примере Каларского массива) // Докл. АН. 2011. Т. 439. № 5. С. 651–659.

9. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. Очковопорфиробластические граниты Алданского щита: геохимия, возраст и механизм образования // Докл. АН. 2012. Т. 443. № 4. С. 473–481.

10. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Автономные анортозиты Анабарского щита: возраст, геохимия и механизм образования // Докл. АН.. 2015. Т. 464. № 4. С. 457–453.

11. Глуховский М.З., Моралёв В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. № 3. С. 69–81.

12. Грин Т.Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 228–255.

13. Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Каларский чарнокитанортозитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 3–11.

14. Суханов М.К., Журавлёв Д.З. Sm-Nd изотопный возраст Каларского чарнокит-анортозитового комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2002. № 8. С. 898–902.

Тектоническая природа Янтышевско-Юлукского разлома (Южный Урал)

Янтышевско-Юлукский разлом, разделяющий восточную часть зоны Уралтау, сложенную породами максютовского метаморфического комплекса от западной, представленной суванякским метаморфическим комплексом, прослеживается более чем на 150 километров от широты д. Янтышево до верховьев р. Сакмара. Падение разлома меняется вдоль его простирания. Так на большей его части разлом характеризуется западными падениями под углом 30–60°, а к северу от п. Темясово приобретает субвертикальное падение, на отдельных участках, судя по данным картирования, наблюдаются обратные восточные падения под углом около 70°. По данным [1] разлом представляет собой зону сложного строения с развитыми в ней пластинами серпентинитов, метагабброидов и тектонически перемешаные в различной степени метаморфизованные образования максютовского и суванякского комплексов.

Относительно природы разлома существовали различные мнения. Так М.А. Камалетдинов [2] считал, что по зоне разлома породы максютовского комплекса надвинуты на образования суванякского комплекса, О.А. Захаров и В.Н. Пучков [1] предполагали, что по этой зоне происходило поддвигание максютовских пород под суванякские, Д. Браун с коллегами [3] рассматривали Янтышевско-Юлукский разлом, как ретрошарьяж, по которому породы суванякского комплекса надвинуты на максютовские, а Р.Хетцел [4] на основании изучения кренуляционного кливажа в суванякских породах в зоне динамического влияния разлома считал его сбросом.

Для решения данной проблемы были проведены структурно-геологические исследования в районе д. Янтышево. Здесь в береговых обрывах правого борта р. Сакмара вскрыты интенсивно дислоцированные филлиты (преобладают) и кварциты суванякского комплекса, находящиеся в зоне динамического влияния Янтышевско-Юлукского разлома, сама зона разлома и образования максютовского комплекса. Для пород суванякского комплекса характерно развитие сильно сжатых S-образных изоклинальных зигзагообразных асимметричных складок с параллельными верхними и нижними крыльями, в которые смята сланцеватость S₁, совпадающая со слоистостью S₀. Развит интенсивный кливаж

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

осевой плоскости S_2 , параллельный S_0 на крыльях складок. Часто видно, как зажатая между плоскостей S_2 сланцеватость-слоистость $S_{1=}S_0$ сминаются в микроскладки идентичные основным структурам, формируя таким образом кренуляционный кливаж. Запад-юго-западное падение осевых плоскостей, совпадающее с падением крыльев, зеркала складок и общее падение толщи меняются от 40 до 70 градусов. Все складки являются ныряющими по отношению к общему падению толщи. Выныривающие Z образные мелкие складки лишь осложняют смыкающие крылья основных структур. Падение смыкающих крыльев, как правило, не превышает 45°. Размах крыльев ныряющих складок варьирует от нескольких сантиметров до 10–15 метров. Характерна резкая ундуляция шарниров, углы падения при северо-западном погружении которых меняются от 2 до 60 градусов. В принципе это может свидетельствовать о формировании колчановидных структур, но, к сожалению, мы не имеем возможности наблюдать складки в полном объеме.

При движении вдоль обрывов в восточном направлении, в слабообнаженной седловине породы суванякского комплекса сменяются образованиями зоны разлома, представленными рассланцованными метагабброидами и метабазитами. Сохраняются ЗЮЗ падения сланцеватости под углом 40°. Противоположный борт седловины и береговые обрывы к востоку от нее сложены углеродистыми кварцитами максютовского комплекса характеризующимися крутыми (70°) юго-западными падениями. Здесь не было встречено ясно выраженных складчатых структур максютовсого комплекса, однако в 5 км к северу, на простирании структуры, на контакте со слабообнаженными породами суванякского комплекса в углеродистых кварцитах максютовского комплекса наблюдались асимметричные зигзагообразные складки ВСВ вергентности, не имеющие ничего общего со складками развитыми в суванякских породах.

Что касается более поздних деформаций, то надо отметить следующее. При спуске в долину р. Сакмара по дороге Янтышево–Акназарово в выемках и карьере, расположенных вдоль дороги, в горизонтальных обнажениях слои филлитов и кварцитов суванякского комплекса, круто (70–80°) падающие в ЗЮЗ направлении, смяты в левосдвиговые складки с субвертикальными (80–85°) шарнирами. Не совсем ясно, являются ли эти складки более поздними сдвиговыми либо это другое сечение вышеописанных складок, наблюдавшихся в обрывах р. Сакмара.

Суммируя все вышеизложенное, можно прийти к следующим выводам. Анализ мезоскладок, развитых в зоне влияния Янтышевско-Юлукского разлома показал, что движения происходили вниз по падению его сместителя, то есть с формальной точки зрения разлом является сбросом или сбросо-сдвигом. Однако, столь интенсивные деформации, а также присутствие в зоне разлома серпентинитов и метабазитов не характерно для сбросов. Данное противоречие можно попытаться разрешить, если предположить, что суванякские образования были переброшены через максютовские породы с востока, а впоследствии плоскость сместителя шарьяжа была деформирована в ходе образования антиформы Уралтау и приобрела современное западное падение. Эти движения происходили после образования структуры максютовского комплекса, поскольку значительного влияния этих деформаций на нее отмечено не было. С этой точки зрения Янтышевско-Юлукский разлом может быть реликтом шарьяжа по которому суванякский комплекс был перемещен с востока на запад. Установление корневой зоны этой структуры может быть установлено в ходе последующих исследований. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00052.

Литература

1. Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского комплекса зоны Уралтау Препринт УНЦ РАН, Уфа, 1994. 31 с.

2. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 119 с.

3. Brown D., Alvarez-Maron J., Perez-Estaun A., Oslianski A. Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the south Urals, Russia // Tectonics. 1998. Vol. 17. P. 158-171.

4. *Hetzel R*. Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksytov Complex, southern Urals, Russia // Geol. Rundshau. 1999. Vol. 85. P. 577-588.

Б.Г. Голионко¹

Структурная эволюция позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов южной части зоны Уралтау, Эбетинской антиформы и зоны ГУР (Южный Урал)

История формирования структуры позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов Южного Урала до сих пор еще изучена в недос-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

таточной степени, что несколько затрудняет расшифровку геодинамической эволюции региона. Исследование структурной эволюции комплексов проводилось путем изучения строения и последовательности формирования их мезоструктурных парагенезов в пределах Эбетинской антиформы, южного замыкания зоны Уралтау, а также тектонического окна в Хабарнинском массиве в районе г. Банка и северо-западного контакта того же массива в районе Сущевской балки.

В результате проведенных исследований установлена сложная многоэтапная структурная эволюция позднедокембрийских и раннепалеозойских комплексов изучаемого региона.

К наиболее древнему деформационному этапу относится формирование складок в позднедокембрийских комплексах, развитых на южном замыкании зоны Уралтау и продолжении этой структуры в Эбетинской антиформе. Как правило, это изоклинальные складки с параллельными крыльями, деформируемые всеми более поздними тектоническими движениями. Изредка на юго-востоке Эбетинской антиформы в метавулканитах эбетинской свиты наблюдались замкнутые колчановидные складки, шарниры которых располагались на крыльях более поздних складок. На западе антиформы и на юге зоны Уралтау подобные структуры встречены в единичных случаях. Определить их изначальную вергентность не представляется возможным.

Складки следующего этапа развиты в пределах северной и северозападной части Эбетинской антиформы и в тектоническом окне в районе горы Банка. Их соотношения со структурами предыдущего этапа установить не удалось, но учитывая, что они развиты и в докембрийских и в раннепалеозойских комплексах, логично предположить, что они более поздние по отношению к структурам первого этапа. Эти складки представлены зигзагообразными асимметричными складками с субширотными ориентировками осей. Преобладают складки с северной вергентностью, встречаются как открытые, так и сжатые формы. Размах наблюдаемых в обнажениях складок не превышает 0.5 м.

Складки обоих вышеописанных этапов деформируются структурами третьего этапа. Данные складки широко распространены и во многом определяют структуру региона. Как и складки предыдущего этапа, они представлены зигзагообразными асимметричными структурами от открытых до сильно сжатых, однако, размах крыльев их варьирует от 0.1 м до нескольких км. Основным типом складок на юге зоны Уралтау, сложенной вендскими вулканогенно-осадочными отложениями каялинской свиты, в поле развития которой встречены тектонические клинья образованные тектоническим меланжем и слабоизмененными породами раннего палеозоя, являются сильно сжатые асимметричные лежачие структуры, опрокинутые на северо-восток (реже восток) и северо-запад, описывая, таким образом, замыкание антиклинория. В целом, падение крыльев структур субпараллельно падению осевых плоскостей и общему падению изучаемых комплексов. Азимуты падения шарниров меняются от юго-восточных до северо-западных румбов, углы падения меняются от первых градусов до 30–35°.

Северная часть Эбетинской антиформы, примыкающая с востока к Хабарнинскому гипербазитовому массиву сложена вулканогенноосадочными и осадочными комплексами раннего палеозоя, смятыми в зигзагообразные складки, опрокинутыми в восточных румбах. Вулканогенно-осадочные комплексы, расположенные близ подошвы массива, метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фации и смяты в асимметричные (вплоть до изоклинальных) складки восточной вергентности. Структурно ниже расположены вулканогенно-осадочные породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев. Здесь также преобладают зигзагообразные асимметричные складки восточной вергентности, однако степень их сжатия гораздо ниже, чем в складках, развитых в гранулитах. Наиболее низкое структурное положение занимают породы кидрясовской свиты нижнего ордовика, отделенные от залегающих структурно выше метаморфитов надвигом восточной вергентности и пластиной деформированных олистостром.

Для северо-западной части Эбетинской антиформы, ядро которой образовано вендскими отложениями лушниковской свиты, а крылья - палеозойскими породами [1, 2], характерны асимметричные зигзагообразные складки северо-восточной вергентности. Размах крыльев этих структур, наблюдаемых в обнажениях, варьирует от нескольких сантиметров до десяти метров, однако судя по смене рисунка асимметричных складок на их крыльях, в изучаемом районе развиты и более крупные структуры подобного типа. Складки этой генерации представлены как открытыми, так и сильно сжатыми формами, причем последние преобладают в вендских породах. Их шарниры полого (5–20°) падают в юговосточном и северо-западном направлении.

Западное крыло Эбетинской антиформы ограничено гипербазитами Кемпирсайского массива, вдоль восточного контакта с которым развиты амфиболиты динамотермального происхождения, связанного с движениями офиолитового аллохтона. На юго-западе антиформы эти метаморфиты представлены амфиболитами куагашского метаморфического комплекса, расположенного в подошве Кемпирсайского гипербазитового массива, которые в свою очередь надвинуты на вулканогенноосадочные и осадочные породы позднего докембрия и раннего палеозоя(?), метаморфизованные в зеленосланцевой фации. Для всех структур участка характерна вергентность в восточных румбах. В амфиболитах установлены зизагообразные асимметричные складки восточной вергентности, развитые в жилах послойных мигматитов и в редких прослоях гранатитов. Складки достаточно мелкие, размах крыльев не превышает 10–15 см, от открытых форм в гранатитах, до сжатых в мигматитах. В породах, обрамляющих куагашские амфиболиты с востока широко распостраненны асимметричные складки ЮВ и СВ вергентности. Эти структуры, по-видимому, одновозрастны складкам в амфиболитах. Встречены как открытые, так и сильно сжатые формы, изредка при повышении степени деформациии наблюдаются единичные колчановидные структуры.

На юго-восточном крыле Эбетинской антиформы, сходные с куагашскими динамотермальные метаморфиты представлены мамытским и кызылкаинским метаморфическими комплексами. Породы мамытского комплекса слагают тектонические пластины, зажатые среди ультраосновных пород Мамытского гипербазитового массива, являющегося северным продолжением юго-восточной части Кемпирсайского офиолитового аллохтона, отделенным от последнего серией разломов субмеридионального простирания. Возраст амфиболитов согласно [3] – 407±8 млн лет. Метаморфиты надвинуты на находящиеся западнее вулканогенно-осадочные породы эбетинской свиты предположительно позднедокембрийского возраста, метаморфизованные в зеленосланцевой фации, а также относительно слабо измененные осадочные и вулканогенно-осадочные породы раннего палеозоя. Амфиболиты кызылкаинского комплекса развиты южнее, где они надвинуты в ЮЗ направлении на гипербазиты Кемпирсайского массива.

К структурам данного этапа в мамытском комплексе, относятся мелкие асимметричные птигматитовые складки, образованные деформированными жилами послойных мигматитов в амфиболитах. Осевые поверхности этих складок субпараллельны кристаллизационной сланцеватости пород, Среди пород, обрамляющих мамытский комплекс развиты асимметричные СЗ вергентности. Как и в куагашском комплексе эти складки одновозрастны складкам в мигматитах, однако, в отличие от куагашского комплеса эти складки характеризуются западной вергентностью. Наблюдаются как микроскладки этой генерации, так и складки с размахом крыльев в первые десятки метров. Падения на крыльях меняются в среднем от 30 до 60 градусов, редко достигая 80–85°. Угол между крыльями варьирует от 80 до 30 градусов, сжатые складки преобладают. Характерна ундуляция шарниров асимметричных складок, при этом падение шарниров в большинстве случаев меняется от югозападных до северо-восточных румбов. Углы падения меняются от 5 до 25-30 градусов. Падение осевых плоскостей складок совпадают с общим падением сланцеватости.

В структуре кызылкаинского комплекса доминируют асимметричные складки, среди которых преобладают складки ЮЗ вергентности, хотя встречаются и структуры и обратной, северо-восточной вергентности. Даже в пределах одной структуры видно, что ближе контакту с гипербазитами развиты складки ЮЗ вергентности, а при удалении от контакта, структура меняет свою вергентность на противоположную, таким образом общая структура приобретает черты бивергентности с преобладанием юго-западной вергентности. Мелкие асимметричные складки СВ вергентности развиты на крыльях структур ЮЗ вергентности, что позволяет предположить, что формирование первых предшествовало вторым.

Следующий этап деформационной истории региона связан с образованием асимметричных складок западной вергентности в пределах северного контакта Хабарнинского массива в районе Сущевской балки и тектонического окна, расположенного в пределах того же массива в районе г. Банка. Следует отметить, что соотношения этих складок со складками восточной вергентности отсутствуют, и только наложение складок в кызылкаинском комплексе является косвенным свидетельством о том, что складки западной вергентности моложе структур восточной вергентности.

Для северо-западного контакта Хабарнинского массива в районе Сущевской балки характерны складки северо-западной вергентности, развитые в зеленых сланцах и породах сакмарской свиты силурийского возраста. Складки асимметричные, сжатые (особенно в кремнях сакмарской свиты). Шарниры полого (5–10°) падают в СВ направлении, однако на крыльях складок наблюдается более ранняя линейность, характеризующаяся ЮВ падениями.

В тектоническом окне, расположенном в северо-восточной части Хабарнинского массива, в районе г. Банка отмечено резкое доминирование асимметричных складок западной вергентности в метаморфизованных породах раннего палеозоя, причем эти складки наложены на складки с субширотными шарнирами, относимыми в данной работе ко второму этапу деформации. На крыльях складок видна линейность второй генерации, деформированная в четвертый этап. Шарниры складок западной вергентности полого погружаются в южном и, реже в ЮВ направлении.

Наиболее поздними складками являются сдвиговые складки с крутопадающими шарнирами, с которыми связаны изменения простирания складок предыдущих этапов. Среди них преобладают правосторонние сдвиговые структуры.

Суммируя приведенные выше данные можно предложить следующую схему структурной эволюции района. Наиболее ранними являются, по всей видимости, изоклинальные складки, развитые в позднедокембрийских породах. Не исключено, что они образовались на доуральской стадии развития региона в ходе тиманской орогении. Неизвестны соотношения этих складок со складчатыми структурами с субширотными простираниями шарниров. Судя по тому, что эти складки развиты не только в докембрийских, но и в палеозойских породах, их образование связано с каким-то неустановленным этапом палеозойских деформаций. Следующий этап образования складок восточной и западной вергентности в пределах Эбетинской антиформы очевидно связан с палеозойским этапом обдукции офиолитов. Не находит пока удовлетворительного объяснения присутствие складок обоих вергентностей, причем образованных, судя по наличию складок, в мигматитах еще на этапе метаморфизма амфиболитовой фации. Следующий этап образования складок западной вергентности в зоне ГУР маркирует этап позднепалеозойской коллизии. Образование складок с крутопадающими шарнирами связано с сдвиговыми деформациями, завершившими структурную эволюцию региона.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00052.

Литература

1 Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г. Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 9-35.

2 Самыгин С.Г., Федотова А.А., Бибикова Е.В., Карякин Ю.В. Вендский надсубдукционный вулканизм в Уралтауской зоне (Южный Урал) // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 1. С. 81-85.

3 Рязанцев А.В., Пилицина А.В., Голионко Б.Г., Артемова О.А., Белова А.А., Травин А.Б. Гранатовые габбро-амфиболиты «метаморфической подошвы» офиолитовых аллохтонов на Южном Урале, особенности структуры, возраст, условия образования // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Тез. докл. М.: ГЕОС, 2015. С. 120-125.

Особенности строения зоны сочленения Предуральского прогиба и складчатого Урала

Представления о строении зоны сочленения Предуральского краевого прогиба (ПП) и Уральского складчатого пояса (УСП) составляют предмет острых дискуссий на протяжении многих десятилетий. Имеющиеся взгляды можно свести к двум основным положениям: 1 – складчатый пояс надвинут на край платформы, которая прослеживается под ним в нижних горизонтах; 2 – складчато-разрывные деформации нарастают постепенно с платформы в сторону складчатого пояса, сам краевой шов представляет собой флексурный перегиб, нарушенный малоамплитудными надвигами.

Обзор существующих материалов, прежде всего данных сейсмопрофилирования и результатов бурения в зоне передовых складок показывает, что прогиб и примыкающая часть Уральского складчатого пояса на всем его протяжении контактируют неодинаково: имеются два типа контакта – флексурный перегиб и взбросо-надвиг. Надвиговый тип строения зоны сочленения Предуральского прогиба и складчатого Урала описан на Полярном (скв. Левогрубейюская 1), Северном (скв. Верхняя-Сочь1), Среднем Урале (Аракаевская скв.1) и в районе Саратовско-Беркутовских дислокаций на Южном Урале.

На Южном Урале в пределах Башкирии строение восточного борта ПП отражено на трех сейсмических профилях, проведенных в разные годы. Региональный сейсмопрофиль 3 проходит через Табынскую площадь, Кулгунинский профиль пересекает зону сочленения на широте г. Стерлитамака [1], Зилаирский профиль – на широте поселка Мраково (рис. 1). Зона сочленения на этих профилях четко выражена в виде круто падающего на восток разлома, по которому отложения, подстилающие флиш нижней перми, приподняты и выведены на поверхность виде антиклинальных структур. Выполаживание этого разлома на восток в виде горизонтального срыва надвиговой природы, часто рисуемое на профилях в более глубокой области потери корреляции, является гипотетическим, поскольку на данном сейсмическом материале пологие и субгоризонтальные срывы не фиксируются. Наоборот, хорошо видны субвертикальные и наклонные зоны нарушения сплошности отражающих площадок и другие признаки разломов [2], прослеживаемые от по-

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

Полярный Урал, Левогрубеюская структура



Рис. 1. Фрагменты региональных сейсмопрофилей, пересекающих зону сочленения Предуральского прогиба и Уральского складчатого пояса (ПП-Предуральский прогиб)

Северный Урал, Шалинский профиль Аракаевская структура



Южный Урал, профиль №3 Табынская структура



Южный Урал, Зилаирский профиль



Оренбуржье, профиль №26 Актакальская структура



верхности на всю глубину разреза до глубин свыше 3–5 сек (6–10 км), которые мы интерпретируем как разломы поздней (неотектонической) активизации.

Разлом, выступающий в качестве фронтального между складчатой областью Башкирского мегантиклинория и Предуральским прогибом, был выделен под названием Ташлинский надвиг. Особенности его строения можно наблюдать близ с. Макарово в выемках строящейся новой дороги Стерлитамак-Магнитогорск. Тектонический контакт в этой точке выглядит как полого залегающий надвиг, по которому известняки нижнего карбона надвинуты на флишевые алевро-глинистые ритмиты ранней перми. Однако, в реальности, это – взброс, вскрываемый дорожной выемкой в косом сечении (субпараллельно простиранию разлома). Разлом представлен зоной деструкции, будинирования, в карбонатах висячего крыла отмечены следы гидротермальной деятельности и миграции углеводородов. Предполагаемое падение плоскости варьирует -Аз60-85<45-55. Отмечается перевернутое залегание флишевых отложений в лежачем крыле. К северо-западу толща флишевых осадков смята в более мелкие складки типа кик-бандов амплитудой несколько метров, общее залегание толщи пологое Аз90<30. Линейность нарушения на поверхности и крутое падение на сейсмических разрезах указывает на его сдвиговую природу [3].

Наблюдаемая сейсмическая картина западной части Южного Урала представляет собой зону скучивания по серии крутопадающих взбросов и взбросо-надвигов. Серия субвертикальных нарушений с меньшей амплитудой смещения прослеживается вдоль всего прогиба. Западный борт Предуральского прогиба маркируется субвертикальной зоной нарушений сбросового типа, по которому платформенные слои флексурообразно погружаются в прогиб. Общая картина свидетельствует о транспрессивном типе тектоники [4, 5] и крупном сдвиговом нарушении вдоль восточной зоны прогиба на границе ПП и УСП. Сдвиги в коллизионных структурах сопровождаются скучиванием по надвигам [6]. Во время альпийского тектогенеза произошла реактивация разломов и формирование современного структурного плана.

На юге, в Оренбургском Приуралье, зона сочленения выражена в виде крутого взброса и флексурообразного перегиба без надвиговых осложнений (см. рис. 1, профиль 26) [7–9]. На Среднем Урале по данным субширотных сейсмических профилей (Шалинского, Нижне-Сергинского, Михайловского) в зоне сочленения ПП и УСП наблюдается смятие и воздымание толщ по серии падающих на восток взбросов и надвигов (данные В.И. Рыбалки). Несовпадение современных структурных границ ПП с границами формаций, было отмечено ранее на Се-



Рис. 2. Модель строения зоны сочленения Предуральского прогиба и Западного Урала на разных этапах тектонической активизации

верном Урале [10]. Это может быть связано с альпийской фазой активизации Уральского орогена и обрамляющих его разломов. Предлагаемая модель (рис. 2) отражает формирование структуры в результате трех этапов тектонической активизации: позднепалеозойской коллизионной, раннеальпийской сдвиговой и неотектонической разломно-блоковой.

Анализ геолого-геофизических материалов показывает, что различия в строении зоны сочленения могут быть связаны с неоднородностью строения окраины Восточно-Европейской платформы, осложненной выступами кристаллического фундамента, наиболее глубоко вдающимися в сторону складчатого Урала. В этих зонах наблюдается взбросонадвиговый характер контакта ПП и УСП. Выступы фундамента (Красноуфимский, Приуральско-Сыртовский) разделяют участки с авлакогенным типом строения, в которых осадочный разрез начинается с рифейских отложений (Камско-Бельский, Сакмаро-Уральский и другие авлакогены). На этих участках, сложенных более «мягким» осадочным заполнением, наблюдается флексурный тип строения зоны сочленения, который можно наблюдать на Южном Урале, в районе примыкания к Башкирскому мегантиклинорию, а также на самом юге, в районе Оренбургского Приуралья. Строение «флексуры» достаточно сложное, часто она осложняется срывами и малоамплитудными надвигами.

Ранее, с точки зрения шарьяжно-надвигового строения Урала, высказывались предположения о прослеживании платформенного палеозоя под складчатым сооружением далеко на восток. Бурение глубокой скважины Кулгунинской 1, и последующее сейсмопрофилирование не подтвердило столь радикальных представлений. Основанием для них служили также данные бурения по Асташскому нефтеразведочному профилю, где под отложениями зилаирской свиты были вскрыты карбонатные каменноугольные отложения платформенного типа. Современные данные по Зилаирскому профилю (№ 4) показывают, однако, что девонские флишевые отложения не перекрывают в виде покрова каменноугольную карбонатную платформу, а участвуют вместе с ней в строении разрывно-складчатых структур. Амплитуды горизонтальных перемещений вдоль взбросо-надвигов в этом районе, по данным башкирских нефтяников, не превышают нескольких сот метров. Горизонтальный масштаб перемещения вздернутого блока в Саратовско-Беркутовской зоне составляет около 400 м.

Амплитуда вертикального подъема слоев в зоне сочленения варырует от 1 км до 2.5 км. На оренбургском пересечении амплитуда вертикального подъема слоев составляет 1.5 км [6]. Вертикальное смещение по Апутовскому взбросу в Юрюзано-Айской впадине, по данным С.Н. Солоницина, составляет более 1.2 км. Эти значения превышают величины перепадов глубин в западном борту Предуральского прогиба (до 800 м), и сопоставимы с величиной флексурных перегибов в северном борту Прикаспийской впадины (Илекско-Яйсанская флексура с амплитудой до 1 км, Иртек-Илецкая флексура с амплитудой до 2 км) [6].

Проведенный сравнительный анализ особенностей строения зоны сочленения ПП и ЗУ вдоль всего Урала показал: 1) строение зоны сочленения ПП и УСП на всем его протяжении неодинаково, на севере развиты взбросо-надвиговые структуры, на юге наблюдается флексурный перегиб слоев; 2) неоднородность строения зоны сочленения может быть связана с выступами фундамента, ограничивающими рифейские авлакогены; 3) представление о перекрытии шельфовых карбонатных осадков тектоническими пластинами флишевых комплексов в результате значительных (десятки и сотни км) надвиговых перемещений в восточной зоне Предуральского прогиба не подтверждается; 4) в зоне фронтального разлома, который рассматривается нами как сдвиговзбросовая структура позднепалеозойского-раннемезойского этапа коллизии, фиксируются смещения вертикальной амплитудой до 2 км, сопровождаемая флексурным изгибом слоев всего палеозойского разреза, в том числе ранее вовлеченных в пологие надвиги в зоне складчатости; 5) строение западного и восточного бортов ПП осложнено сдвиговыми структурами, альпийского и неотектонического этапа, во время которого активизация зон разломов из-за блоковых подвижек фундамента привела к нарушению сложившихся контактов, формированию зон деструкции и трещиноватости, формированию современного корытообразного строения Предуральского прогиба.

Литература

1. Скрипий А.А., Юнусов Н.К. Структуры растяжения в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1989. № 6. С. 62-71.

2. Шмарева М.Б. Шулепов И.И. Диагностические признаки выделения тектонических нарушений в сейсмических временных полях: метод. указания. Ухта: УГТУ, 2012. 15 с.

3. Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Особенности строения зоны Ташлинского взбросо-надвига на Южном Урале (в печати).

4. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. Vol. 100. P. 1666-1703.

5. Butler R., McCaffrey B., Torvela T. Virtual Seismic Atlas, 2014. Интернет-ресурс: http://www.seismicatlas.org

6. *Копп М.Л.* Роль хрупкого разрушения пластической деформации и латерального течения в формировании альпийской структуры Северной Евразии // Латеральные тектонические потоки в литосфере. М.: ГЕОС, 2013. С. 12-57. (Тр.ГИН РАН; Вып. 604).

7. Оренбургский тектонический узел: геологическое строение и нефтегазоносность / Под ред. Ю.А. Воложа, В.С. Парасыны. М.: Научный мир, 2013. 264 с.

8. Жукова Е.А. Характеристика полей напряжений по дизъюнктивным и пликативным дислокациям в зоне передовых складок Урала // Сборник трудов 69-ой молодежной научной конференции «Нефть и Газ». М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. С. 106-115.

9. Горожанина Е.Н., Горожанин В.М. Модель палеотектонического развития оренбургской части Предуральского прогиба // Тектоника и гео-

динамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. Т. 1. С. 102-107.

10. Пучков В.Н., Тимонин Н.И. К истории тектонического развития территории севера Урала и Приуралья в пермский период // Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1970. С. 71-74.

<u>X. Гуал Перес¹</u>, Н.С. Фролова¹

Определение ориентировки оси растяжения в рифтовых бассейнах. Триасовый Иберийский бассейн в качестве примера

Принято считать, что формирование рифтовых бассейнов осуществляется в обстановке растяжения, но в большинство случаев трудно говорить о чистом растяжении, ибо очень часто деформация включает в себя некий сдвиговый компонент [2, 4 и др.]. Обстановка косого растяжения представляет собой один из видов транстенсии (сочетание растяжения и сдвига). Косое растяжение появляется, когда растягивающие напряжения приложены под неким углом относительно предшествующей ослабленной зоны (например, разлома в тектоническом фундаменте).

В данной работе мы представляем результаты изучения образования рифтовых бассейнов при разной степени косого растяжения с помощью метода тектонофизического моделирования. Для решения этой задачи был проведен ряд экспериментов в растягивающем приборе; главным изменяющимся параметром являлся угол приложения растяжения относительно разлома фундамента (β).

В наших опытах растяжение передавалось модели с помощью двух базальных пластин таким образом, что получался эффект транспортера на ее подошве. Модель размером 40×25×6 см была изготовлена из каолиновой глины. Изначальная влажность материала составляла 50%. Скорость деформация была для всех опытов одинаковой – 4 см/час. Общее удлинение по направлению растяжения составляло 2 см. Значение угла β менялось в интервале от 0 до 90° по 15-градусным шагам.

¹ Кафедра Динамической геологии, Геологический Факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

При $\beta = 90^{\circ}$, модель испытывает чистое растяжение. Основными структурными элементами являются сбросы, которые всегда формируются перпендикулярно направлению растяжения. При $\beta = 0^{\circ}$ модель деформируется в обстановке простого сдвига; в этом случае развиваются сколы R и R', а также трещины (T) под углом 45° к разлому фундамента.

Обстановка косого растяжения осуществляется при промежуточных значениях угла β (0° < β <90°). Сбросы и сколы являются главными структурными элементами парагенеза косого растяжения. Для дальнейшего статистического анализа мы распределили их на две группы по кинематике: сбросы имеют вертикальный компонент движения блоков, а сколы – нет. Оба структурных элементов образуются по определенным ориентировкам, которые были выявлены нами статистическим методом. Преобладающие направления развития структур отражаются на гистограммах и розах-диаграммах как относительные максимумы. В большинстве случаев их можно сопоставить с аналогичными направлениями, по которым приблизительно должны образоваться сколы R и R', трещины T или сбросы при конкретном значении параметра β .

Анализ результатов всех проведенных экспериментов позволил выявить две закономерности (рис. 1). Во-первых, угловое расстояние между любым структурным элементом и разломом фундамента имеет обратно пропорциональную связь с параметром β ; во-вторых, угловое расстояние между хорошо выраженными структурными направлениями имеет такую же зависимость от угла β . Последнее позволяет нам определить значения β при отсутствии информации об ориентировке разлома в фундаменте.

В зависимости от значения параметра β также меняется количество сбросов, распределенных по некоторым структурным направлениям. При $\beta < 45^{\circ}$ преобладает развитие сбросов по направлениям, которые можно сопоставлять с ориентировкой R-сколов и трещин отрыва. В отличие от этого, при $\beta > 45^{\circ}$ сбросы располагаются по направлениям T и R'. Только при $\beta \ge 75^{\circ}$, т. е. когда механизм косого растяжения мало отличается от обычного растяжения, сбросы образуются параллельно разлому фундамента.

Описанные выше закономерности могут быть использованы для определения угла β в конкретных геологических объектах и реконструкциях. Для этого надо провести статистический анализ ориентировок структурных элементов, выявить преобладающие ориентировки и сопоставить их с возможными направлениями структур транстенсии: сколами R и R', трещинами T или сбросами. Узнав соотношение между ориентировками этих структурных направлений, можно определить угол приложения растягивающих напряжений (β) по графику (см. рис. 1).



Рис. 1. Закономерности ориентировок относительно разлома в фундаменте структурных элементов, развитых по преобладающим структурным направлениям, и сопоставленных с направлениями структур транстенсии R, T, R' и NF (сбросы)

Для тестирования метода мы выбрали Иберийские триасовые рифтовые бассейны (восточная Испания). Их геологическое развитие началось в пермо-триасе с образованием сети рифтовых бассейнов внутри самой Иберийской плиты при активизации региональных герцинских разломов фундамента. Большинство авторов интерпретирует механизм образования рифтовых Иберийских бассейнов как сочетание растяжения и сдвига [1, 3], но неизвестна степень участия в деформационном процессе эти двух составляющих.

В основу тестирования были положены данные реконструкции бассейнов для конца триасового периода [3]. Статистически была установлена относительная ориентировка основных структурных направлений (рис. 2б). С помощью углового расстояния между направлениями R и R' можно рассчитать β (по рис. 1), который дает значение 45°, т. е. растяжение было приложено под углом 45° к общей ориентировке герцинских разломов.

Наши результаты хорошо сопоставляются с интерпретациями [3] (рис. 2А, белые стрелки). Общую ориентировку герцинских разломов можно рассчитать по рис. 1, поскольку нам сейчас известен параметр β. Полученное нами направление герцинских структур фундамента – CB110 (рис. 2Б), а направление приложения растяжения – CB065 (черные стрелки на рис. 2А). Оба результата согласуются с литературными данными [1, 3].



Рис. 2. А – реконструкции Иберийского бассейна в триасе по [de Vicente et al., 2009]. Белыми стрелками указывается направления растяжения по [de Vicente et al., 2009], а черными – рассчитанная нами ориентировка растяжения. Б – статистический анализ ориентировок структурных элементов

Литература

1. *Álvaro M. et al.* Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica // Acta geológica Hispanica. 1979. №14. C. 172-177.

2. Corti G. et al. Analogue modelling of continental extension: a review focused on the relations between the patterns of deformation and the presence of magma // Earth-Science Reviews. 2003. N 63. C. 169-247.

3. De Vicente G. et al. Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: the Castillian Brach of the Iberian Chain // Tectonophyiscis. 2009. No 470. C. 224-242.

4. *Keep M., McClay K.R.* Analogue modelling of multiphase rift systems // Tectonophysics. 1997. № 273. C. 239-270.

Обзорная карта тектонического районирования России масштаба 1:10000000: базовые таксоны, этапы тектогенеза, тектонические (геодинамические) обстановки

Основой обзорной карты тектонического районирования территории России масштаба 1:10000000 является опубликованная в 2001 г. «Схема тектонического районирования России масштаба 1:5000000», актуализированная по данным Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1000000 третьего поколения, по многочисленным публикациям МЦГК «Геокарт», а также другим изданным материалам.

К базовым единицам тектонического районирования относятся таксоны разного ранга: суперглобальные (литосферные и коровые плиты), глобальные (платформенные и океанические мегапровинции, покровноскладчатые и подвижные пояса); трансрегиональные (платформенные, пассивноокраинные и океанические провинции; щиты древних платформ, покровно-складчатые, островодужные и активноокраинные области); региональные (субпровинции – платформенные, пассивноокраинные и океанические, мегазоны – щитов древних платформ, покровноскладчатых, островодужных и активноокраинных областей); территориальные (зоны – континентальнорифтовые, платформенные, пассивноокраинные и океанические, щитов древних платформ, покровноскладчатые, островодужные и активноокраинные, пассив-

Содержание обзорной карты тектонического районирования России составляют: возрастные символы и цветовые фоны главных этапов тектогенеза, в возрастном интервале которых были сформированы наиболее существенные структурно-вещественные особенности геологического разреза базового таксона; тектонические (геодинамические) обстановки формирования тектонических комплексов; кинематические типы граничных разломов; имена площадных таксонов и граничных разломов.

¹ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ), Москва, Россия

² МЦГК «Геокарт», Москва, Россия

³ Роснедра, Москва, Россия

Составление «Обзорной карты тектонического районирования территории России» выполнено в последовательности: формирование базы геоданных объектов и атрибутивных характеристик базовых таксонов и ограничивающих их разломов (в программе ESRI ArcGIS v.9.2) \rightarrow подготовка цифровых моделей схем тектонического районирования суперглобального, глобального, трансрегионального и регионального рангов \rightarrow подготовка цифровой версии карты территориального ранга \rightarrow распечатка аналогового варианта схем и карты тектонического районирования \rightarrow составление объяснительной записки и редактирование аналогового варианта схем и карты \rightarrow внесение исправлений и дополнений в первоначальный вариант базы геоданных комплекта схем и карты \rightarrow тиражирование аналогового варианта схем и карты тектонического районирования совместно объяснительной запиской.

Литосферные и коровые плиты

В комплекте схем тектонического районирования территории России обособлены сегменты: трех крупных современных литосферных плит – Евразийской, Северо-Американской и Тихоокеанской; Охотская, Японская и Беринговоморская малые литосферные плиты; Европейская, Сибирская, Амурская и Колымо-Чукотская крупные коровые плиты; Алтае-Саянская малая коровая плита.

На схему литосферных и коровых плит вынесены границы плит: а) дивергентные спрединговые (в полосе осевых рифтов срединно-океанического хребта Гаккеля) и раздвиговые рифтогенные (Устьленско-Устьянская полоса раздвигов на продолжении трансформной границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, Байкало-Токкинская полоса раздвигов и Хубсугульский раздвиг – в осевой части Байкальской континентально-рифтовой мегазоны); б) конвергентные – корово-мантийные (Курило-Камчатский и Алеутский субдукционные швы) и надвиговые коровые (Урало-Новоземельский, Крымско-Кавказский и Северо-Охотский швы); в) трансформная на континенте (трансформный разлом Черского) и сдвиговые швы (Кара-Иртышский, Тарбагатайский, Главный Саянский, Становой, Тан-Лу, Корякский и Хоккайдо-Сахалинский);

Раздвиг в зоне спрединга, трансформный и субдукционные швы относятся к категории основных (необходимых) идентификационных показателей обособления литосферных плит, а раздвиги в осевых частях континентальных рифтов, надвиговые и сдвиговые швы – коровых плит. Направления и среднегодовые скорости горизонтальных перемещений плит на Урале (материалы станций GPS) совместно с распределением эпицентров землетрясений, структурными и геоморфологическими показателями) отнесены к самостоятельному признаку картирования границы между Европейской и Сибирской коровыми плитами, поскольку скорости горизонтальных перемещений на восточном крыле Европейской коровой плиты на 3 мм/год больше, чем на западном крыле Сибирской плиты. Эти данные являются прямым экспериментальным подтверждением современного горизонтального сжатия структур и формирования горного сооружения Среднего Урала.

Мегапровинции и провинции, пояса и области

Глобальные платформенные таксоны: Восточноевропейско-Баренцевская мегапровинция (фундамент раннедокембрийский Восточно-Европейская и Карская провинции, гренвильский и байкальский Свальбардская и Печора-Баренцевоморская провинции) и Центрально-Сибирская мегапровинция (фундамент раннедокембрийский). Океанические мегапровинции: Центрально-Арктическая и Тихоокеанская. На российской территории Центрально-Арктической мегапровинции располагаются: а) Евразийская провинция кайнозойского глубоководного океанического бассейна (субпровиции Нансена, хребта Гаккеля и Амундсена) и б) Западно-Америзийская провинция относительно глубоководного океанического бассейна, в пределах которого обособляются тектонические, пассивноокраинного типа, таксоны регионального ранга – хребет Ломоносова, котловина Подводников и хребет Менделеева. В западной части Тихоокеанской океанической мегапровинции (Западно-Тихоокеанская провинция) развиты океанические комплексы мезозойско-кайнозойского мегаэтапа тектогенеза. В составе Арктического подвижного пояса обособляются южный и северный сегменты. Южный сегмент слагают раннемезозойские структуры Пайхой-Новоземельской и Таймыро-Североземельской покровно-складчатых областей и позднемезозойские сооружения Верхояно-Колымской, Колымо-Омолонской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых областей. Северный сегмент составляют продолжающие свое формирование в голоценовую (современную) подстадию тектогенеза: а) Свальбардско-Таймырская пассивноокраинная провинция континентального склона и Лаптевская пассивноокраинная провинция шельфовая и континентального склона (в обрамлении Евразийской глубоководной провинции), б) Восточно-Сибирская пассивноокраинная шельфовая и континентального склона провинция, сопряженная с относительно глубоководными (до 2 км) структурами Западно-Америзийской провинции и в) шельфовая - Чукотская. Рифтогенно-пассивноокраинный чехол Лаптевской и Восточно-Сибирской провинций перекрывает деформированные в позднем мезозое палеозойские пассивноокраинные тектонические комплексы, сформированные на байкальском метаморфическом фундаменте. Ранне-среднерифейские, неопротерозойские, каледонские и герцинские тектонические комплексы западного и центрального сегментов **Урало-Охотского покровно-складчатого пояса** формировались на площади рифейско-палеозойского Палеоазиатского океана, а мезозойские восточного сектора, в пределах обширного залива Палеопацифики – Монголо-Охотском палеоокеане, который прекратил свое существование в позднем мезозое.

Сооружения Средиземноморского подвижного пояса сложены в основном тектоническими комплексами мезозойско-кайнозойского мегаэтапа тектогенеза, развитыми в пределах Крымско-Кавказской области, а также позднепалеозойскими структурами фундамента Скифской платформы. Формирование покровно-складчатых структур на этой площади подвижной области высокой тектонической активности продолжается в современную подстадию тектогенеза.

На площади Западно-Тихоокеанского подвижного пояса располагаются сооружения Охотско-Чукотской, Буреинско-Цзямусинской, Сихотэ-Алинской, Хоккайдо-Сахалинской, Корякско-Камчатской мезозойско-кайнозойских областей высокой и очень высокой современной тектонической активности; Алеутско-Командорской и Курильской областей чрезвычайно высокой современной активности.

Мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской платформы сформировался на гетерогенном покровно-складчатом фундаменте: раннемезозойском для Пайхой-Новоземельской и Таймыро-Североземельской покровно-складчатых областей; каледонско-герцинском – Уральской и Казахстанской областей; герцинском – Обь-Зайсанской области; каледонско-герцинском – Алтае-Саянской области и перекрытым палеозойским платформенном чехлом – неопротерозойской Ямало-Енисейской области.

Субпровинции, мегазоны и тектонические зоны

Особое место в строении чехла синеклиз, моноклиз и тектонических зон Западно-Сибирской платформы принадлежат раннетриасовым континентальнорифтовым базальтам, долеритам и туфам, слагающим ансамбли рифтогеных зон и вулканических полей, развитых на всей территории платформы. Формирование этих крупнообъемных тел, как и траппов Тунгусской синеклизы, продуцировано Сибирским суперплюмом.

На территории Восточно-Европейской и Сибирской платформ установлены континентальнорифтовые базальты малой мощности и тела габбро-долеритов: раннерифейские в основании неопротерозойского осадочного чехла и девонские – в основании позднепалеозойского чехла. Вулканиты представлены лишь в отдельных рифтогенных зонах, которые заполнены в основном осадочными толщами.

Территории покровно-складчатых областей представляют собой коллаж террейнов регионального ранга (мегазон), тектонические комплексы которых были сформированы в разных тектонических (геодинамических) обстановках – океанической, островодужной, активноокраинной, пассивноокраинной, а также пассивноокраинного типа чехла раннедокембрийских микроконтинентов.

<u>М.К. Данукалова</u>, А.Б. Кузьмичев¹

Песчаные интрузии в каменноугольных отложениях о. Котельный: состав, морфология, причины и механизм образования

В западной части острова Котельный (Новосибирские о-ва) описаны впечатляющие кластические интрузии, внедренные в осадочный разрез верхнего палеозоя. Ранее их присутствие здесь не упоминалось, хотя каменноугольные отложения полуострова Тас-Ары, среди которых локализованы инжектиты, подробно изучались во время проведения Государственной геологической съемки [2]. При этом песчаные интрузии такого масштаба (мощностью, как минимум, первые десятки метров) являются интересным и довольно редким геологическим явлением, и, кроме того, служат потенциальными коллекторами углеводородов. Наиболее известный пример эксплуатируемых залежей углеводородов в песчаных инжектитах – ряд месторождений в Северном море [4]. В последенее время крупные кластические интрузии хорошо опознаются при детальных сейсмических исследованиях [3], однако механизм их формирования изучен недостаточно. Поэтому новые данные о подобном явлении, изученном в представительных естественных обнажениях, позволяют сделать еще один шаг для понимания природы процесса.

Описанные нами песчаные интрузии встречены в низах разреза каменноугольно-пермской бельковской толщи в южной части полуострова Тас-Ары. Наиболее заметным является силлоподобное тело, которое наблюдается в клифе на протяжении более 200 м и в юго-восточной

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

части обнажения обрезается разломом. Его подошва выглядит согласной с вмещающими породами, кровля неровная, с криволинейными «протуберанцами», нарушающими осадочную последовательность. Мощность тела увеличивается на коротком расстоянии (50 м) от 8 м на северо-западе до не менее 20 м вблизи разлома. Здесь породы «силла» слагают весь обрыв, подошва и кровля не обнажены. К юго-востоку от этого места в клифе видны только отдельные маломощные песчаные силлы и дайки.

Основная часть мощного «силла» сложена однородным мелко-среднезернистым карбонатно-силикатным песчаником. Содержание карбоната (учитывая цемент) может достигать 60–70%, присутствуют мелкодробленые фрагменты фауны. Среди силикатных зерен преобладает кварц, также много обломков кремней. Местами породы содержат значительное количество пирита. В основании «силла» наблюдается базальный слой мощностью 3–7 см, сложенный относительно более крупнозернистым песчаником с крошкой перемолотого карбонатного материала. Выше породы становятся менее крупнозернистыми, гораздо лучше перемешаны и сцементированы. В нижних полутора метрах намечается нечеткая параллельная, косая и волнистая слоистость, похожая на первичные осадочные текстуры; но, возможно, это текстуры обезвоживания осадка.

В 2.5 м ниже подошвы «силла» залегает еще один интересный, явно инъекционный пласт с шарообразными раздувами. Его мощность составляет 1–2 м. Пласт также сложен карбонатно-силикатным песчаником, однако его характерной особенностью является состав обломков: среди них преобладают перемолотые членики криноидей. В песчанике присутствуют прослои кремней, вероятно, первоначально состоявшие в основном из спикул губок. Сейчас только отдельные срезы спикул уверенно опознаются в шлифах; в целом, кремень состоят из мелкозернистого агрегата халцедона.

Процессы выщелачивания карбоната из карбонатно-силикатного гомогенизированного песчаника в палеогеновой коре выветривания привели к возникновению пористых пород. Силиктные обломки в них сцементированы гидроокислами железа и опалом. Выщелачивание осуществлялось неравномерно. Наиболее сильно изменения коснулись верхней наблюдаемой части «силла», однако участками и в нижней части обнажения значительная часть пород выщелочена. В таких местах минимальная глубина выщелачивания составляет 20 м (высота склона).

Описанные выше криноидный пласт и мощный «силл» – это первые заметные песчаники в разрезе позднего палеозоя, нижележащие горизонты которого сложены глинисто-карбонатными отложениями. По аналогии с более высокими горизонтами бельковской толщи, мы предполагаем, что песчаники имели турбидитовое происхождение. Вероятно, произошел перенос прибрежного песка в глубокую черносланцевую часть бассейна с аноксидной средой. Размол органогенного материала мог происходить только в пляжной обстановке или на отмелях, куда также осуществлялся привнос силикатной кластики. По-видимому, накоплению этих пород предшествовало осушение не полностью литифицированного карбонатного осадка в области питания, его размыв и волновое дробление.

Разлом, который обрезает юго-восточную часть «силла», вероятно и явился причиной мобилизации песка. Мы предполагаем, что этот разлом представлял собой крутой сброс (ЮВ крыло опущено), образовавшийся в процессе растяжения. Декомпрессия явилась причиной нагнетания флюидизированного песка в юго-восточном направлении и многочисленных внедрений песчаных силлов и даек. Одной из причин флюидизации явились условия залегания мощного пласта песка, выше и ниже которого разрез представлен углеродистыми глинистыми осадками. Вполне возможно, что диагенетическое уплотнение глины, выжимание воды и углеводородов(?) и их нагнетание в песок, вызвало его оверпрессинг и последующее декомпрессионное разжижение. Время формирования сбросов (и, соответственно, время внедрения песчаных интрузий) достоверно не известно. Можно предполагать, что причиной явился мощный этап пермо-триасового траппового магматизма, проявленного в регионе [5], либо в карбоне-перми еще продолжались процессы рифтогенеза, установленного для позднего девона [1]. В пермское время отложения, накопившиеся в начале карбона, вполне могли оставаться не полностью литифицированными и быть мобилизоваными.

Таким образом, мы считаем, что этапы активного сбрособразования наиболее благоприятны для возникновения кластических интрузий вследствие резкого сброса давления в момент опускания крыла. Вероятно, значительная часть песчаных инжектитов образовалась именно в результате такого сценария.

Литература

1. Данукалова М.К., Кузьмичев А.Б., Аристов В.А. // Обстановка формирования верхнедевонских отложений острова Бельковский (Новосибирские острова): рифтогенный прогиб или окраина континента? // Геотектоника. 2014. № 5. С. 54–80.

2. Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Листы Т-54-ХХХІ, ХХХХІІ, ХХХХІІІ; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV. Объяс-

нительная записка / Ред. В.И. Устрицкий. М.: Министерство геологии, 1985. 162 с.

3. *Hurst A., Cartwright J., Huuse M., Jonk R., Schwab A., Duranti D., Cronin B.* Significance of large-scale sand injectites as long-term fluid conduits: evidence from seismic data // Geofluids. 2003. Vol. 3. P. 263–274.

4. *Huuse M., Bureau D., Olobayo T., Hurst A.* A sand injectite stratigraphy for the North Sea: implications for petroleum exploration // 8th Petroleum geology of Northwest Europe conference: Abstract. London, 2015.

5. *Kuzmichev A.B., Pease V.L.* Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // Journal of the Geol. Soc. 2007. Vol. 164. P. 959–968.

И.М. Дербеко¹, А.В. Чугаев²

Мезозойский магматизм, как показатель тектонических перестроек и геодинамического развития Бурея-Цзямусинского супертеррейна

Бурея-Цзямусинский супертеррейн (БЦС) в пределах России представлен северным – северо-восточным флангом, основное «тело» супертеррейна находится на территории Китая, где активно изучается большим количеством исследователей. Анализ опубликованных ими данных позволяет сопоставить с данными, полученными авторами и российскими коллегами и, по возможности, реконструировать общую картину эволюции этой сложно построенной и дискуссионной структуры.

Современное пространственное положение рассматриваемого геологического объекта весьма далеко от первоначального, что подтверждается палеомагнитными данными, но их малое количество не дает окончательного ответа на эту проблему, хотя позволяет признать, что современное положение БЦС занял не ранее мезозоя. Один из вопросов, наиболее дискуссионный на данный момент, это вопрос о времени присоединения БЦС к восточной окраине Азии. Опираясь на тот факт, что объединение крупных геологических объектов, как правило, сопровож-

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

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

даются магматическими процессами, рассмотрим магматические комплексы, которые формировались в мезозое в пределах БЦС. Показано [2], что континентальный вулканизм здесь соответствует трем возрастным этапам: поздняя юра – 135 млн лет; 120–105 млн лет и конец раннего мела (101–99 млн лет).

Первый этап отмечен формированием субщелочного итикутского вулканического комплекса трахириолитового состава [2], образования которого выполняют рифтообразные впадины С-СВ простирания. Это умеренно щелочные – щелочные породы антидромной петрографической направленности, пералюминиевые, низкомагнезиальные, умеренно- низкотитанистые. Графики распределения РЗЭ характеризуются четким Еи минимум-Eu/Eu*=0.23-0.24, (La/Yb)n=6.37-11.47. Вулканиты характеризуются пониженными содержаниями Ва=90-500 г/т, низкими – Sr=42-73 г/т и повышенными: Nb=25-47 г/т, Ta=1.5-3.1 г/т, Zr=150-933 г/т. Согласно флористическим определениям из туфогенноосадочной части разреза и геохронологическим данным по вулканитам $({}^{40}\text{Ar})^{39}\text{Ar}$ метод), время формирования пород комплекса соответствует J₃ – 135–136 млн лет (сводка по [2]). Второй этап был не менее продолжительным. Он характеризуется становлением трёх андезитовых известково-щелочных комплексов в надсубдукционных условиях [2]. Породы первого – поярковского комплекса: базальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, их туфы и кластолавы, туфогенноосадочные породы. Вулканиты комплекса – это низкокалиевые образования с содержанием MgO от 9.37 до 3.00 мас.%; умереннотитанистые. Графики распределения REE характеризуются отсутствием Eu аномалии (Eu/Eu*=0.89-1.05), при (La/Sm)_n=2.6-2.8 и (Gd/Lu)_n=2.5-4.5. Магматиты обогащены Sr (до 1029 г/т) при минимуме Nb (>4-10 г/т), Та (до 0.49 г/т), У (до 16 г/т). Возраст пород по флористическому комплексу соответствует двум этапам: готерив-барремскому – время формирования туфогенно-осадочной составляющей и апт-альбскому – вулканогенной (сводка по [2]). Аптский возраст (117 млн лет) подтвержден геохронологическими датировками 40 Ar/ 39 Ar методом [6]. На востоке БЦС, в альбе, породы поярковского комплекса сменяются образованиями станолирского комплекса: андезиты, трахиандезиты, андезибазальты, трахибазальты, дациты, туфогенно-осадочные и терригенные образования [5]. Это высококалиевые вулканиты известково-щелочной серии, реже – низкомагнезиальные; умеренно- до высокотитанистых. Графики распределения РЗЭ характеризуются непостоянством проявления Еи аномалии (Eu/Eu*)_n=0.56-0.99, при (La/Sm)_n=2.6-4.0 и (Gd/Lu)_n= 2.3-10.8. Породы характеризуются умеренными содержаниями Ва (430-696 г/т). Rb (43–135 г/т), Sr (190–642 г/т), Zr (169–412 г/т), Hf (4.3–13.0 г/т), Nb (17.9–38.7 г/т), Та (1.36–1.90 г/т), возрастающими от основных пород к средне-кислым. Возраст магматитов определен 40 Ar/ 39 Ar методом – 105–111 млн лет [5].

На северном фланге БЦС выделяется бурундинский вулканический комплекс андезитового состава: туфы и лавы андезитов, андезибазальтов, базальтов, редко – дацитов. Породы низкокалиевой известковощелочной серии, умеренно-низкомагнезиальные и умереннотитанистые. Графики распределения РЗЭ характеризуются слабо выраженной Еи аномалией (Eu/Eu*=0.74-0.85), при (La/Sm)_n=2.5-3.8 и (Gd/Lu)_n= 1.0-5.0. Вулканиты умеренно обогашены Sr (230-910 г/т). Zr (121-301 г/т), Hf (1.46–5.58 г/т), Ti (2887–6190 г/т), Y (19–31 г/т), РЗЭ и обеднены Та (0.39-0.72 г/т) и Nb (<5-13 г/т) [3]. Возраст образований: 105-108 млн лет [4]. Породы бурундинского комплекса формировались в условиях островной дуги, заложенной на зрелой континентальной коре [3]. соответствует становлению солонечного Третий этап вулканоплутониче-ского комплекса риолитов-щелочных трахидацитов и гранитов-кварце-вых сиенитов [5]. Покровная фация формируется в виде плато на выровненном рельефе хр. Малого Хингана и Турана и представлена серией покровов трахидацитов, риодацитов, риолитов, трахириолитов с преобладанием игнимбритов, туфов и малых тел жерловой, субвулканической и плутонической фаций. Это высококалиевые породы известково-щелочной серии с содержанием SiO₂>64 мас.% и MgO <0.05 мас.%. По содержанию SiO₂ и щелочей они образуют непрерывный антидромный ряд: от кислых высококремнеземистых и ультракислых риолитов до трахидацитов – щелочных трахидацитов. Графики REE характеризуются изменчивым Еи минимумом (Eu/Eu*)_n=0.02-0.12 до 0.84, при (La/Yb)_n=2.6-16.4. Породы обеднены Sr, обогащены Rb (146–320 г/т). Th (8.5–25.0 г/т). Nb (37–80 г/т). Hf (6–19 г/т). Zr (230– 661 г/т). Возраст вулканитов, определенный ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом составил 99.1±1-101 млн лет [5].

Аналогичные образования по составу и времени формирования первого и второго этапов установлены и на территории Китая [9, 10 и др.]. Родство этих образований подтверждается также данными изотопных исследований (рис. 1). Но в литературе нет информации о присутствии пород вулканоплутонического комплекса третьего этапа на территории Китая. Надо отметить, что вещественный состав пород третьего этапа идентичен породам первого, но у них различное тектоническое положение и продолжительность формирования. Согласно тектонической схеме развития БЦС для территории Китая по [10], в интервале поздняя юра – ранний мел доминировало растяжение, спровоцированное изменениями движения плиты Изанага. В результате чего около 135 лет на-



Рис. 1. Диаграмма изотопов Sr-Nd для мезозойских пород БЦС. Данные по территории Китая из работы [7]

зад сформировались рифтообразные структуры, заполнившиеся углесодержащими осадками и вулканитами кислого состава. На территории России в этот период формируется аналогичный комплекс с возрастом J₃ – 135 млн лет. Но, судя по палеомагнитным данным [1, 8], в интервале юра-неоген БЦС находился на значительном удалении от Северо-Китайской плиты, т.е. в этот период БЦС дрейфовал на теле океанической плиты Изанага и, возможно, представлял самостоятельное геологическое тело. В таком случае, формирование пород с внутриплитными характеристиками вещества могло произойти при дрейфе БЦС над океаническим хребтом. В интервале 135-120 млн лет территория БЦС представляет пассивную континентальную окраину. А далее (120-105 млн лет) на всей территории БЦС проявилась вулканическая деятельность, обусловленная субдукционными процессами [2, 9], вызванная поддвиганием океанической или континентальной плиты под БЦС 101-99 млн лет назад происходит катастрофическое извержение – формирувнутриплитный вулкано-плутонический комплекс ется кислыхщелочных пород на контакте БЦС и Баджальского террейна. В таком случае, можно предположить, что субдукция была обусловлена поддвиганием Баджальского террейна под БЦС, которая завершилась обрывом и опусканием слэба Баджальского террейна и, естественно, активным (катастрофическим) формированием внутриплитного вулканоплутонического комплекса. Возможно, что отсутствие границы между БЦС и Баджальским террейном на территории Китая объясняет и отсутствие здесь пород с возрастом 101–99 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант N 13-05-12043-офи-м).

Литература

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

2. Дербеко И.М. Позднемезозойский вулканизм Монголо-Охотского пояса (восточное окончание и южное обрамление восточного звена пояса). Германия, Саарбрюккен: LAMBERT, 2012. 97 с.

3. Дербеко И.М., Агафоненко С.Г., Козырев С.К., Вьюнов. Д.Л. Умлекано-Огоджинский вулканогенный пояс (проблемы выделения) // Литосфера. 2010. №3. С. 70-77.

4. Рассказов С.В., Иванов А.В., Травин А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. ⁴⁰Ar-³⁹Ar и К-Ar датирование вулканических пород альба Приамурья и Забайкалья // Матер. II российской конф. по изотопной геохронологии. 25-27 ноября 2003 г. СПб., 2003. С. 410-413.

5. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербеко И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний восток) // Тихоокеанская геология. 2004. №2. С. 52-62.

6. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Базальтовые андезиты аптского возраста Амуро-Зейской депрессии: новые геохимические и ⁴⁰Ar/³⁹Ar–геохронологические данные // ДАН. 2008. Т. 421. № 4. С. 525-529.

7. *Guo F., Fan W., Gao X. et al.* Sr-Nd-Pb isotope mapping of Mesozoic igneous rocks in NE China constraint on tectonic framework and Phanerozoic crustal growth // Litos. 2010. Vol. 120. P. 563-578.

8. Kravchinsky V.A., Cogne J.-P., Harbert W., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean whith paleomagnetic data from the suture zone // Geo-phys. J. Int. 2002. Vol. 148. P. 43-57.

9. Li ChaoWen, Guo Feng, Fan WeiMing & Gao XiaoFeng. Ar-Ar geochronology of Late Mezozoic volcanic rocks from the Yanji area, NE China and tectonic implications // Sci China Ser D-Earth. 2007. Vol. 5. № 4. P. 506-518.

10. Liu Zhaojun, Wang Xiaolin, Lui Wanghu, Xue Fang, Zhao Manping. Formational mechanism of the Songliao and Hailaer Mesozoic basins of Mongholui – Suifenhe geoscience transekt region // M-SGT geological research group ed. Geological Research on Litosphere Structure and its Evolution of Mongholui – Suifenhe Geoscience Transekt Region of China. Beijing: Seismic Publishing House. 1994. P. 14-25 (in Chinese).

Новые Nd-изотопные данные для метаосадочных пород Карсакпайской зоны Южного Улутау (Центральный Казахстан)

Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), расположенный между Сибирским, Таримским и Северо-Китайским кратонами является наиболее протяженным и сложным тектоническим сооружением. В его строении участвуют докембрийские сиалические массивы, в большинстве из которых выделяется нижнепротерозойско-рифейский фундамент, сложенный метаморфическими породами, и венд-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол. Улутауский массив является одним из наиболее крупных докембрийских сиалических блоков Центрального Казахстана. В пределах Южного Улутау выделяются две крупные структуры (зоны) субмеридионального простирания, имеющие тектонические соотношения друг с другом: антиформная Майтюбинская на западе и синформная Карсакпайская на востоке, которые выполнены вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, метаморфизованными в основном в зеленосланцевой фации (рис. 1). Майтюбинская зона выполнена первично вулканогенными и вулканогенноосадочными толщами кислого состава. Внизу разреза выделяются жийдинская и несогласно лежащая на ней майтюбинская серии. Карсакпайская зона сложена преимущественно эффузивами основного состава (карсакпайская серия), с подчиненным количеством пород кислого состава (аралбайская и белеутинская серии) [1]. Более молодым комплексом, также подвергшимся метаморфизму зеленосланцевой фации, является вулканогенно-терригенная боздакская серия. В структурном отношении боздакская серия приурочена к тектоническому контакту Майтюбинской и Карсакпайской зон. В данной работе представлены новые данные по Nd-изотопному составу метаосадочных пород карсакпайской и аралбайской серий.

Карсакпайская серия сложена порфиритоидами и зелеными сланцами, образовавшимися по базальтам, частично андезит-базальтам и их туфам, серицит-кварцевыми, серицит-хлорит-кварцевыми сланцами, железистыми и безрудными кварцитами, мраморами. Аралбайская серия

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия



Рис. 1. Схема геологического строения Южного Улутау с упрощениями по [1, 2]. 1 - палеозойские и мезозойские комплексы: 2 – вендские осадочные и вулканогенные толщи; 3-8протерозойские комплексы: 3 – вулканогенноосалочные боздакской серии; 4, 5 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные Майтюбинской зоны: 4коксуйская серия. 5 - майтюбинская и жийдинская серии; 6, 7-Карсакпайской зоны: 6 - белеутинская и карсакпайская серии, 7 – аралбайская серия; 8 - амфиболиты и кристаллические сланцы бектурганской серии; 9-11 - интрузивные образования: 9гранодиориты позднего ордовика, 10 - сиениты карсакпайского комплекса, 11 - гранитоиды протерозоя (жаункарский и актасский комплексы); 12 - разрывные нарушения. Звездочки – места отбора проб для Sm-Nd исследований

имеет более пестрый состав и представлена серицит-альбитовыми, серицитовыми, серицит-кварцевыми сланцами, филлитами, графитовыми филлитами, порфироидами по туфам и лавам кислого состава, зелеными сланцами, порфиритоидами, мраморами, на нескольких уровнях имеются железистые кварциты.

Для определения среднего модельного возраста пород в области сноса были проведены Sm-Nd изотопно-геохимические исследования серицитхлорит-кварцевого сланца карсакпайской (южнее пос. Карсакпай, район зим. Болбраун) и серицит-кварцевого аралбайской (восточнее пос. Карсакпай) серий (пробы М-40-13 и М-32-13, соответственно). Определение изотопного состава Nd выполнено в Байкальском ЦКП СО РАН (г. Иркутск) по модифицированной методике [3]. Породы характеризуются близкими к среднекоровому (0.12) величинами ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd, что позволяет использовать величину одностадийного модельного возраста t_{Nd(DM)} для определения усредненного возраста источников сноса метатерригенных пород. Величина є_{ма}(t) рассчитана на предполагаемый максимальный возраст осадконакопления 1250 и 1300 млн лет для карсакпайской и аралбайской серий соответственно. Породы характеризуются мезопротерозойскими значениями Nd модельных возрастов t_{Nd(DM)} = 1.3-1.4 млрд лет и положительными величинами є_{Nd} +6.1 до +7.1, что близко к составу деплетированной мантии соответствующего возраста. Таким образом, Nd изотопные данные свидетельствуют о преобладании на изученной территории в источниках сноса для пород карсакпайской и аралбайской серий ювенильного материала мезопротерозойского возраста.

Ранее по геохронологическим данным (U-Pb датирование цирконов) было установлено, что возраст протолитов терригенных отложений жийдинской серии варьирует от 840 до 2020 млн лет [4], а боздакской находится в интервале 0.8–2.9 млрд лет [5]. Присутствующие в изученных образцах жийдинской и боздакской серий цирконы с возрастом > 2.0 млрд лет, а также Nd-изотопные данные осадочных пород боздакской серии ($\varepsilon_{Nd}(t) = -11$ и $t_{Nd(DM)} = 2.2-2.3$ млрд лет) [5] отражают поступление в бассейн осадочного материала из раннедокембрийских древних источников.

Таким образом, по изотопно-геохронологическим данным Майтюбинская и Карсакпайская зоны существенно различаются и являются, скорее всего, самостоятельными структурными единицами.

Работа выполнена по плану научных исследований «Геодинамические процессы в Центрально-Азиатском складчатом поясе и Сибирской платформе», при финансовой поддержке РФФИ (15-35-20516).

Литература

1. Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Новые данные о строении докембрия Улутау // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 21-92. (Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т 10).
2. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальников Е.Б. и др. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов Южного Улутау (Центральный Казахстан) // ДАН. 2012. Т. 442, № 2. С. 219-222.

3. *Pin C., Santos Zalduegui J.F.* Sequential separation of light-rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks // Anal. Chim. Acta. 1997. Vol. 339. P. 79–89.

4. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И. Время формирования пород жийдинской серии майтюбинской зоны (Южный Улутау, Центральный Казахастан) // VI Российская конференция по изотопной геохронологии «Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы». С-Пб., 2015. С. 76-78.

5. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Дженг Х. Возраст пород источников сноса позднедокембрийских метатерригенных отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопные U-Pb- и Sm-Nd-данные // ДАН. 2015. Т. 463, № 2. С. 201-205.

> <u>А.А. Добрынина¹</u>, В.А. Саньков^{1, 2}, В.В. Чечельницкий³, Ж. Девершер⁴

Затухание сейсмических волн в литосфере Байкальского рифта и его связь с геофизическими полями

В работе приведены результаты оценки сейсмической добротности по поперечным кода-волнам региональных землетрясений для литосферы Байкальской рифтовой системы (БРС). Изучение затухания сейсмических волн базировалось на модели однократного рассеяния [1], в которой кода-волны рассматриваются как суперпозиция объемных волн, отраженных от случайно распределенных в среде неоднородностей. Уменьшение амплитуды коды со временем происходит вследствие затухания энергии и геометрического расхождения. Оно не зависит от ха-

¹ Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет (ИГУ), Иркутск, Россия

³ Байкальский филиал Геофизической службы (БФ ГС) СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), Université de Bretagne Occidentale (UBO), Domaines Océaniques - UMR 6538, Брест, Франция

рактеристик очага землетрясения, эффектов пути и усиления на сейсмостанции. Обычно добротность увеличивается с частотой согласно:

$$\mathcal{Q}_{C}(f) = \mathcal{Q}_{0}\left(\frac{f}{f_{0}}\right)^{n},$$

где $Q_{\rm C}(f)$ – добротность среды по коде, Q_0 – добротность на некоторой референтной частоте f_0 (как правило, 1 Гц) и n – частотный параметр, который меняется от региона к региону в зависимости от неоднородности среды [1].

Для определения добротности было отобрано 274 землетрясения с энергетическими классами K_P=10-14, произошедших на территории БРС за период 2001-2007 гг. Покрытие региона землетрясениями соответствует пространственному распределению эпицентров землетрясений в БРС, сейсмические трассы «источник-приемник» хорошо покрывают рифтовые впадины, горные поднятия и южный выступ Сибирской платформы. При расчете параметров затухания использовалась программа CodaQ (входит в состав пакета программ Seisan) [2]. Для расчета добротности записи фильтровались фильтром Баттерворта с центральной частотой пропускания 0.3, 0.75, 1.5, 3, 6 и 12 Гц, при этом все расчеты производились только для событий с отношением «сигналшум» не менее 4. Начало окна для обработки коды выбиралось равным удвоенному значению времени пробега S-волны, так как на этих временах влиянием очагового процесса можно пренебречь [3]. Длина окна для обработки коды (W) варьировалась от 10 до 100 секунд с шагом 5 секунд. Окончательный расчет сейсмической добротности базируется на результатах обработки 2579 волновых форм землетрясений. Помимо расчета эффективной добротности для всей рассматриваемой территории БРС оценки $Q_{\rm C}(f)$ и коэффициента затухания δ выполнялись также для отдельных, составляющих ее тектонических блоков: Сибирской платформы, рифтовых впадин, горных поднятий.

Предварительные результаты исследований затухания сейсмических волн в литосфере юго-западного фланга БРС [4, 5] выявили зависимость затухания от сейсмической активности и, в меньшей степени, от возраста консолидации коры. В настоящей работе параметры затуханиия, Q_0 и *n*, для различных областей рифтовой системы сопоставлялись с картами реализации суммарного сейсмического момента, плотности разломов и теплового потока.

Карта суммарного сейсмического момента была построена на основе региональной корреляционной зависимости между сейсмическим и моментом и энергетическим классом [5] для землетрясений с магниту-

дой М≥4 за период 1960–2013 гг. Также мы использовали карту поверхностной плотности разломов в Байкальском рифте [6], в которой приведены как активные, так и неактивные разломы, и карту теплового потока, построенную на основе данных [7–9].

Для того, чтобы сравнить затухание в масштабах отдельных тектонических структур, были рассчитаны максимальные значения сейсмического момента и плотности разрывов в пределах этих структур, а также максимальные и средние значения теплового потока. Сопоставление карт суммарного сейсмического момента, плотности разломов и теплового потока показывает хорошее совпадение аномалий – области с высокой сейсмической активностью характеризуются повышенными значениями теплового потока и высокой раздробленностью среды (рисунок). В целом, минимальные значения сейсмической добротности приурочены к рифтовым впадинам, а максимальные значения - к поднятиям и междувпадинным перемычкам, для областей с высокими значениями суммарного сейсмического момента, плотности разломов и теплового потока характерны высокие значения затухания сейсмических волн и частотного параметра, что подтверждает первоначальные выводы [4, 5]. Вместе с тем, при детальном рассмотрении соотношений параметров затухания Q_0 и n для отдельных тектонических блоков отмечаются некоторые важные особенности. Одна из наблюдаемых тенденций состоит в том, что как затухание, так и частотный параметр снижаются для древних стабильных областей, то есть в целом зависят от возраста консолидации земной коры. Максимальные значения Q₀ и минимальные значения n характерны для докембрийской Сибирской платформы. Несколько ниже добротность литосферы для нижнепалеозойского Хамар-Дабанского блока и докембрийской Муйской глыбы. Вместе с тем, отмечается существенное снижение добротности как докембрийских, так и палеозойских участков коры при внедрении в них процессов рифтогенеза. Так, для структур северо-восточного фланга БРС (Чарской впадина и ее окружение), которые внедряется в пределы южного выступа Сибирской платформы, характерны пониженные значения добротности и повышенные значения n. Схожая ситуация наблюдается для сейсмически активных Окинского и Восточно-Саянского блоков, относящихся к вендскому Тувино-Монгольскому микроконтиненту.

По простиранию рифтовой системы добротность Q_0 меняется в пределах от 72 до 109, а показатель неоднородности среды п изменяется в пределах от 0.87 до 1.22. В целом минимумы Q_0 приурочены к впадинам, в максимумы – к перемычкам и плечам рифтов, однако, наблюдаются две контрастные аномалии – Муйский район и Северо-Байкальская впадина. Для Муйского района отмечается минимальное значение





добротности $Q_0=72$, в то время как частотный параметр имеет максимальное значение относительно всей рифтовой системы n=1.22, что согласуется с высокой сейсмической активностью этой части рифта. Однако, поверхностная плотность разрывов здесь относительно невелика в противоположность высокому значению n. С другой стороны, здесь наблюдается локальная аномалия теплового потока (147 мВ/м²), что может объяснить высокое затухание сейсмических волн [10, 11]. Другой аномалией является Северо-Байкальская впадина, которая характеризуется высоким значением $Q_0=109$ и относительно низким значением n=0.88. При этом известно, что уровень сейсмической активности и плотность разрывов здесь низкие, в то время как значения теплового потока достаточно велики – до 474 мВ/м². То есть, можно заключить, что тепловой поток может иметь доминирующее влияние на затухание сейсмических относительно других геолого-геофизических характеристик среды.

Латеральные вариации затухания сейсмических волн коррелируют с геологическими и геофизическими характеристиками Байкальской рифтовой системы, при этом, затухание зависит в первую очередь от сейсмической активности и теплового потока региона. Геологическая неоднородность среды и возраст консолидации коры являются факторами второго порядка.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-45-04157_сибирь_а) и Интеграционной программы ИНЦ 3.1.

Литература

1. Aki K., Chouet B. Origin of the coda waves: source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. №80. P. 3322–3342.

2. *Havskov J., Ottemoller L.* SEISAN: The earthquake analysis softwares for Windows, Solaris and Linux, Version 8.0. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 2003. 348 p.

http://www.geo.uib.no/seismo/software/software.html

3. *Rautian T.G., Khalturin V.I.* The use of coda for determination of the earthquake source spectrum // BSSA. 1978. Vol. 68. P. 923–948.

4. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2011. № 5. С.712-724.

5. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Добротность литосферы и очаговые параметры землетрясений Прибайкалья. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2014. 193 с. 6. *Sherman S.I.* Faults and tectonic stresses of the Baikal Rift zone // Tec-tonophysics. 1992. Vol. 208. P. 297-307.

7. *Golubev V.A.* Conductive and convective heat flow in the bottom of Lake Baikal and in the surrounding mountains // Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine. 2000. Vol. 22. P. 323–340.

8. Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Гео, 2007. 222 с.

9. *Лысак С.В.* Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 791-803.

10. Аптикаева О.И. Частотная зависимость и пространственно-временные вариации добротности по записям аппаратуры ЧИСС и СКМ в районе Гармского полигона // Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука, 1991. С. 153–163.

11. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Пространственно-временные вариации поля поглощения S-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Физика Земли. 2003. № 7. С. 35–47.

А.А. Долгая¹, А.В. Викулин¹, М.А. Викулина²

Цикличность геодинамического процесса и ее связь с социумом

Исследование цикличности геодинамического (сейсмического и вулканического) процесса проводилось с помощью специально разработанной авторами информационно-вычислительной системы [8], автоматизирующей метод спектрального анализа временных рядов. Анализировались каталоги [6] сейсмических и вулканических событий, содержащие сведения о землетрясениях (за 4 тыс. лет, $6.0 \le M \le 9.5$, $N \approx 10000$) и извержениях вулканов планеты (за 12 тыс. лет, $1 \le W \le 7$, $N \approx 7000$). W – индекс вулканической активности, значениям W = 1, 2, ..., 5, ..., 7 соответствуют объемы выброшенного материала $10^{-(4-5)}, 10^{-3}, ..., 1, ..., 10^2$ км³. В ходе вычислительных экспериментов исследуемая исходная совокупность данных проверялась на устойчивость выявляемых для нее периодов с помощью формирования различных энергетических,

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

² Географический факультет МГУ, Москва, Россия

пространственных и временных выборок. Анализ показал: для сейсмического и вулканического процесса выделяются два диапазона периодов: «короткие», 60 ± 10 и 120 ± 20 лет, и «длинные», для которого общим является период $T_0 \approx 250\pm25$ и кратные ему $2T_0 \approx 450\pm50$, $4T_0 \approx 1000\pm100$ и $8T_0 \approx 2000\pm200$ (рис. 1). Эти данные, в целом, подтверждают результаты, полученные ранее и авторами, и многими другими исследователями [2, 9, 11]. Такой результат равнозначен выводу: сейсмичность и вулканизм являются проявлениями единого волнового геодинамического процесса [5]. Наличие только четных «длинных» периодов может являться подтверждением факта замкнутости активных поясов планеты «друг на друга».

Аналогичным образом исследовались закономерности распределения катастрофических и природных, и социальных событий во времени. Использовалась база данных, имеющая структуру, аналогичную описанному выше массиву геодинамических (сейсмических и вулканических) данных. База катастроф содержит сведения о природных явлениях и социальных событиях, произошедших в течение последних 36 веков и классифицированных по логарифмической шкале, в основе которой лежат социально значимые параметры: количество материальных потерь и число человеческих жертв [4]. В составленном авторами списке катастроф содержится 2395 наиболее сильных событий до 2014 г., из которых 1086 природных явлений и 1079 социальных событий [4, 7].

Исследование показало, что для обеих совокупностей (и природных, и социальных) катастроф выявляются две группы периодов: «короткие», длительностью 50 ± 10 и 150 ± 20 лет, и «длинные», с протяженностями в диапазоне $210\div1650$ лет (рис. 2). В том числе, выделяются периоды, кратные геодинамическому T_0 : 210 ± 20 , 500 ± 50 и 1000($850\div1100$) ±100 лет.

Полученные данные позволяют сформулировать вывод о существовании глобальной цикличности в распределении чисел природных катастроф и социальных явлений и подтверждают и данные о цикличности событий с периодом 200–300 лет, полученными нами ранее на основании менее представительных данных [3], и, очевидно, данными С.М. Мягкова о существовании 500-летней периодичности природных катастроф [10]. Цикличность с периодом около 1000 лет выявляется и из данных о числе погибших при землетрясениях Восточного Присреднеземноморья и Среднего Востока с V в. до н.э. до настоящего времени [11].

Качественный анализ периодичности катастроф отдельно взятых природных (землетрясения, извержения вулканов, наводнения и т.д.) и социальных (войны, эпидемии, геноцид и т.д.) типов позволяет для всех совокупностей выделить общий период 260±50 лет. Все эти данные по



Рис. 1. Периоды сейсмического и вулканического процесса. *1* – периоды сейсмической активности, *2* – периоды вулканической активности



Рис. 2. Периоды природных (1) и социальных (2) катастроф

катастрофам в совокупности с данными об их группировании позволили сформулировать концепцию единого геосоциального процесса [3, 4].

Как видим, «структура» периодов, характеризующих цикличность и геодинамического, и геосоциального процессов, имеет общие черты как в области «коротких», так и в области «длинных» периодов. В том числе, общим для обоих процессов длинным периодом является $T_0 \approx 250 \pm 50$ лет.

Наиболее простыми по своему смыслу параметрами, которые могли бы определять характерные времена и геодинамических и геосоциальных периодов, из самых общих соображений могли бы быть следующие величины. Во-первых, периоды, определяющие течение и геодинамического, и геосоциального процессов: период обращения Земли вокруг своей оси – $T_3 = 1$ сутки, период обращения Луны вокруг Земли – $T_{II} =$ 28 суток, период обращения Юпитера вокруг Солнца – Тю = 11,8 лет, который в соответствии с [1] является ответственным за моментную природу процессов в Солнечной системе и, как следствие, за характерный период солнечной активности. Во-вторых, геодинамические параметры: обе характерные скорости геодинамического процесса [2, 9], «быстрая» скорость или скорость сейсмических волн в земной коре (литосфере) – $V_P = 8 \text{ км/c}$ (или $V_S = 6 \text{ км/c}$) и «медленная» скорость или скорость ротационных волн – $c_0 = 10$ см/с, и определяющие систему размеры: характерный размер блока земной коры (геосреды) – $R_0 \approx 100$ км и радиус Земли – R₃ = 6400 км. Из этих параметров можно составить

следующие min-max периоды: $T_{\min} = T_{IO}T_{JI} \frac{c_0}{R_0} \approx 30 - 40$ лет и

$$T_{\text{max}} = T_{IO}T_3 \frac{V_S}{R_3} \approx 1500$$
лет. Как можно видеть, эти два min-max пе-

риода охватывают практически весь возможный диапазон наиболее характерных и геодинамических, и геосоциальных периодов. Таким образом, выбранные нами величины: характерные периоды ($T_{\rm IO}$, T_3 и $T_{\rm J}$) и геодинамические параметры (c_0 , R_0 и $V_{\rm P,S}$, R_3), могут являться критическими при определении характерных периодов и геодинамического, и геосоциального процессов. Действительно, в таком случае, например, характерный для обоих процессов «основной» период можно представить как среднегеометрическое двух min-max значений: $T_0 = \sqrt{T_{\rm min}T_{\rm max}} \approx 250$ лет.

Данные полученные нами, а также многими другими исследователями – М.А. Садовский, С.В. Гольдин и др. – убедительно показывают, что наша планета является в буквальном смысле слова живым организмом, в котором все процессы взаимосвязаны, и такая взаимосвязь, как нами было показано выше, и геофизически, и социально обоснована. Одинаковую мощность природных катастроф и глобальных социальных явлений отмечал и В.И. Вернадский. 1. Викулин А.В. Мир вихревых движений. Петропавловск-Камчатский: КГТУ, 2008. 230 с.

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

3. Викулин А.В., Викулина М.А., Долгая А.А. Геосоциальный процесс // Система «Планета Земля». М.: ЛЕНАРД, 2015. С. 507–521.

4. Викулин А.В., Вольфсон И.Ф., Грачев Л.А., Долгая А.А. Геология, медицина и социум // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2015. № 1. Вып. 25. С. 231–245.

5. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Информационновычислительная система моделирования сейсмического и вулканического процессов как основа изучения волновых геодинамических явлений // Вычислительные технологии. 2012. Т. 17. № 3. С. 34–54.

6. Викулин А.В., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р. и др. Каталог сейсмических и вулканических событий // База данных № гос. рег. 2014620569 от 17.04.2014.

7. Викулин А.В., Семенец Н.В., Викулина М.А. Глобальные катастрофы: геодинамика и социум // Геофизические процессы и биосфера. 2012. Т. 11. № 3. С. 11–45.

8. Долгая А.А., Анкваб А.А. Информационно-вычислительная система «Периодичность» // Программа для ЭВМ № гос. рег. 2013661747 от 16.12.2013.

9. Долгая А.А., Викулин А.В., Герус А.И. Моделирование пространственных, временных и энергетических закономерностей геодинамической (сейсмической и вулканической) активности // Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска. Сборник материалов. В 2-х томах. Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. С. 65–69.

10. Мягков С.М. География природного риска. М.: МГУ, 1995. 224 с.

11. Трифонов В.Г., Караханян А.С. Динамика Земли и развитие общества. М.: ОГИ, 2008. 436 с.

Кривые колебаний уровня моря в ордовике Русской, Сибирской и Североамериканской платформ: сравнительный анализ

Кривые колебаний уровня моря, построенные для разрезов ордовикских отложений на Сибирской и Североамериканской платформах, демонстрируют близкое сходство. Кривая для Североамериканской платформы предполагает существенное падение уровня моря в основании среднего ордовика и продолжительное существование (в течение всего среднего ордовика) интервала низкого стояния уровня моря (на 80-100 м ниже, чем в нижнем и верхнем ордовике). Новое повышение происходит в верхнем ордовике (сандбийский и катийский ярусы) и повторное падения в хирнантское время [1–3]. Кривая колебаний уровня моря в ордовике Сибирской платформы выглядит примерно также [4, 5]. С другой стороны, кривые колебаний уровня моря в ордовикском периоде, реконструированные для ряда платформ Гондванской группы (Северная Африка, Южная Америка, Авалония, Тарим, платформа Янцзы) также близки между собой, но демонстрируют существенное отличие от Северной Америки (Лаврентии) и Сибири [6-9]. Средний ордовик здесь представлен скорее интервалом высокого стояния уровня моря.

Для ордовика Русской платформы (палеоконтинент Балтика) предложены две различные кривые. Одна из них, основанная на интерпретации относительно глубоководных фаций Дании и Норвегии [10], близка к Североамериканской кривой, а другая, выработанная на материале относительно мелководных фаций России и Эстонии [11, 12], ближе по форме к кривым платформ Гондванской группы [13]. Противоречия вызваны различной интерпретацией известняковых тел, встречающихся среди преимущественно черносланцевого разреза Датско-Норвежской фациальной зоны.

Внедрение известняковых фаций в область преимущественного накопления черных сланцев (Комстадский известняк, нижняя часть свиты Гримсоя (Grimsøya)) в Датско-Норвежском фациальном поясе интерпретируется как «событие обмеления» в рамках «глубоководной модели». Эта интерпретация базируется на кажущемся, на первый взгляд, весьма логичным допущении, что черные сланцы представляют собой

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

более глубоководные фации, чем известняки [10]. С другой стороны, те же самые временные интервалы в более мелководной области бассейна характеризуются расширением области распространения относительно глубоководных морских красноцветных отложений и проникновения их в область, где до этого были распространены относительно мелководные фации. Тем самым, в рамках «мелководной модели» они интерпретируются как события углубления и поднятия уровня моря [14, 15].

Это очевидное противоречие может быть объяснено, если учесть различие в характере реакции терригенных и карбонатных систем на изменения положения уровня моря. В отличие от терригенных, карбонатные системы производят и экспортируют в глубоководные части бассейна максимум осадков не во время падения уровня моря, а в момент его высокого стояния. В это время обширные территории покрыты мелким морем, и карбонатная фабрика функционирует с максимальной продуктивностью. Этот процесс получил название «вынос высокого стояния» (highstand shedding) [16]. Если учесть это обстоятельство, то кривая для ордовика Русской платформы будет близка к Гондванской.

Таким образом, по характеру кривой колебаний уровня моря, основные ордовикские палеоконтиненты разбиваются на две группы. В одну из них входят Лаврентия и Сибирь, а в другую – Балтика и платформы Гондванской группы. По-видимому, такое деление является отражением принадлежности к двум различным тектоническим областям (литосферным плитам): Американо-Сибирской и Гондвано-Балтийской.

Сравнительный анализ эволюции осадконакопления в ордовике Сибирской и Североамериканской платформ также демонстрирует их удивительное сходство. На обеих платформах разрез ордовика начинается с тропических карбонатов со строматолитами, оолитами и плоскогалечными конгломератами, резко сменяющимися вверх по разрезу кварцевыми песчаниками (Байкитские песчаники в Сибири и кварциты Эурека в Северной Америке), которые, в свою очередь, перекрываются холодноводными карбонатами [5, 17–20]. Многочисленные прослои вулканического пепла характерные для разрезов верхнего ордовика Северной Америки [21] и Сибири [22, 23] подчеркивают это сходство.

Литература

1. Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 4: Global cycles of relative changes in sea-level // AAPG Memoir 26. Tulsa, Oklahoma, 1977. P. 83-96.

2. Ross J.R.P., Ross C.A. Ordovician sea-level fluctuations / B.D. Webby, J.R. Laurie (eds.) // Global perspectives on Ordovician Geology. Rotterdam: Balkema, 1992. P. 327-335.

3. *Ross C.A., Ross J.R.P.* North American depositional sequences and correlations / J.D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney (eds.) // Ordovician Odyssey: short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System. Fullerton, 1995. P. 309-313.

4. Dronov A.V., Kanygin A.V., Timokhin A.V., Tolmacheva T.Ju., Gonta T.V. Correlation of eustatic and biotic events in the Ordovician paleobasins of the Siberian and Russian Platforms // Paleontological Journal. 2009. Vol. 43. N 11. P. 1477-1497.

5. *Kanygin A., Dronov A., Timokhin A., Gonta T.* Depositional sequences and palaeoceanographic change in the Ordovician of the Siberian craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. Vol. 296. N 3-4. P. 285-294.

6. Videt B., Paris F., Robino J.-L., Boumendjel K., Dabard M.-P., Loi A., Ghienne J.-F., Marante A., Gorini A. Biostratigraphical calibration of third order Ordovician sequences on the northern Gondwana platform // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. Vol. 296. P. 359-375.

7. *Heredia S., Beresi M.* Ordovician events and sea-level changes on the western margin of Gondwana: the Argentine Precordillera / Cooper, J.D., Droser, M.L., Finney, S.C. (eds.) // Ordovician Odyssey: Proceedings of the 7th International Symposium on the Ordovician System. Pacific Section. SEPM, California, Fullerton, 1995. P. 315-318.

8. *Woodcock N.H.* Sequence stratigraphy of the Paleozoic Welsh Basin // J. Geol. Soc. London. 1990. Vol. 147. P. 537-547.

9. *Su Wenbo*. Ordovician sea-level changes: evidence from the Yangtze platform // Acta Palaeontologica Sinica. 2007. 46 (Suppl.). P. 471-476.

10. *Nielsen A.T.* Ordovician sea-level changes: a Baltoscandian perspective / Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Persival G. (eds.) // The Great Ordovician Biodiversification Event. Columbia University Press, New York, 2004. P. 84-93.

11. Dronov A., Holmer L. Ordovician Sea-Level Curve: Baltoscandian View // The Fifth Baltic Stratigraphical Conference "Basin stratigraphy – Modern Methods and Problems", September 22-27, 2002, Vilnius, Lithuania: Extended Abstracts – Vilnius, 2002. P. 33-35.

12. Дронов А.В. Эвстатические колебания уровня мирового океана в ордовикском периоде / Алексеев А.С. (ред.) // Палеострат-2005. Годичное собрание секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества, Москва 14 и 15 февраля 2005 г. Программа и тезисы докладов. М., 2005. С. 16-17.

13. *Munnecke A., Calner M., Harper D.A.T., Servais T.* Ordovician and Silurian sea-water chemistry, sea-level and climate: A synopsis // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. T. 296. P. 389-413.

14. Dronov A.V., Ainsaar L., Kaljo D., Meidla T., Saadre T., Einasto R. Ordovician of Baltoscandia: facies, sequences and sea-level changes / GutiérrezMarco J.C., Rábano I., García-Bellido D. (eds.) // Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2011. P. 143-150.

15. Дронов А.В. Осадочные секвенции и колебания уровня моря в ордовике Балтоскандии // Стратиграфия в начале XXI века – тенденции и новые идеи. М.: Геокарт. ГЕОС, 2013. С. 65–92.

16. *Schlager W*. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. Continuing education course notes series // American Association of Petroleum Geologists. 1992. Vol. 34. 71 p.

17. Holland S.M., Patzkowsky M.E. Sequence stratigraphy and long-term palaeoceanographic change in the Middle and Upper Ordovician of the eastern United States / Witzke B., Ludvigson G., Day J. (eds.) // Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North American Craton. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 306. 1996. Boulder, Colorado, USA. P. 117–129.

18. *Herrmann A.D., Patzkowsky M.E., Pollard D.* The impact of paleogeography, pCO₂, poleward ocean heat transport and sea level change on global cooling during the Late Ordovician // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. Vol. 206. P. 59–74.

19. *Ettensohn F.R.* Origin of the Late Ordovician (mid-Mohawkian) temperate-water conditions on southeastern Laurentia: Glacial or tectonic? / Finney S.C., Berry W.B.N. (eds.) // The Ordovician Earth System. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 466, 2010. P. 163–175.

20. *Dronov A*. Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2013. Vol. 389. N 1. P. 87–95.

21. *Huff W., Bergström S.M., Kolata D.R.* Ordovician explosive volcanism / Finney S.C., Berry W.B.N. (eds.) // The Ordovician Earth System. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 466, 2010. P. 13–28.

22. Dronov A.V., Huff W.D., Kanygin A.V., Gonta T.V. K-bentonites in the Upper Ordovician of the Siberian Platform / Gutiérrez-Marco J.C., Rábano I., García-Bellido D. (eds.) // Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 2011. P. 135–141.

23. Huff W.D., Dronov A., Sell B., Kanygin A.V., Gonta T.V. Traces of explosive volcanic eruptions in the Upper Ordovician of the Siberian Platform // Estonian Journal of Earth Sciences. 2014. Vol. 64. №4. P. 244–250.

Геодинамические обстановки и возможные механизмы образования микроконтинентов, невулканических островов и погруженных континентальных плато

В последние годы появляется все больше и больше свидетельств о наличии погруженных участков континентальной коры в структуре современных океанов [2–5]. В процессе раскола континентальной литосферы нередко происходит частичное или полное отторжение небольших континентальных блоков от материнского континента, приводящее к образованию микроконтинентов, или не отторженных погруженных плато, или не погруженных не вулканических островов. Эти блоки имеют различную структурно-морфологическую выраженность, отражающую особенности геодинамических условий перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Ниже рассмотрены геодинамические обстановки, в условиях которых возможно образование изолированных блоков с континентальной корой, которые в зависимости от термомеханических условий континентального рифтинга могут сохраняться в виде островов, выступая над уровнем моря, либо представлять погруженные под воду блоки континентальной коры.

1. Полностью отторженные блоки континентальной коры, со всех сторон окруженные океанической корой. Эти блоки могут быть погруженными ниже уровня моря (например, банка Элан в окрестности плато Кергелен, хребет Ян-Майен в Северной Атлантике, хребет Лакшми, плато Зенит, Гульден Драк, Батавия и Валлаби в Западно-Австралийской котловине) или оставаться выше уровня моря в виде островов при значительных размерах отторженного блока (например, о. Мадагаскар). Многие из перечисленных выше погруженных блоков формировались в условиях действия мантийных плюмов или горячих точек, способствующих перескоку осей спрединга и формированию крупных магматических провинций. Актуалистическим примером такой геодинамической обстановки является блок Данакиль, формирующийся вблизи горячей точки Афар, которая, в свою очередь, влияет на кинематическую перестройку рифтовых зон в этом районе.

2. Частично отторженные континентальные блоки, которые не полностью отделены от материнского континента. Они могут быть выражены в виде погруженных континентальных плато (например, Эксмут,

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Музей Землеведения (МЗ МГУ), Москва, 11999; e-mail: edubinin08@rambler.ru

Воринг, Агульяс, Натуралистов, возможно южная часть плато Кергелен и др.), либо оставаться в виде не погруженных островов (например, острова Цейлон, Тасмания, Сокотра). В первом случае континентальная кора этих блоков испытала значительное растяжение и утонение, и процесс рифтогенеза сопровождался значительными проявлениями магматизма. Во втором случае, степень растяжения и утонения континентальной коры была минимальной. Актуалистический пример такой ситуации представляет собой Синайский блок, заключенный между двумя рифтовыми трещинами.

3. Погруженные узкие линейно-вытянутые блоки континентальной коры, сформированные в результате пропагейтинга рифтовой трещины вдоль континентальной окраины. Например, хребет Ломоносова, отчлененный от окраины Евразии в результате развития рифтовой трещины хребта Гаккеля. Вероятным механизмом образования микроконтинентов такого типа может быть продвижение рифтовой трещины вдоль уже существующего трансформного разлома с транстенсией (или разломной зоны иного типа). Примером такой ситуации в перспективе может быть блок Калифорнийского полуострова, отделяющийся от Северо-Американской плиты в результате пропагейтинга рифтовой трещины в пределы континента вдоль трансформного разлома Сан-Андреас. Другим примером может служить рифтовая трещина Красного моря, продвигающаяся к северу вдоль грабена Акаба в пределы Левантийского трансформного разлома.

4. Погруженные блоки континентальной коры, сформированные при ее растяжении в результате миграции астеносферного потока (например, погруженные блоки центральной провинции моря Скотия – банка Геттинген и др.) и сдвиговых деформаций (погруженные континентальные банки и плато Южного хребта Скотия–Террор, Протектор, Брюса, Дискавери и др.).

5. Следующей геодинамической обстановкой, благоприятной для образования микроконтинентальных блоков могут служить демаркационные (в терминологии Ю.М. Пущаровского) трансформные разломы. Эти зоны разломов формируются при встречном продвижении рифтовых трещин, разнесенных друг от друга на значительное (несколько сотен километров) расстояние и встречающих на своем пути структурновещественные неоднородности (барьеры) с более прочной континентальной литосферой (см., например, [1]). Примерами таких обстановок может служить район Экваториальной Атлантики на ранней стадии своего развития, или транзитная система, заключенная между хребтами Мона и Гаккеля, и включающая хребет Книповича, хребет Моллой и трог Лена. Вблизи этой транзитной зоны обнаружен микроконтинентальный блок Ховгард.

Обсуждаются условия и механизмы формирования отторженных микроконтинентов и не отторженных блоков.

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

Литература

1. Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5-16.

2. Пущаровский Ю.М. Микроконтиненты в Атлантическом океане // Геотектоника. 2013. № 4. С. 3-12.

3. *Gaina C., Müller R.D., Brown B., Ishihara T.* Microcontinent formation around Australia // Geol. Soc. Australia Spec. Publ. 2003. Vol. 22. P. 399-410.

4. *Müller R.D., Gaina C., Roest W.R., Lundbek D.* A recipe for microcontinent formation // Geology. 2001. Vol. 29. № 3. P. 203–206.

5. *Peron-Pindivic G., Gernigon L., Gaina C., Ball P.* Insights from the Jan Mayen system in the Norwegian–Greenland Sea–II. Architecture of a micro-continent // Geophys. Journ. Int. 2012. Vol. 191. P. 413-435.

А.С. Егоров¹, Е.С. Белевская¹

Методический подход к тектонической интерпретации моделей глубинного строения земной коры

Геолого-геофизические исследования глубинного строения земной коры с использованием широкого комплекса геофизических и дистанционных съемок, в том числе опорных геофизических профилей (геотраверсов), является одним из приоритетных направлений региональных исследований геологической службы России. Эффективным научно-методическим подходом к геологической интерпретации комплекса геофизических съемок является отображение структурно-вещественных подразделений земной коры в рамках генерализованной «зональноблоковой модели земной коры» Особенностью таких геолого-геофизических построений выделение в качестве главных объектов моделиро-

¹ Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург, Россия.

вания *блоков*, контрастно проявляющихся как области стационарности расчетных геофизических параметров и *межблоковых зон*, проявляющиеся в полях как *градиентные зоны* или зоны радикального изменения инфраструктуры геофизического поля. Первые на результирующих моделях тектонического содержания отвечают континентальным частям литосферных палео-плит и микроплит или их автономным сегментам; вторые – глубинным тектоническим швам, сформированным в условиях растяжения (рифты), сжатия (сутуры коллизионных орогенов) или сдвига [1].

Этот методический подход открывает путь к широкому применению тектонического инструментария для изучения особенностей глубинного строения земных недр ниже уровня прямых геологических наблюдений. С точки зрения авторов составляемые карты «глубинного строения» и «глубинные» разрезы следует рассматривать как документы тектонического содержания со всеми вытекающими требованиями к формированию условных обозначений и возможностям изучения современного строения и истории развития региона исследований. Это позволяет придать «глубинным» геофизическим построениям геолого-структурное наполнение и выйти на уровень более глубокого понимания современного строения структур земной коры, истории их формирования и эволюции.

Рассмотрим приемы и возможности практического применения этого методического подхода на примере области тектонического сочленения Центрально-Западно-Сибирской, Казахстанской складчатых областей и Алтае-Саянского складчатого обрамления юго-запада Сибирской платформы. Представленная на рис. 1а схема глубинного строения отображает: взаимное расположение блоков с древней континентальной корой (штриховка клеткой) и межблоковых сутурных зон; состав геологических комплексов, выведенных на приповерхностные уровни консолидированного фундамента (крап); главные тектонические границы байкальского, каледонского и герцинского циклов тектогенеза; контуры распространения мезозойско-кайнозойской Западно-Сибирской геосинеклизы и границы рифтов триасового возраста в ее основании.

Реализуя геодинамический подход к интерпретации глубинных геолого-геофизических моделей, формирование консолидированного фундамента рассматриваемого региона можно представить в виде последовательного наращивания Сибирского палеоконтинента в ходе рифейско-вендской и ранне-среднепалеозойской аккреции микроплит и островных дуг к его юго-западной (в современных координатах) окраине и его последующего позднепалеозойского столкновения с Казахстанским континентом. Таким образом, под мезозойско-кайнозойским чехлом За-



Рис. 1. Карта (а) и разрез (б) глубинного строения складчатого обрамления юго-западного фланга Сибирской платформы

падно-Сибирской молодой платформы (мегасинеклизы), выделяются эпикаледонские складчатые сооружения Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областей (АССО) и эпигерцинские структуры Центрально-Западно-Сибирской складчатой области. На северо-востоке площади исследований чехол Западно-Сибирской мегасинеклизы перекрывает эпибайкальские структуры Енисейской складчатой области.

Один из опорных разрезов рассматриваемого региона составлен вдоль профиля ГСЗ-МОВЗ «Рубцовск – мыс Невельского» (рис. 16). В составе

консолидированной коры Алтае-Саянской складчатой области в данном сечении выделяются мегаблоки (палеоплиты) – Рудно- и Горно-Алтайский, Кузнецкий, Минусинский Восточно-Саянский, разделяемые Салаирской, Кузнецко-Алатауской и Кызырской межблоковыми сутурными мегазонами. Восточный фланг профиля пересекает окраину древней Сибирской платформы. Из рассмотрения разреза видно, что мегаблоки характеризуются расслоенной корой континентального типа, верхи которой представлены мощным гранитно-метаморфическим слоем с широким развитием палеозойских гранитоидов. В пределах ареалов развития позднепалеозойских и мезозойско-кайнозойских впадин фундамент перекрыт платформенным осадочным чехлом. Шовные (сутурные) мегазоны имеют клинообразную морфологию в приповерхностной части разреза и узкие полого погружающиеся глубинные каналы. Они выполнены дислоцированными островодужными комплексами и офиолитами.

Составленные в этой идеологии карты и разрезы позволяют реконструировать историю развития региона в различных формах: диаграммы «пространство-время», палеогеографические и палинспастические реконструкции. Эти реконструкции имеют не только познавательное значение, но и являются основанием для верификации и корректировки выполненных геолого-геофизических моделей.

В рассматриваемом случае палинспастические схемы представляются как результат эпибайкальской и эпикаледонской аккреции микроплит и островных дуг к окраине Сибирского палеоконтинента. Формирование земной коры региона завершается в ходе герцинской эпохи тектогенеза в результате столкновения Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. Палинспатические схемы строятся путем наложения на глобальные и региональные палеомагнитные реконструкции контуров палеоплит и микроплит, заимствуемых с составленных карт глубинного строения изучаемого региона. Дополнительную информацию несут палинспатические разрезы, разрабатываемые на тех же принципах.

В качестве примера рассмотрим такие построения, разработанные на девонский период формирования Алтае-Саянской складчатой области (рис. 2a, б). Это время характеризуется развитием окраины Сибирского палеоконтинента в режиме активной континентальной окраины. Как представлено на схеме и разрезе, с развитием субдукционной зоны связывается заложение вулкано-плутонической (передовой) дуги вдоль границы палеоконтинента. В пределах Рудного и Горного Алтая эти образования представлены осадочно-вулканогенной толщей базальтандезит-риолитов, дацит-риолитов и комагматичных им интрузивов, а также песчаников и известняков. В тыловой части активной континен-



Рис. 2. Палинспастическая схема (а) и разрез (б) складчатого обрамления юго-западного фланга Сибирской платформы на девонское время.

Структурно-вещественные подразделения кристаллической земной коры, верхней мантии и платформенного чехла (на картах): 1 – позднеархейских зеленокаменных поясов и областей; 2 – внутриконтинентального рифтогенеза; 3–6 – блоков с древней континентальной корой; 7 – межблоковых сутурных зон; 8 – коллизионных орогенов (граниты); 9 – активных континентальных окраин (гранодиориты); 10 – вулкано-плутонических поясов (девон); 11 – граница чехла Западно-Сибирской мегасинеклизы.

Структурно-вещественные подразделения (СВП) кристаллической земной коры и верхней мантии (на глубинных разрезах): 12 – область верхней мантии; 13 – нижнекоровый и среднекоровый мегаслой; 14 – гранито-гнейсовый слой верхнекорового «гранитно-метаморфического» мегаслоя; 15 – позднеархейских зеленокаменных поясов и областей.

Структурно-вещественные подразделения (СВП) вулканогенно-осадочного слоя консолидированной коры (верхнекорового мегаслоя) и слаболитифицированного

слоя (платформенного чехла) (на глубинных разрезах): 16 – вулканогенно-осадочных образований океанической коры в составе аккреционных призм; 17 – островных дуг и окраинных морей; 18 – пассивных окраин и чехлов микроплит; 19 – пассивных континентальных окраин, 20 – коллизионных орогенов (вулканогенные комплексы); 21 – коллизионных орогенов (моласса); 22 – предполагаемое по геофизическим данным положение в разрезе земной коры межплитных структур неустановленного генезиса и глубинных каналов региональных тектонических границ блоков; 23 – границы слоев земной коры в пределах блоков с древней раннедокембрийской корой; 24 – регионально прослеживаемые по данным ГСЗ геофизические границы (М – граница Мохоровичича); 25 – тектонические границы и отдельные разрывные нарушения; 26 – фрагмент линии регионального профиля «Рубцовск – мыс Невельского»

тальной окраины в ранне-среднедевонское время происходит заложение обширных впадин и грабенообразных трогов, выполненных бимодальными вулканическими комплексами раннего–среднего девона. Эти комплексы интерпретируются как образования тыловодужного рифтогенеза активной окраины [2]. На закономерности локализации этих рифтовых структур, помимо положения относительно субдукционной зоны, оказывают региональные сдвиговые зоны: рифты часто формируют зоны их оперения.

Выводы:

1. Использование зонально-блоковой физико-геологической модели земной коры в ходе региональных геолого-геофизических исследований открывает путь к широкому применению тектонического инструментария и позволяет рассматривать результирующие карты и разрезы глубинного строения, как модели тектонического содержания.

2. Геотектонические методы палеореконструкций, гармонично встраиваемые в методологию этих исследований, не только обеспечивают более глубокое понимание природы изучаемых геологических объектов и процессов, но и служит верификации и уточнению геологогеофизических построений.

Литература

1. *Egorov A.S., Gulin V.D.* Geological and geophysical deep structure researches of Northern Eurasia in the zone-block model of the Earth's crust. EAGE Puplications, 2014 Event name: Saint-Petersburg 2014. Session: Depth Structure of the Earth Crust. Publication data: 07 April 2014. Info: Extended abstract.

2. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Палеопротерозойские габбронориты Беломорского подвижного пояса: петрология, тектонические обстановки формирования

Беломорский подвижный пояс (БПП) расположен в восточной части Фенноскандинавского щита. Предполагается, что формирование этой сложноскладчатой полициклической структуры, происходило в результате нескольких орогенических событий в архее и палеопротерозое [1, 5].

Палеопротерозойская история развития БПП включает несколько этапов формирования интрузивных базитов в том числе, высоко-Mg габброноритов (2.5–2.4 млрд лет) и железистых метагаббро (2.12 млрд лет). По возрасту и составу они соответствуют базитам Карельского кратона и рассматриваются как реликты питающей системы нескольких крупных магматических провинций [6 и ссылки в этой работе]. При этом среди базитов БПП наиболее привлекательными являются габбронориты возраста 2.45 млрд лет, которые (1) широко распространены не только в БПП, но и в других структурах Фенноскандинавского щита; (2) часто сохраняют реликты первичных магматических структур и минералов; (3) сохраняют реликтовые реакционные метаморфические ассоциации в центральных частях тел.

Вместе с тем, условия кристаллизации габброноритов трактуются разными исследователсями по-разному, а *P*–*T*-параметры варьируют от 2.5 до 13 кбар [3, 4]. Проблема оценки *P*–*T*-параметров кристаллизации габброноритов обусловлена их интенсивными (вплоть до эклогитовой фации) преобразованиями в ходе Лапландско-Кольской орогении [2, 4, 5].

Нами была проведена оценка условий магматической кристаллизации базитов раннего палеопротерозоя (2.45 млрд лет) в северной и центральной частях БПП на основании данных о составе первичных магматических минералов и оценке P-T-параметров их кристаллизации. В пределах пояса были изучены как дайки, сохраняющие первичные магматические контакты и зоны закалок с вмещающими архейскими комплексами, так и тела неправильной формы, первичные контакты которых в большинстве случаев тектонически переработаны. Образцы для исследований отобраны из наименее измененных участков тел. Главными породообразующими магматическими минералами габбронори-

¹ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

тов БПП являются орто- и клинопироксен, основной плагиоклаз и оливин. В качестве второстепенных в породах могут появляться рудный минерал, кварц и биотит. Исходя из результатов минералого-петрографического изучения габброноритов БПП, была определена последовательная смена ликвидусных ассоциаций ($Ol^1+Cr-Spl\pm Pl^1$) $\rightarrow Opx^1\pm Cpx^1 \rightarrow Ol^2+Cpx^2+Pl^2\pm Opx^2$. Результаты расчетов магматического этапа формирования для базитов БПП показали, что начало кристаллизации габброноритов, связанное с формированием оливина и хромшпинели (выполняющих включения в Орх) происходило при температуре около 1260–1270 °C. Основной этап кристаллизации, (кристаллизация пироксенплагиоклазовой ассоциации) происходил при более низких температурах (1130–1230 °C). Давление, при котором происходила кристаллизация для расплавов в разных частях пояса варьировало от 4.4 до 7.7 кбар, что соответствует глубине 15–26 км.

Для сравнения (в качестве реперных) были изучены одновозрастные дайки оливиновых габброноритов в северной части Карельского кратона. Главными породообразующими минералами пород являются ортои клинопироксен, основной плагиоклаз и оливин. Второстепенные минералы в породах представлены рудным минералом, и биотитом. Петрографическое изучение палеопротерозойских даек оливиновых габброноритов Карельского кратона свидетельствуют о последовательной смене ликвидусных ассоциаций ($\pm Ol^1 + Cr \cdot Spl$) $\rightarrow OPx^1 + Aug^1 \rightarrow Ol^2 \rightarrow Aug^2 + Opx^2 + Pl$ при кристаллизации расплавов. Максимальные оценки *P*-*T*-параметров для базитов Карельского кратона показали, что их кристаллизация происходила на глубине не более 15 км. Сопоставление полученных результатов для двух структур с разной тектонической историей показало, что в пределах ошибки измерений (оценки *P*-*T*-параметров) эти условия совпадали. При этом важно отметить, что в БПП есть базиты, которые формировались на более глубоких уровнях коры.

Формирование коронитовых реакционных метаморфических структур, вероятно, было обусловлено метаморфическими процессами, связанными с развитием Лапландско-Кольского орогена. Латеральная метаморфическая зональность, проявленная, по предварительным данным, в интрузивных палеопреотерозойских базитах БПП изучена недостаточно и требует дополнительных исследований.

Литература

1. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.

2. Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Мельник А.Е., Богомолов Е.С. Новое проявление эклогитов в беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Докл. РАН. 2013. Т. 448. № 1. С. 43–53.

3. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука, 1990. 248 с.

4. Козловский В.М., Аранович Л.Я. Петрология и термобарометрия эклогитовых пород Красногубского дайкового поля, Беломорский подвижный пояс // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 29–52.

5. Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерзойских эклогитизированных габбро-норитов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 2. С. 1–5.

6. Stepanova A.V, Stepanov V.S. // Precam. Res. 2010. Vol. 183. P. 602–616.

В.А. Ермаков¹

Геологические пульсации – на фоне глобального расширения или сжатия?

Е.Е. Милановский – выдающийся геолог, лидер в разработке учения о рифтогенезе, непременный участник всех тектонических совещаний. Изучение рифтогенеза, однако, это лишь часть его большой исследовательской работы². Будучи ученым – энциклопедистом, он оставил нам основательные исследования проблем орогенеза (горообразования), обосновал и выделил в самостоятельный тектонотип метаплатформы, посвятил ряд работ исследованию океанов, их эволюции. Его стремление «во всем дойти до самой сути» выразилось в разработке универсальной гипотезы расширяющейся и пульсирующей Земли. В этой гипотезе системы рифтов являются главным признаком расширения и важнейшей характеристикой длительного развития Земли³. Еще один

¹ Институт физики Земли РАН. г. Москва, Россия

² Автор посвятил памяти Е.Е. Милановского несколько статей, изданных в трудах совещания по рифтогенезу (Иркутск, 2013) и в Бюлл. МОИП (2013, т. 88, вып. 5); еще одна статья с рисунками Е.Е. Милановского находится в печати.

³ На международном симпозиуме, посвященном рифтогенезу (1977 г.), было принято определение рифта как «места раскола литосферы при растяжении на всю ее

аргумент расширения (своего рода доказательство от противного) связан с тем, что Е.Е., вслед за С. Кэри, принял концепцию спрединга, но посчитал не доказанной субдукцию, а в этом случае расширение Земли должно быть весьма существенным. Действительно, по заключению Е.Е. общее увеличение радиуса Земли в последние 3,5 млрд лет составило около 50 % ее первоначального радиуса [7].

Эта простая логика не могла удовлетворить Е.Е., и он предпринимает многостороннее исследование корреляционных связей между разными типами геодинамических процессов и рядом геофизических аномалий для понимания деталей процесса [8]. Наиболее полно исследованы связи для последних 150-180 млн лет земной истории, поскольку к этому времени относится формирование огромных впадин Атлантики, Индийского и Арктического океана; впадины Пацифики, по-видимому, ещё более древние. Показано, что фазы усиления рифтогенеза не совпадают с фазами складчатости, а чередуются с ними, хотя этот процесс не равномерный; равным образом и вулканизм проявляется также пульсационно, усиливаясь в эпохи горизонтальных растяжений. Положительные фазы пульсаций могут быть связаны с разогревом недр и астеносферы и поднятием ее к поверхности; отрицательные – с охлаждением, уплотнением и сокращением объема астеносферы. У Е.Е. тектоника и подъем астеносферы (или диапиризм магмы) органично связаны и могут меняться местами как причина и следствие. В рамках концепции расширения предложено, однако, и другое решение: разделение рифтогенеза на пассивный и активный. Пассивный развивается под действием внешних сил, а активный – как следствие подъема астенолита [6]. Ю.Г. Леонов показал преимущественное развитие на континентах пассивного рифтогенеза. При экстремальном растяжении провинции Бассейнов и Хребтов с суммарной амплитудой 200 км, здесь сохранилась континентальная кора большой мощности, в которой нет разрывов сплошности и выступов океанической коры.

С пульсациями растяжений и сжатий Е.Е. связывает крупнейшие колебания уровня океана: с фазами растяжения – трансгрессии, а с фазами сжатия – регрессии [7, 8]. В периоды сжатия происходит подъем континентальной суши, усиление горообразования, но и углубление океанских впадин, а в периоды растяжений – снижение поверхностей континентальной суши и подъем дна океанов. В обоих случаях речь идет о всеобъемлющем сжатии и растяжении, а не о локальных, чередующих-

мощность» (Нейман, Рамберг, 1981). Последующая дискуссия, однако, не подтвердила универсальности этого заключения, признав, что подобные расколы на континентах скорее исключение, чем правило (Continental rifts.., 1995).

ся в пространстве напряжениях. В осложненной модели при сохранении общего поля напряжений важная роль отводится развитию COX: со сжатием и регрессией связан ослабленный спрединг, а с растяжением и трансгрессией – интенсивный спрединг. Е.Е. выделил разнопорядковые циклы или пульсации («пульсы») в истории Земли; он показал, что такие пульсы имеют различные длительность и масштабы, и что они представлены множественными гармониками пульсаций малого масштаба. Каждый цикл начинается с глобального расширения, сопровождающегося деструкцией, а заканчивается сжатием и консолидацией. К самым крупным пульсам относятся протогей (≥3.5млрд лет), затем дейтерогей (3.5–1.6 млрд лет) и неогей (1.6–0.2 млрд лет), наконец, – постнеогей (последние 200 млн лет). В уже упомянутых работах [7, 8] Е.Е. дает приблизительные оценки увеличения земного радиуса: суммарно за последние 1,5 млрд лет, т.е. с начала позднего протерозоя – 30 %, за последние 250 млн лет или с начала мезозоя – 5–10 %.

Представление о пульсациях, разработанное Е.Е., пользуется широким признанием, хотя сама идея о преобладающем глобальном расширении Земли уязвима для критики. Постоянным оппонентом этой идеи был П.Н. Кропоткин, который указывает на данные инструментальных измерений в глубоких шахтах и туннелях, свидетельствующих о сжатиях верхней коры. По его расчетам избыточные напряжения на глубинах 10-40 км с участием астеносферы могут достигать 2-3.5 кбар. Нарушения изостазии в зонах гравианомалий районов глубоководных желобов свидетельствуют о сжатии до 1-2 тыс. бар. Прямые измерения в Исландии показали интенсивное тектоническое сжатие по обе стороны от центрального рифта [4, 5]. При господствующей контракции фазы расширения, связанные со сбросом тепла, оказываются всего лишь фрагментарными ситуациями, которые показывают, как происходит устойчивый процесс выноса тепла и охлаждения. П.Н. Кропоткин пишет о выдавливании «лишней» астеносферы, которая является локальным источником магматических процессов в сжимающейся мантийной литосфере. Кропоткин, тем не менее, разделяет представление о пульсациях и отмечает вероятность того, что «мезозойская и палеогеновая эпохи расширения сменились в неогене преобладанием сжатия Земли» [5]. Сходство позиций Е.Е. и Кропоткина в этом примере кажущееся, поскольку в нем обсуждаются разнопорядковые явления: Кропоткин с соавтором утверждают изменение характера напряжений на возрастной границе неогена, а Е.Е. только в постальпийском цикле выделил 2 цикла меняющихся напряжений второго порядка (≥5 млн лет) и 10 циклов третьего порядка с продолжительностью 1-5 млн лет Е.Е. в неогене выделяет три фазы интенсивного расширения и две фазы локального сжатия (склалкообразования).

Возражения гипотезе господствующего расширения заключаются как раз в общих особенностях геологического развития, таких как наблюдающееся понижение поверхности геоида, отсутствие необходимого прогрессирующего разуплотнения, уменьшение значений теплогенерации в геологической истории Земли. Рассмотрим их хотя бы на качественном уровне. Данные А.Б. Ронова [9] позволяют понять, как происходило оседание земной поверхности и формирование осадочной оболочки в неогее (3-ий пульс Е.Е.). Начиная с рифея на континентах резко преобладают осадочные породы (над магматическими). В общем балансе объемная доля морских осадков, учитывая и площади океанов, составляет в фанерозое около 69 %, а доля вулканических проявлений (на континентах) – 12.9 %¹. Интенсивность осадконакопления в фанерозое по отношению к рифею на континентах увеличена в несколько раз, при этом доля осадков в океанах ничтожна. Площадь щитов, срединных массивов, т.е. областей длительного эрозионного сноса в настоящее время составляет всего 17-20 % континентальной суши, а по отношению ко всей поверхности Земли доля древнейших щитов составит 6 %. Это означает, что, начиная с рифея, сформированная ранее консолидированная кора существенно эндогенного происхождения интенсивно разрушается, переносится в новые структуры локального прогибания и закрывается платформенным чехлом [2]. Вода и осадок² выполняют в тектонике одну и ту же функцию, - они фиксируют прогибание, с той лишь разницей, что вода более подвижна, чем осадок. Если к этому прибавить, что 2/3 земной поверхности занято океанами, которые, по крайней мере, начиная с середины мезозоя являются гигантскими бассейнами аккумуляции воды и осадков, то основные тенденции тектонического прогибания поверхности Земли в неогее становятся очевидными. В этом процессе прогибания исключительно важная роль принадлежит базальтам, поскольку для геосинклинальных прогибов установлена прямая связь между объемом базальтов и увеличением скорости погружения континентальной суши в периоды трансгрессий [9]. Парадокс состоит в том, что океанские базальты (по крайней мере, в неогее), если их рассматривать как репер растяжения, максимально проявлены в периоды максимального же оседания океанского дна, которые Е.Е. характеризует как обстановку сжатия (регрессии). А.Б. Роновым установлено, что регрессии вод на платформах и в подвижных поясах происхо-

¹ Доля океанских базальтов превышает эту величину почти в 4 раза. ² За исключением эоловых осадков.

дили синхронно; следовательно, регрессии связаны с увеличением объема океанских впадин [2, 9]. Намечаются четыре этапа резкого перемещения гидросферы в периоды регрессий на континентах в фанерозое: 1 – весь кембрий, 2 – поздний силур – ранний девон, 3 – пермь-триас, 4 – от палеогена по настоящее время [по данным 9]. Эти импульсы указывают на время углубления Мирового океана и существенную смену механизмов осадконакопления. Наличие эффектов последовательного прогибания в океане при выявленной периодичности трансгрессий и регрессий на континенте свидетельствует о том, что платформы являются остаточными поднятиями. График чередования эпох глобальных регрессий и трансгрессий указывает нам на снижение поверхности геоида на площадях континентов и Мирового океана в противофазе. Нисходящие движения платформ порождают трансгрессии и накопление осадочного чехла, а следующее за этим опускание дна океанов и увеличение объема океанской воды отмечают регрессии. Различия в строении чехла платформ и водно-осадочной оболочки океанов свидетельствуют о различном характере прогибаний этих глобальных структур: на платформах оседание идет равномерно с участием частных эпейрогенических движений, а в океанах наблюдаются признаки катастрофических оседаний. Собственно этим и объясняется феноменальная пустотность Мирового океана в отношении накопления осадков. Можно предположить, что оседание главных структур Земли на более низкий уровень земного периметра связано с уплотнением недр в условиях общего сжатия. Средняя высота платформ, не искаженная локальным тектоническим поднятием, может отражать предыдущий по отношению к нынешнему океану уровень геоида. Еще более древняя и более высокая поверхность геоида, осложненная изостатическим всплыванием, поверхность щитов. Комбинация этих поверхностей отражает снижение уровня геоида в течение 1.6 млрд лет, в неогее.

Геологические процессы в ранней истории Земли (два первых цикла Е.Е.) были связаны преимущественно с эндогенной активностью. По представлениям автора [1, 2] в гадее и архее формировалась кислая кора (в виде ТТГ-комплекса и его аналогов), затем – существенно базальтовая (при плюмовом магматизме). В этот период, когда тепло выносилось на поверхность с магматическим веществом, можно говорить лишь об эфемерном расширении в течение самого процесса извержений. При разуплотнении энергия должна оставаться в теле Земли, а не выводиться на поверхность. В этом случае в коре и в мантии должны были бы

¹ Термин автора; характеризует крайне низкую мощность (до 400 м) осадков в океане [см. 2, 2011а].

наращиваться процессы прогрессивного (но не регрессивного) метаморфизма. В расширяющейся Земле слоистость мантии, ее деление на оболочки стали бы исчезать за счет больших возможностей вешества к перемешиванию. В реальности, мы наблюдаем иную ситуацию. Суммарно, в длительный промежуток времени в гадее, вероятно, и в раннем архее, происходила мощная диссипация тепла и летучих в околоземное пространство. В известных схемах (Г. Войткевич, 1979; І. Artemieva¹) геотермическая кривая для всей истории Земли, от гадея до настоящего времени, отражает экспоненциальное падение температуры недр в период до позднего протерозоя, затем – до настоящего времени, кривая низких значений выполаживается. Эти кривые охлаждения Земли также свидетельствуют в пользу контракции. Минимальные значения теплового потока относятся к венду и настоящему времени [3]. Наблюдаемая ныне слоистость мантии по-видимому связана с потерями тепла. Обособление слоя – факт состоявшейся теплопотери. Таким образом, аргументы в пользу гипотезы контракции также вполне убедительны. Фундаментальной основой будущей дискуссии, по-видимому, останется сам факт наличия геологических пульсаций, в настоящее время наиболее детально исследованный в работах Е.Е. Милановского.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы ОНЗ РАН.

Литература

1. Гарагаш И.А., Ермаков В.А. Вероятная геодинамическая модель ранней Земли // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 2. С. 247–251.

2. Ермаков В.А. Тектоно-магматические свидетельства пульсационной контракции. Части I и II // Геофизические исследования. 2011. Т. 12. № 2. С. 57–82; 2011а. №3. С. 66–91.

3. *Казанский Б.А.* Анализ энергетики эволюции океанов // Мат. сов. Т. І. М.: ГЕОС, 2007. С. 279–284.

4. *Кропоткин П.Н., Ларионов Л.В.* Современное напряженное состояние коры и механизм зон растяжения и рифтов на фоне глобального сжатия // Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–25.

5. *Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 1992. №4. С. 3–14.

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

¹ І.М. Artemieva (The lithosphere. An Interdisciplinary Approach. Cambridge univ. press, 2011. 551 р.) приводит современные данные по теплогенерации с начала формирования Земли, которые близки к данным Войткевича.

7. *Милановский Е.Е.* Расширяющаяся и пульсирующая Земля // Природа. 1982. № 8. С. 46–59.

8. *Milanovsky E.E.* The Earth's pulsations and resent phase of its prevailing expansion // Theophastus' Contributions to advanced studies in Geology. Vol. 1. Theophastus Publications, S.A. Zographou, Atens, Greece, 1996. P. 19–42.

9. Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.

В.Б. Ершова¹, А.В. Прокопьев², А.К. Худолей¹

Девон-пермские отложения Восточной Арктики: палеография и источники сноса

Арктические бассейны привлекают все больше исследователей в связи с их потенциальной нефтегазоностью. Отсутствие глубоких скважин в акваториях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского лимитирует изучение восточных регионов российской Арктики исследованиями строения архипелагов островов и прибрежных континентальных районов. Наше исследование посвящено реконструкции палеогеографических обстановок и источников сноса кластического материала для девон-пермских отложений Восточной Арктики. Степень геологической изученности и качество стратиграфических схем варьирует в широких пределах, что во многом объясняется труднодоступностью региона. Палеозойские комплексы Северной Земли, Новосибирских островов, п-ова Чукотки и о. Врангеля в различной степени деформированы, зачастую прорваны интрузиями и метаморфизованы, что затрудняет интерпретацию осадочной летописи. На основе опубликованных данных по геологическому строению, стратиграфии, фаунистическим комплексам и результатам датирования обломочных цирконов из девонпермских отложений этих регионов, а также Таймыра и северной части Сибирской платформы, их можно разделить на две группы по сходству геологической истории в среднем-позднем палеозое.

1) Архипелаги Новосибирские острова и Северная Земля, п-ов Чукотка и о. Врангеля. Девон-пермские отложения этих регионов накопи-

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

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

лись в пределах обширных преимущественно мелководно-морских окраинных бассейнов. Так, на Новосибирских островах переход от мелководных обстановок осадконакопления к более глубоководным происходил в западном направлении (в современных координатах). Углубление бассейна на траверсе о. Врангеля – Чукотский п-ов имело место, вероятно, в южном и юго-восточном направлениях.

В целом распределение обломочных цирконов из девонских и каменноугольных отложений этих регионов весьма сходно [1–4]. Для них характерно присутствие многочисленных цирконов позднепалеопротерозойского-мезопротерозойского возраста (1650–1000 млн лет) и неопротерозойских зерен с преобладающими возрастными пиками около 550–600 и 630–650 млн лет. Цирконы палеозойского возраста образуют позднекембрийскую-раннеордовикскую и раннекаменноугольную популяции. Это указывает на одинаковые источники сноса и близкое расположение этих арктических регионов в позднем палеозое. Анализ возрастов обломочных цирконов свидетельствует о преобладании в области сноса кластики пород, подвергшихся гренвильской-свеконорвежской, тиманской и каледонской орогениям, что позволяет сделать предположение о расположении в девоне и карбоне Новосибирских островов, Северной Земли вместе с о. Врангеля и Чукоткой в пределах северной окраины Балтии (в современных координатах).

Пермские отложения несут различный провенанс-сигнал [1–4]. Так, распределение обломочных цирконов из пермских пород Новосибирских островов указывает на поступление обломочного материла с Уральского орогена, в то время как уральский провенанс-сигнал на о. Врангеля и Чукотке отмечается в триасовых отложениях [5]. Эта диахронная смена источника сноса кластики, вероятно, связана с более удаленным положением Чукотки и о-ва Врангеля к появившемуся в перми новому источнику сноса.

2) Север Сибирской платформы и Таймыр в девоне – раннем карбоне характеризуются развитием пассивной окраины с постепенным углублением бассейна в восточном и северном направлениях (в современных координатах). Имеющиеся данные по датированию обломочных цирконов из девон-раннекаменноугольных отложений севера-востока Сибири свидетельствует о местных источниках сносах, расположенных близко к бассейну седиментации. Верхнекаменноугольные– пермские толщи представлены преимущественно аллювиально-дельтовыми комплексами. Основным источником сноса кластики выступали орогены, окаймлявшие Сибирский континент с запада и юго-запада [6–7].

Проведённые исследования показали, что, вероятно, Новосибирские острова, Северная Земля, Чукотка и о. Врангеля располагались вблизи

Балтии в девон-пермское время и, возможно, слагали единый континентальный фрагмент. Перемещение этого континентального блока к его современному расположению, вероятно, произошло в результате мезозойских геодинамических процессов, широко проявленных в арктическом регионе.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 15-35-20591.

Литература

1. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. Detrital zircon ages and provenance of the Upper Paleozoic successions of Kotel'ny Island (New Siberian Islands Archipelago) // Lithosphere. 2015. Vol. 7. P. 40–45.

2. Ershova V.B., Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Sobolev N.N., Petrov E.O. U/Pb dating of detrital zircons from Upper Paleozoic deposits of Bel'kovsky Island (New Siberian Islands): critical testing of Arctic tectonic models // International Geology Review. 2015. Vol. 57(2). P. 199–210.

3. *Miller E.L., Gehrels G.E., Pease V., Sokolov S.* Stratigraphy and U–Pb detrital zircon geochronology of Wrangel Island, Russia: Implications for Arctic paleogeography // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 2010. Vol. 94. P. 665–692.

4. 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. Vol. 88. P. 235–258.

5. Miller E.L., Soloviev A.V., Prokopiev A.V., Toro J., Harris D., Kuzmichev A.B., Gehrels G.E. Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of north-western Pangea // Gondwana Research. 2013. Vol. 23 (4). P. 1631–1645.

6. Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Миллер Э.Л., Худолей А.К. Раннекаменноугольная палеогеография северной части Верхоянской пассивной окраины по данным U-Pb датирования обломочных цирконов: роль продуктов размыва Центрально-Азиатского и Таймыро-Североземельского складчатых поясов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1530–1542.

7. Ershova V.B., Prokopiev A.V. Khudoley A.K. Integrated provenance analysis of Carboniferous deposits from Northeastern Siberia: implication for the Late Paleozoic history of the Arctic // Journal of Asian Earth Sciences. 2015. Vol. 109. P. 38–49.

Геодинамические модели глубинного строения Японской островной дуги

Современный этап развития наук о Земле характеризуется особым вниманием к исследованию глубинного строения планеты. Одно из направлений исследований в этой области включает создание детальной междисциплинарной базы геолого-геофизических данных и построение на ее основе геодинамических моделей глубинного строения литосферы для регионов исследования.

Построение геодинамических моделей основано на изучении и комплексной интерпретации большого объема и широкого спектра данных геолого-геофизических исследований. Модели отражают геологическое строение осадочного чехла, земной коры и верхней мантии, размещение глубинных разломов, вулканов и их магматических очагов, распределение очагов землетрясений, глубины залегания астеносферы и отдельных мантийных диапиров, древние и современные субдукционные зоны, распределение глубинных температур в земной коре и верхней мантии. Томографические исследования и данные GPS определяют протекающие здесь геодинамические процессы.

Тектоническое положение. Японская островная дуга расположена в сейсмически активной зоне перехода от Евразийского континента к Тихому океану в районе сочленения четырех литосферных плит: Евразийской (Амурской), Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской (рис. 1), что определило его тектоническую активность, сейсмичность и вулканизм.

Японская островная дуга образовалась в результате субдукции древней Тихоокеанской плиты под Евразийский континент. В результате сформировалась земная кора Японских островов толщиной от 30 до 40 км. Наиболее древние кембрийские и ордовикские офиолиты Японских островов и связанные с ними глубоководные осадочные породы, возможно, ранее входили в протерозойский континент [3]. Основной фундамент дуги составляют аккреционные призмы от юрского до палеогенового возраста, сформировавшиеся до образования Японского моря в середине миоцена [4].

История формирования Японской островной дуги подразделяется на три стадии: пассивная континентальная окраина 700–500 млн лет назад;

¹ Геофизический Центр РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Тектоническая схема Японской островной дуги, по [1], с добавлением новой субдукционной зоны в Японском море [2]. Стрелками указаны скорости движения плит по данным GPS

активная континентальная окраина, продолжавшаяся в течение 500 20 млн лет назад и активная островная дуга начиная с 20 млн лет назад [3, 5]. 700 млн лет назад позднепротерозойский суперконтинент Родиния стал разрушаться и от него откололся фрагмент, названный Южно-Китайским блоком. Раскол Родинии сопровождался образованием древнего Тихого океана (Панталасса). Прото-Япония являлась частью пассивной континентальной окраины Южного Китая на протяжении 200 млн лет до среднего кембрия. Затем, около 500 млн лет назад, пассивная окраина Японии превратилась в активную окраину в результате субдукции литосферной плиты Тихого океана под континент, продолжающейся и в настоящее время. В миоцене этот процесс сопровождался рифтогенезом, приведшим к образованию задугового бассейна (Японского моря). Япония из континентальной окраины превратилась в островную дугу [5]. Это было время, по мнению [6], когда формировались в Восточной Азии Байкальская рифтовая система. Курильская котловина в Охотском море и осадочная впадина Бохаи в Китае. Возникшие в кайнозое на восточной окраине Евразии зоны растяжения сопровождались излияниями базальтовой магмы, имевшей состав от известковощелочного до толеитового.

Подавляющее большинство землетрясений приурочено к восточной окраине Японских островов, где Тихоокеанская плита погружается под Японскую островную дугу со скоростью до 9 см/год, образуя сейсмофокальную зону под углом в 30–50° и глубиной до 500 км. На восточной окраине о. Хонсю 11 марта 2011 года произошло одно из крупнейших землетрясений Тохоку с Мw равной 9.1. Плита Филиппинского моря погружается под Японские острова в районе желоба Нанкай со скоростью до 5 см/год [7], что также является причиной повышенной сейсмической активности в этом районе. В Японском море землетрясения, в основном мелкофокусные, локализованы в восточной части моря вдоль подводной окраины о. Хонсю.

Глубинное строение. Японская островная дуга (рис. 2) состоит из пяти главных структурных элементов [4]: доюрские структуры, включая палеозойские офиолиты, осадочные и метаморфические породы, и граниты; пермско-юрские аккреционные призмы, включая метаморфические породы, образовавшиеся при высоких температуре и давлении; меловые–третичные аккреционные призмы; изверженные породы юрско-третичного возраста; неоген-четвертичные изверженные и осадочные породы. В пределах Японской островной дуги мощность земной коры составляет 30–40 км.

Современными сейсмическими исследованиями установлено простирание древнего тихоокеанского слэба под Японскими островами [8]. При погружении тихоокеанский слэб при достижении «мантийного переходного слоя» на глубинах от 410 до 660 км, выполаживается и простирается далее на запад под Евразийский континент. Предполагается, что такое перемещение Тихоокеанской плиты под регионом Японского моря происходило в последние 100 млн лет [5, 8] и сопровождалось землетрясениями, образующими двойную сейсмическую зону внутри слэба.

Выводы. Исследования последних лет показали, что Японская островная дуга заключена между двумя субдукционными зонами. С восточной стороны под Японскую дугу погружается Тихоокеанская плита со скоростью 9 см/год, с юго-восточной – субдуцирует плита Филиппинского моря со скоростью 5 см/год, а с запада под Японские острова 2 млн лет назад начала погружаться плита Японского моря со скоростью 2 см/год. Это приводит к бесконечным землетрясениям и извержениям вулканов, происходящим в этом регионе.

Приведенные разработки по построению моделей глубинного строения литосферы могут явиться основой для выяснения геодинамической


Рис. 2. Геодинамическая модель глубинного строения Японской островной дуги в районе землетрясения Тохоку, происшедшего 11 марта 2011 г., по [1], с добавлением новой субдукционной зоны в Японском море и гидротермального источника, в виде треугольника без середины

обстановки региона исследования, дополнением к технологии предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуации природно-техногенного характера, а также для дальнейшей оценки рисков в той или иной зоне и подготовки действий населения на случай природной катастрофы.

Природные катастрофы происходят не так редко. Катастрофы такого типа, как землетрясение Тохоку, происшедшее в Японии 11 марта 2011 года, происходят в мире примерно раз в год. Данные о том, в каких районах Земли существуют сейсмические риски, хорошо известны и доступны. Самые опасные регионы во всем мире – континентальные окраины, затем горные области, поэтому планирование населенных пунктов должно было сделано так, чтобы предотвратить жертвы и разрушения на этих участках. Предотвратить землетрясения и извержения вулканов или проявления цунами невозможно. Но ученые могут предоставить анализ возможных рисков, а власть – принять разумное решение о том, как эти риски могут быть предотвращены.

Литература

1. *McCaughey J., Tapponnier P., Sieh K. et al.* The great East Japan (To-hoku) 2011 earthquake: Important lessons from old dirt // Earth Observatory of Singapoor. Nanyang Technological University, 2011.

2. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А., Сергеева Н.А. Геодинамические модели глубинного строения регионов природных катастроф активных континентальных окраин. М.: Научный мир, 2014. 172 с.

3. *Maruyama S.* Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed // The Island Arc. 1997. Vol. 6. № 1. P. 91-120.

4. *Taira A.* Tectonic evolution of the Japanese island arc system // Annu. Rev. Earth & Planet. Sci. 2001. Vol. 29. P. 109-134.

5. *Isozaki Y., Aoki K., Nakama T. et al.* New insight into a subduction-releated orogen: a reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands // Gondwana Research. 2010. Vol. 18. P. 82-105.

6. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G. et al. Paleogeographic maps of Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // The Island Arc.1997. Vol. 6. \mathbb{N} 1. P. 121-142.

7. Sato H., Hirata N., Koketsu K. et al. Earthquake source fault beneath Tokio // Science. 2005. P. 462-464.

8. *Zhao D.P., Ohtani E.* Deep slab subduction and dehydration and their geodynamic consequences: evidence from seismology and mineral physics // Gondwana Research. 2009. Vol. 16. P. 401–413.

В.Г. Захаров¹

Особенности динамики транспорта морских и наземных льдов в Арктике и Антарктике

Известно, что льды являются одним из самых мощных агентов подготовки, транспортировки и отложения осадочного материала. Дальность действия этого агента транспортировки в условиях океана: крупные айсберги проходят расстояния от мест своего образования до 4–6 тыс. км и в ходе таяния откладывают на дно заключенный в них осадочный материал. Айсберги и морские льды могут переносить осадочный материал от валунов диаметром более 10 м до тонкого пелитового

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

материала. Велика подъемная сила льдов: 1 кубический метр льда в зависимости от плотности может переносить от 100 до 300 кг осадочного вещества [10].

Средняя годовая площадь распространения полярных льдов в Мировом океане составляет 26 млн км², или примерно 7% его площади [6], что близко к площади современного материкового оледенения. В недавнем геологическом прошлом – во время позднекайнозойских и четвертичных оледенений – площади распространения континентального и океанического льда значительно расширялись, и ледовый седиментогенез становился основным видом осадочного процесса на Земле [10].

Морские льды Арктики образуют компактный океанический массив вокруг полюса. Основная масса льдов Северного полушария – льды, дрейфующие под влиянием ветров и морских течений. Исключение составляет неподвижный лед – береговой припай. Внутригодовой максимум площади льда на полушарии – 15416 млн км² приходится на март, минимум – 8020 млн км² на сентябрь. Средняя годовая осадка в целом для Северного Ледовитого океана – 2.9 м [7].

Льды архипелагов Арктики представлены покровами и горнопокровными комплексами с выводными (приливными), горными ледниками и отдельными ледниковыми куполами. Приливные ледники (часто пульсирующие) – наиболее динамичны и периодически продуцируют айсберги.

В Канадской Арктике на о-ве Элсмир располагается шельфовый ледник Ханта, айсберги которого, как и поля взломанного многолетнего припая из фьордов Северной Гренландии и Канадской Арктики, называют ледяными островами [6].

Площадь оледенения всей Арктики составляет 2042400 км², ежегодный сток арктических айсбергов равен 470 км³. Из этой общей массы айсбергов 460 км³ приходится на Гренландию, 5 км³ – на Шпицберген, 2.26 км³ – на Землю Франца-Иосифа, 2 км³ – на Новую Землю и 0,4 км³ – на все другие арктические острова [6].

Наиболее высокие скорости движения присущи выводным ледникам Гренландии и могут достигать 20–31 м/сут, т.е. до 5–6 км/год. Приливные пульсирующие ледники Шпицбергена при подвижках могут в короткие сроки внезапно продвигаться на 3–12 км. Гораздо ниже скорость движения ледника Шокальского на Новой Земле – 150 м/год. На Земле Франца-Иосифа средние выводные ледники движутся со скоростью 60–80 м/год [1].

Большая часть моренного материала ледниковых покровов переносится к морю приливными ледниками и откладывается перед фронтом в виде осадков. Ярким примером образования подводных конечных морен в Арктике является район перед фронтом шпицбергенского ледника Бросвель. Моренные дуги протяженностью до 70 км образовались после подвижки (серджа) ледника на 20 км с 1936 по 1938 гг. и последующего отступания его края на 5 км в результате облома айсбергов. Общая протяженность пояса подводных серджевых морен ледника Бросвель и соседней ледниковой лопасти составляет более 110 км. Геология района и осадки морен хорошо изучены [14].

Крупномасштабная циркуляция поверхностных вод и льдов в Северном Ледовитом океане представлена: трансарктическим переносом в восточной части полушария и антициклоническим круговоротом в западной. Трансарктический дрейф начинается на севере Чукотского моря, через район полюса направляется в пролив между Гренландией и Шпицбергеном и продолжается Восточно-Гренландским течением до южной оконечности Гренландии, преимущественно переходя в Атлантику. От истока Трансарктического дрейфа на севере Чукотского моря до юга Гренландии длиной около 6000 км уходит примерно 4–5 лет [6]. Такое время потребовалось бы для транспортировки льдом аэрозольного материала и других видов осадков, переносимых айсбергами и ледяными островами.

Колебания плавающих частей ледников Арктики и Антарктиды определяются особенностями изменений климата и гидрологии высоких широт и обусловлены 18.6-летней цикличностью изменчивости лунносолнечных приливных сил [3, 5, 13], Смена периодов наступаний и отступаний края ледников в результате обломов айсбергов, связана с чередованием меридиональной и зональной форм атмосферной циркуляции, интенсивностью циклонов, вариациями количества осадков, притока тепла. Реакция плавающих частей ледников на усиление циклонической деятельности и нагонов воды барическими волнами циклонов, выражается в ускорении движения ледников (серджах) в сторону моря [3].

Вибрационное перемещение ледников. Деформации лунносолнечных приливных сил малы по величине, но периодически повторяются и действуют постоянно [13]. Они создают накапливающиеся эффекты, которые проявляются в трансформации вертикальных приливных смещений в горизонтальные смещения ледников. При отливах плавающие части шельфовых и выводных ледников налегают на подледные поднятия дна, замедляя свое движение в сторону моря. При приливах и повышениях уровня моря плавающие части ледников всплывают, и, не испытывая силы трения о ложе, смещаются в сторону моря под действием горизонтального компонента силы давления со стороны внутриконтинентальных масс льда [5]. *Морские льды Антарктики.* Суммарная площадь пояса льдов вокруг материка от февраля к сентябрю изменяется от 5 до 20 млн км². Толщина льдов в эти же сроки меняется от 0.92 до 1.08 м, а сплоченность от 6 до 7.6 балла [6, 7]. При этом объемы морских льдов в эти же сроки изменяются от 2.8 до 27.9 тыс. км³ [12]. Зимой по периметру континента формируется припай.

Генеральные особенности дрейфа льдов в южнополярных водах: устойчивый западно-восточный перенос воздушных масс к северу от 65–60° ю.ш. и перенос противоположного направления вдоль антарктического побережья. В связи с этим на севере ледяного пояса дрейф льдов происходит в восточном направлении, а на юге, на границе с континентом – в западном [7].

Оледенение Антарктиды представлено материковым льдом с выводными ледниками и ледниковыми потоками, а также шельфовыми ледниками – плавающими частями покрова.

Площадь шельфовых ледников достигает 1653 тыс. км², что составляет 11.8% площади всей Антарктиды. Плавающие языки выводных ледников составляют лишь 0.2 % площади ледникового покрова, или 1.3–1.6 % площади всех его плавающих частей, т.е. более чем на 98 % площадь морских образований Антарктиды, представлена шельфовыми ледниками [3].

В периоды общих подвижек (серджей) шельфовых и выводных ледников Антарктиды скорость продвижения их фронта возрастает на 70– 100 % по отношению к скоростям периодов отступаний. Так, скорости продвижения фронта шельфовых ледников Ронне и Фильхнера при подвижках составляли 2200 и 2000–2500 м/год, а при отступаниях 1100 и 1000 м/год соответственно. Скорость продвижения фронта выводного ледника Ширазе при подвижках возрастала с 1800–2000 м/год до 3150– 3820 м/год [3, 5]. Таким образом, продуктивность отложения донных осадков антарктическими ледниками у края покрова может циклически увеличиваться на 70–100 %.

Расчетный среднегодовой объем антарктических айсбергов равен 4.7 тыс. км³. При среднегодовом объеме айсбергового стока с континента в 2.2 млн км³ средняя продолжительность айсбергов в Южном океане будет равна 2 годам. [12]. Айсберги, сидящие на мели у побережий Антарктиды могут существовать до 25 лет (например, айсберги шельфовых ледников Фильхнера и Шеклтона).

Важно отметить, что в соответствии с данными о сопряженности циркуляционных атмосферных процессов Северного и Южного полушарий [2, 9], а также результатами исследования динамики ледовых процессов, происходящих одновременно в Арктике и Антарктике [8, 11], появляется возможность по ледовым, или ледниковым событиям в одном полушарии, оценивать аналогичные события в другом. Иными словами, при серджах приливных ледников в Арктике и, соответственно, формировании осадков подводных конечно-моренных гряд, можно говорить об одновременном отложении осадочного материала в какомлибо из районов антарктического шельфа.

Таким образом, в течение XX столетия в колебаниях края ледников Арктики (как и в колебаниях айсбергового стока Антарктиды) проявлялись взаимосвязи с вариациями дисперсии *D* приливных колебаний скорости вращения Земли. Периодичность в динамике полярных ледников составляет в среднем 18.6 года изменчивости лунно-солнечных приливных сил.

Приведенные данные о лунно-солнечно-приливной природе циклических 18.6-летних колебаний края морских ледников Арктики и Антарктиды позволяют говорить о том, что транспорт моренного материала ледниками к морю, а соответственно, продуктивность отложения осадков при формировании подводных конечных морен, также должна носить циклический характер и существенно возрастать (возможно до 70–100 %) во время ледниковых серджей.

Литература

1. Воеводин В.А. О механизме откола льда от ледников и образования айсбергов (обзор исследований) // Айсберги Мирового океана. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. С. 37–53.

2. Дзердзеевский Б.Л. Сравнение главнейших закономерностей циркуляции атмосферы над южным и северным полушариями. М.: Наука, 1975. С. 149–158.

3. Захаров В.Г. Колебания ледников Антарктиды. М.: Аккоринформиздат, 1994. 128 с.

4. Захаров В.Г. Особенности колебаний ледников Приатлантической Арктики (конец XIX – начало XXI вв.) // Сложные системы. 2014. № 4 (13). С. 33–45.

5. Захаров В.Г., Сидоренков Н.С. Влияние лунно-солнечных приливов на айсберговый сток Антарктиды // Метеорология и гидрология. 2013. № 2. С. 49–55.

6. Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.

7. Захаров В.Ф. Морские льды // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. 1997. Т. 2. Кн. 2. С. 68–87.

8. Захаров В.Г., Кононова Н.К. Глобальная циркуляция атмосферы и сопряженность гляциологических процессов в Арктике и Антарктике // Лед и снег. 2010. Вып. 2. С. 127–135.

9. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.

10. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.

11. *Мавлюдов Б.Р., Кононова Н.К., Захаров В.Г.* Взаимосвязь динамики ледовых катастроф в Антарктике и Арктике с циркуляцией атмосферы Южного и Северного полушарий // Сложные системы. 2015. № 3 (16). С. 61–76.

12. Романов А.А. Льды Южного океана и условия судоходства. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 88 с.

13. Сидоренков Н.С. Лунно-солнечные приливы и атмосферные процессы // Природа. 2008. № 2. С. 23–31.

14. *Solheim A*. The depositional environment of surging sub-polar tidewater glaciers. Oslo, 1991. Skrieter No. 194. 97 p.

<u>Д.С. Зыков</u>, А.В. Полещук¹

О признаках горизонтальных движений Воронежского выступа кристаллического фундамента ВЕП на неотектоническом этапе

Воронежский выступ кристаллического фундамента (ВВФ) центральной части ВЕП располагается в южном обрамлении Беломорско-Среднерусского подвижного пояса, который, в свою очередь является внешней частью обширной зоны тектонической аккомодации Балтийского щита и Русской плиты – флексуры А.А. Полканова [1]. Реконструкция направлений перемещений отдельных сегментов позволяет подойти к решению вопроса о кинематике перемещений в пределах всего аккомодационного тектонического ансамбля.

ВВФ представляет собой пологое поднятие погребенного фундамента под покровом почти нацело перекрывающих его чехольных PZ, MZ и KZ отложений. Сложен выступ сложнодислоцированными AR и PR₁ комплексами, осложненными разрывными нарушениями. ВВФ имеет в

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



Рис. 1. Новейшее развитие Воронежского выступа фундамента (ВВФ): а – основные морфоструктуры, отражающие тектоническое развитие ВВФ, б – модель общей горизонтальной подвижности ВВФ на неотектоническом

этапе

1 – изолинии глубины поверхности фундамента, затонированные по изолинии 0,8 км в районе ВВФ; 2 – авлакогены фундамента; 3 – основные разрывные зоны на границах ВВФ; 4–6 – морфоструктуры, отражающие подвижность ВВФ: 4 – сдвиговые зоны, 5 – области растяжения, 6 – области дислокаций сжатия на ЮВ границе выступа (см.врезку); 7–8 – Доно-Медведицкие дислокации (по данным [6], упрощено): 7 а – сдвиговые зоны установленные, 7 б – сдвиговые зоны предполагаемые,

7 в – флексуры, треугольники направлены в сторону надвинутого крыла, 8 – направление сжимающих и растягивающих сил; 9 – направление общего новейшего перемещения ВВФ (на модели); 10 – реки и водохранилища; 11 – названия основных структур и морфоструктур земной коры: ВВФ – Воронежский выступ фундамента, ДДА – Днепрово-Донецкий авлакоген, ОВ – Оршанская впадина, ДМД – Доно-Медведицкие дислокации, ПА – Пачелмский авлакоген, МА – Московский авлакоген, ЗДК – зона Калужско-Бельских дислокаций, ПП – Припятский прогиб, КВ – Кантемировский локальный выступ фундамента целом прямоугольную форму и размеры 800 × 400 км, при этом его длинная ось ориентирована в C3 направлении (рис. 1).

Для выявления горизонтальной компоненты новейших движений проводилось изучение морфоструктурных особенностей строения ВВФ, при этом учитывались их структурно-кинематические интерпретации, известных из литературных источников. Выделение основных элементов рельефа проводилось с использованием цифровых карт рельефа [2] со значительной генерализацией контуров структур, что позволило снять денудационную и подчеркнуть тектоническую составляющую рельефообразования, накапливавшуюся в течение всего новейшего этапа.

Среди особенностей строения морфоструктур ВВФ, выделяются следующие.

Над ЮВ склоном ВВ, в породах чехольного комплекса развит комплекс Доно-Медведицких дислокаций [3], которые представляют собой коробчатые складки, осложненные разрывами и флексурами вытянутыми вдоль СЗ простирания всей зоны. Возраст складок определяется как новейший [4–5]. М.Л. Копп [6] пришел к выводу, что наблюдаемый парагенез отражает условия формирования этой морфоструктуры в обстановках горизонтальных движений при поперечном (ЮЮВ) сжатии (вызвавшем смятие чехла над погребенными неровностями поверхности фундамента) или растяжении, которые, возможно, дополняли друг друга.

Поскольку дислокации приурочены к области поднятия, обстановка сжатия представляется нам наиболее вероятной. Конформное расположение зоны дислокаций относительно ЮВ торца ВВФ также указывает на ее образование вследствие горизонтальных движений фундамента. При этом ориентировка и пространственное положение дислокаций отражают форму склона ВВФ, расположенного на удалении, причем происходит это опосредованно, через чехольные комплексы.

На СЗ окончании ВВФ, в районе Оршанской впадины (OB) также можно выделить особенности рельефа, свидетельствующие о проявлении тектонической активности в новейшее время. Например, общее поднятие территории в районе OB происходит на фоне опережающего по амплитуде воздымания расположенных по его сторонам Белорусского и Средне-Русского поднятий, и, таким образом (по отношению к смежным поднятиям) продолжает оставаться областью прогибания. Долина р. Днепр (а реки, как известно, являются чувствительным индикатором тектонических движений [3]) на протяжении более 200 км следует вдоль длинной оси южной части OB. Это является ярким примером реакции русла реки на погребенную под чехлом морфоструктуру поверхности фундамента и указывает на возобновление процессов прогибания на неотектоническом этапе. Использование метода генерализации рельефа позволило выявить и в общих чертах оконтурить форму этого новейшего прогиба, расположенного над OB, который имеет уклон к югу, в сторону Днепрово-Донецкого авлакогена (ДДА) и Приднепровской низменности. В результате можно заключить, что на C3 окраине BBФ в новейшее время проявляются условия относительного растяжения, которое достигает наибольших значений в районе его западного «угла».

В р-не южного обрамления ВВ М.Л. Коппом с соавторами [7] установлена новейшая кинематика разрывов, ограничивающих ДДА с севера. Установлено, что кроме надвиговой составляющей по мезозойским комплексам, они имеют новейшую правосдвиговую компоненту, выражающуюся как непосредственно в бороздах скольжения, так и в общем распределении областей сжатия и растяжения вдоль разрывов.

В районе северо-восточного склона ВВФ, кроме фрагментарно проявленных в новейшем плане структур Пачелмского авлакогена, выделяется также проявляющая свою активность на неотектоническом этапе Калужско-Бельская структурная зона дислокаций, имеющая СЗ простирание и протянувшаяся на расстояние около 500 км [8].

Анализ деформаций в плане позволил выделить вдоль Калужско-Бельской зоны грабеновидные понижения на поверхности фундамента, а также несколько структур, выраженных на поверхности фундамента в форме разделенных разрывными нарушениями мульдообразных структур, которым соответствуют положительные формы рельефа с центробежным характером гидросети. Линейные же участки зоны выражены на дневной поверхности менее явно – местами к ним приурочены сравнительно прямолинейные долины рек, местами, как отмечалось ранее, для них характерна смена характера гидросети в плане [8]. Эти факты свидетельствуют о проявлениях новейшей активности в районе Калужско-Бельской зоны, хотя прямых признаков сдвиговых смещений в новейшее время вдоль зоны не выявлено. Этот вопрос требует дополнительных исследований.

Таким образом, на обрамлении ВВФ наблюдаются ряд морфоструктур: с ЮВ – структур сжатия, а на противоположном конце, с СЗ – растяжения. С ЮВ в новейшее время развиваются обстановки правового сдвига. С СВ таковые не выявлены, но морфоструктуры, которые предположительно могут быть с ним связаны, существуют. Все морфоструктуры могут быть логически объединены в парагенез, связанный с горизонтальной подвижностью ВВФ в новейшее время. Общий характер движений представляется следующим образом: на неотектоническом этапе ВВФ как относительно единое целое двигался в ЮЗ направлении, при этом перед его фронтом образовалась область сжатия, за ним – область растяжения. У его бортов реализуются сдвиговые напряжения, с ЮЗ установленные, с СВ – предполагаемые. Обращает на себя внимание реконструируемый не линейный характер траектории движения ВВФ, связанной с трапециевидной формой новейшей депрессии в р-не ОВ, раскрывающейся к ЮЗ, а также – со сдвигом на ЮЗ границе в р-не ДДА. Подобная траектория объяснима при допущении элемента вращательного движения всего ВВФ. Возможно также, что это связано с вращательными движениями всей ВЕП, морфоструктурные признаки которых прослеживаются в пределах флексуры Полканова [9].

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

Литература

1. Полканов А.А. Геология хогландий-иотния Балтийского щита // Труды лаборатории геологии докембрия. Вып. 6. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1956. 122 с.

2. Иоффе А.И. Метод оценки неоднородности рельефа выделенной области // Исследование Земли из космоса. 2013. № 3. С. 91–94.

3. *Мещеряков Ю.А.* Рельеф и современная геодинамика. Избранные труды. М.: Наука, 1981. 277 с.

4. Горелов С.К. Геоморфология и новейшая тектоника правобережья Нижней Волги. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 139 с.

5. Циганков А.В. Методика изучения неотектоники и морфоструктур Нижнего Поволжья (в связи с нефтегазоносностью). Волгоград: Нижне-Волж. Кн. Изд-во, 1971. 256 с.

6. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.

7. Копп М.Л., Корчемагин В.А., Колесниченко А.А. Альпийские деформации Донбасса: периодичность, характер напряжений и их вероятные источники // Геотектоника. 2010. № 5. С. 41–60.

8. *Петров В.Г.* Особенности строения Калужской структуры // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1969. Т. 44. Вып. 6. С. 36–42.

9. Зыков Д.С. Признаки вращения Восточно-Европейской платформы на поздних этапах ее развития // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2014. Т. 89. Вып. 2. С. 27–37.

Позднедокембрийская палеотектоника запада Среднего Урала

В структурном плане территория расположена в пределах Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория Центрально-Уральского поднятия. О строении её фундамента можно судить только по геофизическим данным. Содержательный анализ результатов грави- и магнитометрии позволил нам сделать вывод о положении Кваркушско-Каменногорской мегазоны на восточной окраине мезоархейской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) Русской плиты на продолжении субширотного Чусовского зеленокаменного пояса [6] в опущеном и тектонически переработанном её блоке.

В палеопротерозое область, по-видимому, находилась в протоплатформенных условиях. Об этом может свидетельствовать состав терригенных пород рифея Волго-Уральской области, который сформировался за счет размыва примитивных архейских субстратов [4].

Субширотные структуры геофизических полей ГЗО фундамента секутся субмеридионально ориентированными геофизическими структурами. С ними пространственно связаны неопротерозойские породы нижней части разреза Кваркушско-Каменногорской мегазоны.

Исследования Ф.А. Курбацкой [3] показали, что породы верхнего рифея описываемой территории образуют цикличный ряд геологических формаций, который отражает существование грабеновой обстановки тектонического режима платформенной активизации. Формируется Кваркушско-Каменногорский грабен как часть Западноуральской рифтовой системы. Его образование мы связываем с закрытием Печоро-Баренцевоморского палеоокеана и формированием Тиманской складчатой системы.

Исследования последних лет несколько изменили представления о стратиграфии региона. Подтвержден позднерифейский возраст клыктанской сланцево-карбонатной свиты мощностью (h) до 650 м, состав которой отражает мелководную трансгрессивную тектоническую обстановку осадконакопления. Вышележащая федотовская свита (h до 1150 м) объединена с кырминской и включает першинскую свиту. Уг-

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия

² АО «Геокарта-Пермь», г. Пермь, Россия

³ Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

листо-серицит-кварцевые сланцы свиты содержат в середней части разреза базальт-риолитовый комплекс. Состав осадков свидетельствует о восстановительных условиях осадконакопления и инундационной тектонической обстановке. В основание следующей усьвинской свиты (h 1180 м) включена терригенная ослянская свита, а вверх – низ разреза вильвенской свиты, ранее относимый к нижнему венду. Наличие более грубообломочных пород в свите даёт основание считать обстановку её образования регрессивной. Завершается разрез рифея вулканогенной щегровицкой свитой в её нижней части (h 820 м) преобладают базальты, андезибазальты и андезиты, иногда с подушечной отдельностью, в верхней 80-метровой толще присутствуют умеренно-щелочные породы: трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахиты, латиты наземного облика. Литологопетрографические особенности пород щегровитской свиты свидетельствуют о переходе территории от регрессивной к эмерсивной обстановке.

В основании вендского разреза осадочных пород залегают танинская и её аналог вильвинская свиты (h до 560 м), которые начинают новый цикл осадконакопления трансгрессивными базальными породами: тиллитовидными конгломератами с прослоями песчаников и алевролитов. Среди обломков присутствуют хромититы сарановского комплекса, чем определяется верхняя граница его возраста. Песчано-глинистый состав вышележащей гаревской свиты (h 520 м) и перекрывающей её койвинской (h 200-250 м) алевролит-аргиллитовой с пелитоморфными известняками и доломитами характеризует продолжение трансгрессии и переход к мелководной лагунной обстановке. Инундационная обстановка наступила в бутонское время, осадки которого представлены углистыми алевроаргиллитами с прослоями песчаников (h 300-400 м). Бассейн, по-видимому, был замкнутым, достаточно глубоководным и характеризовался не только восстановительными условиями, но и повышенными содержаниями фосфора. Завершает разрез нижнего венда керносская свита (h 470 м). Её нижняя наибольшая по мощности часть представлена фосфатоносными песчаниками, а верхняя – карбонатно-вулканогенными породами. Она фиксирует переход от инундационной обстановки к регрессивной и эмерсивной с наземными излияниями. Вулканогенные породы объединены в дворецкий гиаломеланефелинит-трахибазальтовый комплекс. Определения абсолютного возраста Rb-Sr методом по трахиандезитам дали возраст 559 млн лет, а Sm-Nd - 568 млн лет, что отвечает границе нижнего и верхнего венда.

Третий, завершающий, цикл неопротерозоя начинает старопечнинская свита (h 200 м), которая, как и вышележащие свиты, относится к верхнему венду. Она сложена тиллитовидными конгломератами, алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками, которые характеризуют трансгрессивную обстановку. Следующая, перевалокская свита (h 300 м), состоящая из слюдистых алевролитов и аргиллитов с многочисленными остатками органостенных организмов, характеризует более глубоководную инундационную обстановку. По мнению А.В. Маслова и др. [1] осадконакопление в старопечнинское и перевалокское время происходило в условиях подводной илистой равнины.

Чернокаменская свита (h 800–1700 м), представленная чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников, может отражать регрессивную обстановку. Определения по туфовым цирконам абсолютного возраста пород показали 557+37 млн лет [1], что соответствует верхнему венду. Завершает разрез венда усть-сылвицкая свита (h 350 м) песчаников с грубой слоистостью, присутствие которых может указывать на продолжение регрессивной обстановки. Осадконакопление, по мнению А.В. Маслова с коллегами, протекало в условиях продельтового фронта. После этого наступает эмерсивная обстановка, о которой свидетельствует стратиграфический перерыв между вендом и палеозоем.

В выполненном ранее Ф.А. Курбацкой формационном анализе две нижние свиты (стпаропечкинская и перевалокская) относились к спарагмитовой формации, а две верхние (чернокаменская и усть-сылвицкая) к флишоидно-молассоидной, причем две первые характеризовали рифтовую тектоническую обстановку, а две другие – синеклизную. В новейших исследованиях вся толща верхнего венда отнесена к шлировой формации, которую в России предложил выделять В.Е. Хаин [5] как нижнюю морскую молассу. Накопление шлировой формации в позднем венде протекало в дистальных обстановках Мезенского Предтиманского предгорного палеобассейна [1].

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

В позднем рифее инундационной обстановке наибольшего опускания соответствует бимодальный базальт-риолитовый федотовский комплекс. Эмерсивной обстановке конца первого мегацикла отвечает интенсивный андезит-базальтовый магматизм с образованием вначале нормальнощелочных, а в конце умереннощелочных пород (щегровитский трахибазальт-базальтовый комплекс). Формирование сарановского комплекса расслоенных гипербазитов происходило одновременно со щегровицким трахибазальт-базальтовым комплексом в конце рифейского этапа существования бассейна.

В раннем венде вулканические образования приурочены к регрессивной и эмерсивной обстановкам завершения цикла. Образуется дворецко-кусьинская вулкано-плутоническая ассоциация (по С. Суслову), основу которой составляет дворецкий гиаломеланефелинит-трахибазальтовый комплекс. В породах верхнего венда вулканический материал присутствует в виде прослоев туфовой составляющей. В начальной стадии формирования бассейна преобладал коровый риолитовый магматизм, который к концу рифейского мегацикла сменился мантийным базальтоидным, а затем при завершении ранневендского цикла – щелочным с явным глубинным мантийным источником.

Описанные литолого-петрографические ассоциации горных пород отражают тектоническую обстановку внутриконтинентального рифта, подобного современным рифтам Восточно-Африканской системы или палеопротерозойским рифтогенным образованиям Южной Африки [2].

Литература

1. Гражданкин Д.В., Маслов А.В., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.

2. Ибламинов Р.Г. Минерагения (основы минерагеодинамики): учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2015. 322 с.

3. *Курбацкая* Ф.А. К вопросу о методике выделения осадочных формаций Западного Урала и металлогенической оценке их перспективности // Вестник Перм. ун-та. 1997. Вып. 4. Геология. С. 27–30.

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

5. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.

6. Чадаев М.С., Ибламинов Р.Г., Гершанок Л.А., Гершанок В.А., Простолупов. Геологические структуры западного склона Северного и Среднего Урала по данным гравиметрии и магнитометрии // Литосфера. 2011. № 6. С. 134–140.

История развития Овручского палеорифта

Овручский палеорифт – это сложно построенная структура, состоящая из трех впадин – Вильчанской, Белокоровичской и Овручской. Последняя имеет широтное простирание, а две других – субмеридиональное. Овручская впадина простирается в широтном направлении на 110 км. На западе она срезается Центральным разломом, а на востоке постепенно выклинивается. Впадина характеризуется четко выраженным асимметричным строением и резким смещением осевой линии к северу. По данным ГСЗ Овручская впадина приурочена к локальному поднятию раздела Мохо, что характерно для континентальных рифтов.

Белокоровичская впадина имеет удлиненную в север-северо-восточном направлении форму. На юге она замыкается, а на севере срезается Центральным разломом. Впадина имеет несколько ассиметричное строение: ее осевая часть осложнена разломом и смещена к западу.

Вильчанская впадина является восточным замыканием грабена и в современном структурном плане имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму. С юго-востока она ограничена глубинным разломом северо-восточного простирания, а с запада – меридиональным. Центральная часть впадины сечется широтным разломом, разделяющим ее на две части – южную и северную. Южная часть приподнята по отношению к северной.

Заложение палеорифта происходило в пределах шовной зоны, расположенной между тремя разновозрастными образованиями фундамента, сложенными породами кировоградско-житомирского, осницкого и коростенского комплексов. Зона их сочленения относится к долгоживущим структурам, активизирующимся в посткоростенское время в условиях жесткой платформы. Первыми активизировались субмеридиональные разломы, что привело к заложению Вильчанской впадины и появлению очагов кислой магмы. Это послужило началом формирования внутриконтинентальной рифтовой долины. После завершения вильчанского вулканизма активизируется группа субширотных разломов, и общее погружение пород фундамента приводит к возникновению Овручской впадины. Крупные опускания блоков фундамента и наличие локальных растяжений в пределах северной части Овручской впадины служат формированию в ней новых очагов кислой магмы. Постоянные отрицательные движения и дальнейшие растяжения, принявшие пло-

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Украины, Киев, Украина

щадной характер, привели к мощным излияниям базальтовых магм в пределах этих двух впадин.

В результате вулканической деятельности в позднее збраньковское время поднимается вся восточная часть бассейна и опускается западная, что приводит к заложению Белокоровичской впадины, в которой происходит накопление терригенных толщ с хорошо выраженным ритмичным строением, что свидетельствует о частой смене знака тектонических движений. Это предшествовало общему погружению большей части Овручского грабена, что привело к расширению бассейна, медленному опусканию его ложа и накоплению мощной толщи терригенных отложений. На завершающей стадии формирования пород толкачевской свиты происходит медленное воздымание восточной части бассейна и опускание его на западе, где накапливаются осадки озерянской свиты.

В позднеозерянское время в Овручской и Белокоровичской впадинах активизируются субмеридиональные и широтные разломы, способствующие проникновению кислой и основной магм в породы овручской серии. В результате вулканической деятельности и продолжающихся тектонических движений происходит перестройка западной части грабена, выразившаяся в формировании надвигов и сбросов с амплитудой перемещения до 500 м.

Большая проницаемость пород фундамента обуславливает проникновение тепловых потоков из глубинных очагов в залегающие выше осадки и способствует их метаморфизму.

В послеозерянское время наступило затухание вулканической деятельности, а незначительные перемещения отдельных блоков определили современный структурный план Овручского палеорифта.

Результаты исследований U-Pb-изотопного возраста обломочных цирконов из верхневендских– нижнекембрийских отложений Ленинградской области

В дополнение к обычным методам литостратиграфии и биостратиграфии датирование обломочных цирконов из терригенных отложений предоставляет важную информацию для расшифровки истории формирования осадочных бассейнов. В настоящее время примеры изучения и анализа возрастов обломочных цирконов основания венд-кембрийского чехла внутренних районов северо-запада Русской платформы были весьма немногочисленны [1–5] и не охватывали перехода от вендского к кембрийскому интервалу разреза. Данные исследования посвящены реконструкции источников сноса верхневендских–нижнекембрийских отложений Балтийской моноклизы (Ленинградская область) по результатам U-Pb датирования обломочных цирконов.

Верхневендские отложения на изучаемой территории резко несогласно и трансгрессивно залегают на погребенных выступах и массивах фундамента и в основном представлены глинами, алевролитами и песчаниками [6, 7]. Глубина залегания осадочных толщ венда меняется от первых десятков и сотен метров до выхода на дневную поверхность по периферии Балтийского щита.

Верхний отдел вендской системы на данной территории представлен отложениями старорусской свиты редкинского горизонта, василеостровской и воронковской свит котлинского горизонта. Разрез отложений томмотского яруса нижнего кембрия начинается с обломочных пород ломоносовской свиты лонтовасского горизонта, представленных песчаниками, алевролитами и глинами. Переход от воронковской свиты венда к терригеным отложениям ломоносовской свиты нижнего кембрия выражен неотчетливо. Выше по разрезу залегают глинистые отложения сиверской свиты. Доминопольский горизонт антабаского яруса представлен терригенными отложениями люкатинской и тискреской свит.

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

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

³ Техасский университет в Остине (University of Texas at Austin), США

Изучение U-Pb-изотопного возраста обломочных цирконов выполнен нами для пяти проб с разных уровней венд-раннекембрийского разреза. Предварительная пробоподготовка и выделение обломочных цирконов из песчаников старорусской и василеостровской свит венда (образцы Т-36, L-118 и Sosn), а также ломоносовской, люкатиской и тискреской свит нижнего кембрия (образцы 8-10, 8-16, Kih и Sol) проведены в ИГГД РАН по стандартной методике. U-Pb LA-ICP-MS датирование циркона выполнено в Университете шт. Техас (Остин, США) на массспектрометре Thermo Element2 с лазером 193 nm Excimer Laser. Аналитическая погрешность измерения составляла ±2 . Для обломочных цирконов с возрастом более 1000 млн лет за время их кристаллизации в исходной породе принимался возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, а для более молодых – по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U. Построение графиков распределения плотности вероятности возрастов произведено с помощью программы Isoplot 4.0. В соответствии с представлениями [8], учитывались зерна с дискордантностью не более 30%. Распределение U-Pb-изотопных возрастов обломочного циркона во всех образцах показано на рис. 1.

Датирование обломочных цирконов показало, что верхневендские и нижнекембрийские отложения имеют различное распределение обломочных цирконов, что указывает на различные области поступления кластического материала.

Верхневендские отложения характеризуются преобладанием палеопротерозойских цирконов с подчиненным количеством мезопротерозойских зерен и полным отсутствием зерен близких к возрасту седиментации. Проведенные исследования так же выявили некоторые различия в источниках сноса и внутри верхневендских отложений. Так, в пробе ТЗ6 (редкинский горизонт) обломочные цирконы формируют шесть пиков 2069, 1998, 1924, 1896, 1796 и 1576 млн лет, в то время как в пробах из котлинского горизонта (L118, SOSN) отмечены преобладающие пики около 1880, 1830, и 1650 и 1600. Все отмеченные пики в распределении обломочных цирконов из верхневендских отложений хорошо коррелируются с известными возрастами магматических пород, обнажающихся в пределах Балтийкого щита и указывают на поступление обломочного материала преимущественно из этого источника [9]. Отмеченная разница в доминирующих пиках в распределении обломочных цирконов, вероятно, свидетельствует об изменении роли различных областей Балтийского щита в поступление кластики в осадочный бассейн. В образцах из нижнекембрийских отложений отмечается значительное преобладание мезопротерозойских зерен с возрастами 1500-1000 млн лет, появление популяции неопротерозойских зерен, а



Рис. 1. Гистограммы и кривые плотности вероятности распределения U-Pbизотопных возрастов обломочных цирконов из пород верхнего венда – нижнего кембрия Ленинградской области. Цифрами показаны возраста пиков (млн лет), образованных не менее чем тремя зернами

также присутствие раннекембрийских цирконов с возрастами, близкими возрасту седиментации. Раннекембрийский и неопротерозойский магматизм широко проявлен в тимано-печорском регионе [10] и отсутствует на Балтийском щите. Также присутствие значительного количества цирконов с возрастами 1500–1000 млн лет отмечено в вендских и кембрийских отложениях Тимана [11]. Таким образом, вероятным источником обломочного материла для изучаемой территории в раннем кембрии выступала Тиманская окраина Балтики.

Проведенные исследования показали, что на рубеже венда кембрия произошла резкая смена источников сноса кластики и направления поступления обломочного материла на исследуемой территории, для позднего венда основным источником сноса выступал Балтийский щит, а в раннем кембрии Тиманская окраины Балтики.

Исследование выполнено при поддержке грантов РФФИ № 14-05-00415 и № 15-35-20591.

Литература

1. *Isozaki Y., Põldvere A., Bauert H. et al.* Provenance shift in Cambrian mid-Baltica: detrital zircon chronology of Ediacaran–Cambrian sandstones in Estonia // Estonian J. Earth Sci. 2014. Vol. 63. № 4. P. 251-256.

2. *Mens K., Pirrus E.* Cambrian // Geology and mineral resources of Estonia / Raukas A., Teedum A. (eds). Tallinn: Estonian Academy Publishers, 1997. P. 39-51.

3. *Miller E.L., Kuznetsov N., Soboleva A. et al.* Baltica in the Cordillera? // Geology. 2011. Vol. 39. P. 791–794.

4. *Põldvere A., Isozaki Y., Bauert H. et al.* Detrital zircon ages of Cambrian and Devonian sandstones from Estonia, central Baltica: a possible link to Avalonia during the Late Neoproterozoic // GFF. 2014. Vol. 136. № 1. P. 214–217.

5. Конса М. Типоморфные особенности циркона пород кристаллического фундамента Эстонии // Изв. АН Эст. ССР. Геология. 1987. Т. 36. № 3. С. 97-102.

6. Селиванова В.А. Основные черты геологического строения // Геология СССР. Т. 1. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. М.: Недра, 1971. С. 127-173.

7. Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1997. 156 с.

8. *Gehrels G*. Detrital zircon U-Pb geochronology: current methods and new opportunities 47 // Tectonics of sedimentary basins: recent advances / Busby C., Azor A. (eds.). Blackwell Publishing Ltd., 2012. P. 47–62.

9. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

10. *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 Res. 2010. Vol. 17. P. 583–601.

11. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Уточнение времени формирования коллизионного огогена Протоуралид-Тиманид: 540–510 млн лет // Текто-

ника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы совещания. Т. І. М.: ГЕОС, 2014. С. 219–224.

В.Л. Ильченко¹

Геоморфологические особенности рельефа и глубинное строение земной коры (Печенга-Лицевский рудный район, Мурманская область)

Лицевский район (рис. 1) выбран как полигон для исследований, поскольку здесь обнаружено много урановых рудопроявлений [1–3]; он граничит с Печенгским рудным районом и, видимо, эти районы можно объединить [2]. Площади рудоносных провинций контролируют тектонические структуры (вулканические кальдеры, гранито-гнейсовые купола и др.), преимущественно, кольцевой формы [4].

Современные геолого-поисковые методы позволяют пренебрегать геоморфологией. Но запасы месторождений «на поверхности» быстро сокращаются, вынуждая к освоению источников сырья на большой глубине. Такие поиски ведутся геофизическими методами с выявлением сейсмических границ и аномалий в физических полях. Природе сейсмических границ в земной коре посвящено много работ, однако в этом вопросе нет определённой ясности [5]. Хотя результаты этих работ неоднозначны, их используют в математических моделях, решая проблему неоднозначности вводом ограничений, среди которых главное значение имеет механизм формирования моделируемого объекта. Астроблема маркирует в земной коре зону дробления пород конической формы – «пробой», чья глубина обычно близка к радиусу кольца [6].

Кольцевые структуры имеют разное происхождение: провалы, вулканические кальдеры и др. – эндогенные, ударные кратеры (астроблемы) – экзогенные, поэтому ударную природу принято подтверждать наличием в породе минералов – «стресс-индикаторов» (кварц-коэсит и др.), которые нестабильны вне стрессовых условий и обнаруживаются редко. В результате анализа условий в месте падения метеорита [7] получены выводы об ударной закалке пород в составе кольцевых структур

¹ Геологический институт Кольского НЦ (ГИ КНЦ) РАН, Апатиты, Россия



Рис. 1. Карта Печенга-Лицевского рудного района, по [9], с нанесением сейсмопрофилей (ГСЗ, МОВЗ) и дешифрированием кольцевых структур в рельефе

и о том, что избирательная эрозия поверхности образует на месте «закалённого» породного кольца линеамент, проявленный в положительных формах рельефа. Породы кольцевых границ эндогенной природы (купола и др.) изобилуют трещинами отрыва, снижающими их эрозионную стойкость с развитием лишь отрицательных форм рельефа и, значит, подтверждать импактную природу кольцевого объекта с положительной формой рельефа присутствием минералов – «стресс-индикаторов» совсем необязательно [7].

Предыдущими исследованиями физических свойств образцов горных пород земной поверхности Печенгского района [8] установлено: упругая анизотропия образца и высота его отбора (над уровнем моря) связывает обратная зависимость: чем выше точка отбора, тем меньше показатель анизотропии.

При дальнейшем рассмотрении установлено, что слабоанизотропные образцы были отобраны из кольцевых структур, образующих положительные формы рельефа, в то время как понижения «внутри» колец слагают породы с высоким показателем анизотропии, при несущественных изменениях структуры (следствие палеонапряжений для всех пород). Печенга-Лицевский рудный район всесторонне изучен посредством сверхглубокого бурения (Кольская сверхглубокая скважина – СГ-3) и сейсмологическими методами – с построением глубинных разрезов в параметрах обменоспособности среды [9]; на разрезах хорошо видна горизонтальная тектоническая расслоенность и множество наклонных границ (рис. 2). Совокупность наклонных границ на профилях образует систему, которая вполне могла возникнуть в результате метеоритных бомбардировок (коническая форма «пробоев» земной коры, рис. 2).

Сравнение с результатом геоморфологического дешифрирования (рис. 1) показало множество совпадений границ кольцевых структур в «выходами» на поверхность границ «конусов дробления» (рис. 2); эти границы маркируют тектонические несогласия в земной коре, к которым часто приурочены рудные месторождения.

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

Литература

1. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. №5. С. 403-416.

2. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 1996. №1. С. 103-109.

3. Афанасьева Е.Н., Михайлов В.А., Былинская Л.В., Липнер А.А., Серов Л.В. Ураноносность Кольского полуострова. Информационный сборник «Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов». М.: ВИМС, 2009. Вып. 153. С. 18-26.

4. Прогнозирование и комплексное изучение рудных районов, перспективных на выявление урановых месторождений типа несогласия (методическое руководство). М.: Геокарт, ГЕОС, 2006. 201 с.

5. Берзин Р.Г., Павленкова Н.И. Сопоставление данных методов отражённых и преломлённых волн по профилю Кемь-Ухта / Отв. ред. Н.В. Шаров // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь – Калевала. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. С. 64-77.



Рис. 2. Глубинные сейсмологические разрезы в параметрах обменоспособности среды по профилям: а) Приречный-Борисоглебск, б) Приречный-Печенга-Лиинахамари, в) Никель-Печенга-Титовка-Рыбачий: *1* – станции наблюдения и их номера; *2* – относительная интенсивность обменных волн, в %, по [9]; штриховые линии – границы предполагаемых импактных «пробоев» земной коры

6. Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, Б.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.

7. Ильченко В.Л. Геотектоника и космический фактор в эволюции земной коры // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Мат. XLVII Тектонического совещ. В 2-х т. Т. 1. М.: ГЕОС, 2015. С. 176-180.

8. Ильченко В.Л. О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 1. С. 73-79.

9. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Под ред. Н.В. Шарова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Л.П. Имаева¹, <u>В.С. Имаев</u>¹, Б.М. Козьмин²

Структурно-динамический анализ сейсмогенерирующих структур сейсмотектонической зоны Черского

Комплексные геолого-геофизические и сейсмологические исследования выявили на территории северо-востока Азии протяженный Арктико-Азиатский (ААСП) сейсмический пояс [1–3], геодинамические процессы в котором являются индикаторами сейсмотектонических деформационных преобразований земной коры в зонах контактного взаимодействия Североамериканской и Евразийской литосферных плит. По особенностям структурных парагенезисов активных разломов, связанных с определенным типом напряженного состояния земной коры [1, 4, 5], строению геофизических полей [6, 7], а также общему морфотектоническому плану [2, 8] и динамике главных сейсмогенерирующих структур [8, 9] в системе мезозоид сейсмотектонической зоны Черского выделяются Яно-Индигирский и Индигиро-Колымский (Охотский) региональные сегменты, расположение которых нанесено на рис. 1.

Выявленная структурная организация главных сейсмогенерирующих зон и динамика очаговых областей сильных землетрясений Яно-Инди-

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов, г. Якутск, Россия



Рис. 1. Схема эпицентров землетрясений и механизмов очагов сильных сейсмических событий сейсмотектонической зоны Черского (континентальная часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса). Составлена по материалам ГФ РАН и СО РАН.

Условные обозначения к рис. 1:

1, 2 – активные разломы: 1 – сдвиги, 2 – надвиги и взбросы; 3 – механизм очагов сильных землетрясений с указанием их даты и магнитуды, белым цветом обозначены области разряжения, темным – области сжатия; 4 – направление движения литосферных плит и блоков; 5 – вулкан Балаган-Тас; 6 – полюс вращения плит. В кружках цифрами обозначены составляющие сегменты сейсмотектонической зоны Черского: 1 – Яно-Индигирский; 2 – Индигиро-Колымский

гирского и Индигиро-Колымского (Охотского) сегментов позволяют представить региональную структурно-динамическую модель сейсмотектонической зоны Черского. Активные тектонические структуры развиваются здесь в обстановке транспрессии (сжатия со сдвигом), обусловленной взаимодействием сближающихся Евразийской и Североамериканской литосферных плит, движущихся друг к другу с разными скоростям [2, 10, 11]. Результатом северо-восточного давления на Евразийскую плиту со стороны Североамериканской плиты стало формирование перед фронтальной частью Колымо-Омолонского блока (индентора) расходящихся северо-западных левых и юго-восточных правых сдвигов, способствующих появлению на своих окончаниях поперечных взбросов и надвигов (рис. 1).

Указанные особенности современной геодинамики сейсмотектонической зоны Черского отражаются в структуре эпицентральных полей местных землетрясений. На участке наибольшего горизонтального сжатия со стороны Колымо-Омолонского индентора-супертеррейна наблюдается максимум сейсмических проявлений в виде Андрей-Тасского сгущения эпицентров землетрясений. Такие же скопления подземных толчков фиксируются по обе стороны от Андрей-Тасского максимума на периферии зоны Черского на участках выжимания горных масс к северу (максимум хр. Полоусного) и юго-востоку (Верхненерский максимум). При этом наибольшим сейсмическим потенциалом будет обладать зона блока Андрей-Тас, куда направлены основные тектонические «усилия» со стороны Колымо-Омолонского супертеррейна, расположенного во фронтальной части Североамериканской плиты. Его генеральное северо-восточное направление (азимут 50-85°) совпадает с ориентацией большой оси эллипсов-изосейст, которые были установлены по данным наблюдений макросейсмических эффектов на земной поверхности при Уяндинском, Андрей-Тасском и Илин-Тасском землетрясениях [1].

Следует отметить, что закономерное развитие разломов противоположной кинематики, расходящихся в разные стороны от индентора (одновременное развитие правых и левых сдвигов), типично для многих коллизионных зон и было детально изучено на структурах, возникающих при деформации горизонтального (латерального) выжимания в Альпийско-Гималайском поясе [12–14]. При этом отмечалось, что 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. Не исключено, что утонение земной коры, установленное под всей системой хребтов Черского, западнее местоположения системы Момо-Селенняхских впадин [6, 7], своим происхождением обязано процессам растяжения, происходящим в результате вертикального выжимания вещества и дальнейшего перемещения отдельных пластин (блоков) в противоположном направлении друг от друга.

Подобная динамическая ситуация наблюдается в Яно-Индигирском сегменте сейсмотектонической зоны Черского на участке между реками Яна и Индигирка. Недостаток пространства в районе среднего течения р. Индигирки подчеркивается сужением разрывных структур в этом месте, а к северу и югу от шейки, разломы расходятся с заметным расширением деформируемого пространства. Отдельные пластины выдвинуты в направлении хр. Полоусный и кряжа Кулар на север и северозапад, а их взаимоотношение со структурами субширотной ориентации хр. Полоусного выражается разнонаправленным типом смещения по ограничениям блоков (правые и левые сдвиги) и указывает на тенденцию выдавливания материала.

Под воздействием сжимающих усилий континентальная часть Охотоморской плиты выталкивается к востоку и юго-востоку, способствуя конвергенции Североамериканской и Евразийской плит с развитием левосторонних движений по разломам в северо-западном сегменте зоны Черского и заливе Шелехова Охотского моря, а также правосторонних перемещений в бассейнах рек Кетанда, Ульбея и Охота в Северном Приохотье и на о. Сахалин [7]. Полученные результаты детальных сейсмотектонических исследований и структурно-динамические модели главных сейсмогенерирующих зон ААСП могут являться базовой основой для проведения общего сейсмического районирования, палеогеодинамических реконструкций и поиска полезных ископаемых.

Данное научное исследование выполнено при поддержке гранта РНФ 15-17-20000.

Литература

1. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Динамика очаговых зон сильных землетрясений северо-восточного фланга Момо-Селенняхских впадин // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 113–119.

2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 226 с.

3. Mackey K., Fujita K., Hartse H.E. et al. Seismicity of Eastern Russia 1960–2007: map, 2007. LAUR-04-1381.

4. *Гусев Г.С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: Наука, 1979. 207 с.

5. Парфенов Л.М. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука», 2001. С. 199–254.

6. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой области // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 32–35.

7. 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 tectonics of Northeastern Russia: a tribute to Leonid Parfenov. 2009. Stephan Mueller Spec. Publ. 2009. Ser. 4. P. 117–145.

8. Имаев В.С., Имаева Л.П., Маккей К.Г. и др. Геодинамика отдельных сегментов литосферных плит на северо-востоке Азии // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 1. С. 5–17.

9. Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Имаев В.С. Сейсмотектоника северовосточного сегмента зоны Черского // Отечественная геология. 2009. № 5. С. 56–62.

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

11. Козьмин Б.М., Имаев В.С., Имаева Л.П. Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. С. 33–67.

12. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.

13. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С. Внутриплитные структурно-кинематические парагенезы – индикаторы латеральных потоков в литосфере подвижных поясов и платформ // Геодинамическая эволюция литосферы центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск, 2009. С. 170–173.

14. *Трифонов В.Г. и др.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 225 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 541).

Петромагнитные маркеры вулканических событий в четвертичных отложениях Байкальской рифтовой зоны

Восстановление последовательности вулканических событий в зонах новейшего рифтогенеза является одной из фундаментальных проблем современной геологии. В Байкальской рифтовой зоне такая последовательность достаточно хорошо реконструирована для миоцен-плиоценового интервала на основании данных абсолютного датирования [1], тогда как для более поздних этапов - поздненеоплейстоценого (предголоценового по [2]) и голоценового – реконструировать такую последовательность проблематично из-за отсутствия высокоточных методов датирования молодых вулканических. Альтернативой является изучение осадочных отложений, фиксирующих и сохраняющих информацию о вулканических событиях и охарактеризованных геохронометрически. В данной работе реализован новый подход для оценки возраста и восстановления последовательности событий неоплейстоцен-голоценового вулканического этапа на основе петромагнитных исследований субаэральных и озерных отложений. Надежными индикаторами вулканических событий в осадках являются слои тефры, которые содержат большое количество мелких ферромагнитных частиц [3], что обуславливает существенные изменения в составе, концентрации и размере зерен магнитной фракции осадков, отличающие их от вмещающих отложений, не содержащих вулканического материала. Объектами исследований послужили субаэральные отложения разреза Белый Яр в Тункинской котловине, и донные осадки озера Тухурен-Нур в Жом-Болокском вулканическом районе Восточного Саяна. Петромагнитные измерения выполнены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН на коэрцитивном спектрометре J-meter.

Разрез Белый Яр, мощностью ~ 27 м, представляет собой наиболее полную последовательность субаэральных отложений Тункинской котловины для последних 40 000 лет, датированную радиоуглеродным ме-

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

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

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

⁴ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), Москва, Россия

тодом [4]. На фоне регулярных изменений петромагнитных параметров, отражающих строение разреза, в интервалах глубин 410–730 см и 910–1400 см наблюдаются существенные изменения структурночувствительных магнитных характеристик: заметно увеличивается остаточная намагниченность насыщения (Jrs) и коэрцитивная сила (Bc), уменьшается эффективный размер магнитного зерна (kfer/Jrs). Термомагнитный анализ показал, что единственным магнитным минералом в осадках является магнетит (Tc=580 C°), кривые k(T) идентичны во всем разрезе.

Оценка доменного состояния частиц по [5] показала, что в аномальных интервалах частицы с 3.1<Bcr/Bc<4.5 находятся в псевдооднодоменном (ПСД) состоянии (содержат от 5 до 25 % однодоменных частиц), вне этих интервалов осадки содержат только многодоменные (МД) частицы. Размер ПСД частиц, определенный по методике из [6], составляет 6–12 мкм, а размер МД частиц 16–120 мкм.

Анализ корреляционных связей между магнитными и гранулометрическими параметрами отдельно для горизонтов с МД и ПСД зернами показал, что такая корреляция для МД частиц прямая, а для ПСД – обратная. Это указывает на то, что присутствие ПСД частиц не связано с эоловым процессом, а обусловлено выпадением пеплового материала. На основе такого предположения в разрезе Белый Яр выделяются два крупных вулканических события, осложненных серией более мелких. В соответствии с радиоуглеродными датами [4] возраст этого вулканического этапа в Тункинской котловине находится пределах 26250– 12405 лет.

Оз. Тухурен-Нур расположено в долине р. Жом-Болок, районе крупнейшего проявления голоценовых извержений в Центральной Азии [7]. В центре озера на глубине 8 м был отобран керн длинной 98 см, представленный озерными илами, подстилаемыми с глубины 83.5 см ледниковыми глинами. Возраст ледниковых отложений на глубине 98 см составляет 13209±113 калиброванных лет [8].

Вариации магнитных характеристик в верхней части разреза озерных илов незначительны, тогда как в нижней части разреза (интервал глубин 60–82 см) они резко меняются: возрастает величина концентрационно-чувствительных параметров (рост величин k и Js в 2–3 раза) и количество суперпарамагнитных частиц, резко изменяются и структурно-чувствительные параметры (возрастают значения Jrs, Bc и Bcr), уменьшается эффективный размер магнитного зерна kfer/Jrs и параметр доменного состояния Bcr/Bc. По данным термомагнитного анализа основным магнитным минералом в озерных осадках является магнетит (Tc=580 C°) в ассоциации с пиритом.

Оценка доменного состояния частиц по [5] показала, что в аномальных интервалах частицы с 1.7<Всг/Вс<2.0 находятся на границе однодоменного (ОД) и ПСД состояний (содержат от 60 до 70 % ОД частиц), вне этих интервалов разброс значений Всг/Вс существенно выше (2.1– 4.4), что соответствует ПСД и МД состояниям (содержат от 5 до 50 % ОД частиц). Размер частиц в осадках из аномального интервала (пограничного ОД/ПСД состояния) 1–3 мкм, а размер частиц вне этого интервала варьирует в широких пределах – от 5 до 128 мкм. Учитывая литологическую однородность осадка и неизменный состав магнитной фракции, резкое увеличение количества мелких (граница ОД/ПСД) частиц в осадке, по всей вероятности, свидетельствует об их поступлении извне, как продуктов вулканической деятельности. В таком случае донные осадки озера Тухурен-Нур в интервале глубин 60–82 см зафиксировали вулканическое событие с возрастом 12000–13000 лет.

Таким образом, поступление мелкозернистого (граница ОД/ПСД) ферримагнитного материала является основным механизмом изменения петромагнитных свойств в осадочных толщах в результате вулканической деятельности и, следовательно, может служит независимым маркером вулканических событий. Различие в проявлении этого маркера в эоловых и озерных отложениях определяется исходным составом пород (концентрацией и размерами ферримагнитных зерен в подстилающих и перекрывающих осадках). Для субаэральных грубозернистых отложений, содержащих исключительно МД зерна, поступление вулканического мелкозернистого магнитного материала приведет к смещению среднего доменного состояния ансамбля зерен в ПСД область, для илистых донных осадков, содержащих ПСД частицы, к смещению в пограничную ОД/ПСД область. Вулканические события, выявленные в осадках Тункинской котловины и Жом-Болокского вулканического района хронологически близки, что позволяет предполагать единый этап вулканической активизации в Байкальской рифтовой зоне на границе неоплейстоцена-голоцена.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 15-05-01811,15-35-20293.

Литература

1. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО «Наука». Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.

2. Логачев Н.А. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины // Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР, Улан-Удэ, 1954. Вып. 1. С. 139-145.

3. Roberts A.P., Chang L., Heslop D., Florindo F., Larrasoaña J.C. Searching for single domain magnetite in the "pseudo-single-domain" sedimentary haystack: implications of biogenic magnetite preservation for sediment magnetism and relative paleointensity determinations// J. Geophys Res. 2012. Vol. 117. B08104, doi:10.1029/2012JB009412.

4. Щетников А.А., Клементьев А.М., Филинов И.А., Семеней Е.Ю. Крупные млекопитающие опорных разрезов верхнего неоплейстоцена Тункинской рифтовой долины, юго-западное Прибайкалье // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2015. Т. 23, № 2. С. 104-128.

5. *Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. N B3. P. EPM 5-1–EPM 5-15.

6. *Thompson R., Oldfield F.* Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.

7. Ярмолюк В.В., Никофоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок // Вулканология и сейсмология. 2003. №5. С. 41-59.

8. Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В. Озерный морфолитогенез в "Долине вулканов " (Жомболокское лавовое поле, Восточный Саян) // География и природные ресурсы. 2016 (в печати).

<u>М.А. Калинин¹</u>, А.В. Прокопьев², В.Б. Ершова¹, Д.А. Васильев²

Тектоническая эволюция северо-западной части острова Котельный

Архипелаг Новосибирские острова располагается в восточной части м. Лаптевых и является важным геологическим элементом для расшифровки тектонической истории востока Арктики и понимания того, как основные геологические структуры северо-востока Азии выражены на шельфе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Восточная часть Арк-

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

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

тического шельфа Евразии привлекает все большее внимание ученых в разных областях наук о Земле. Усилия геологов и геофизиков направлены на решение научных и прикладных задач. Научное направление реализуется в международном проекте Тектоническая Карта Арктики масштаба 1:5000000. Из прикладных задач важнейшей является создание тектонической основы для оценки углеводородного потенциала акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

В основу представленного исследования положены детальные полевые структурные исследования. В составе экспедиции СПбГУ и ИГАБМ СО РАН летом 2014 г. в течение двух месяцев были изучены выходы палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений северозападной части о-ва Котельный в пределах двух участков: район мыса Домашний и о. Таас-Арыы. В результате обработки замеров элементов залеганий горных пород, малых структурных форм и разрывных нарушений установлены особенности тектонического строения региона.

На основании полевых наблюдений, структурного и кинематического анализов было уточнено строение северо-западной части о. Котельный, а также, с привлечением изотопных данных, предпринята попытка определить последовательность образования обнаруженных структур и выяснить их геодинамическую природу. Нами выделено 3 главных этапа, которые можно связать с двумя геодинамическими событиями, известными в исследуемом регионе – с коллизией Новосибирского блока с северной окраиной Сибири и с раскрытием Евразийского бассейна [1, 3 и др.], а также с одним менее изученным событием, следы которого, по всей видимости, были обнаружены в ходе проведенных полевых работ – Элесмирской складчатости, выделяемой на основании найденного углового несогласия между отложениями верхнего и среднего девона [4, 5].

Коллизионный этап характеризуется широким развитием хрупкопластических деформаций, представленных складками разных порядков северо-западного простирания, и разрывными нарушениями. Доминируют цилиндрические, концентрические складки. Углы падения крыльев меняются от 5° до 80°. Шарниры складок в изучаемой части острова субгоризонтальные (1–5°) или полого погружаются по азимуту 120– 130°. Разрывные нарушения представлены в основном взбросами и, в меньшей степени, левосторонними сдвигами и взбросо-сдвигами. Взбросы характеризуются тем же северо-западным простиранием, что и складки, и углами падения преимущественно от 35° до 55°. Левосторонние сдвиги простираются на участке мыс Домашний в меридиональном и широтном направлениях, а на участке Тас-Арыы – в восток-северовосточном. Все структуры данного этапа формировались в условиях сжатия северо-восток – юго-западной ориентировки в процессе раннемеловой коллизии Новосибирского блока и Сибири, начавшейся после закрытия Южно-Анюйского океана.

Третий этап (постколлизионный) представлен хрупкими деформациями, которые кинематически представлены в основном сбросами и правосторонними сдвигами. Среди сбросов, по их ориентировке, выделяются три основных направления: север-северо-западное (325–350°) (участок мыс Домашний), восток-северо-восточная (45–80°) и востокюго-восточное (95–130°) (участок Тас-Арыы). Правосторонние сдвиги характеризуются преимущественно меридиональным простиранием на участке мыс Домашний и восток-северо-восточным на участке Тас-Арыы. Формирование структур данного этапа происходило в условиях растяжения. Ось растяжения ориентирована в северо-восток – югозападном направлении. Вероятно, эти деформации были вызваны рифтогенными событиями, а именно раскрытием Евразийского бассейна, начавшимся в позднем мелу – палеогене, продолжающимися до сих пор к северо-западу от о. Котельный [1].

В дополнение к структурным методам исследования было проведено уран-торий-гелиевое датирование цирконов из двух образцов, отобранных с юго-западной и центральной части острова с целью оценить величину подъема и размыва на исследуемой территории. На основе выполненных термохронологических исследований, можно сделать вывод, что в раннемеловое время породы, слагающие о. Котельный, прошли изограду 160–200°С на глубине около 4.5–5 км и в последствие были выведены на дневную поверхность и эродированы [5, 6]. Учитывая тот факт, что континентальные отложения апта в центре острова Котельный с угловым несогласием перекрывают подстилающие разновозрастные толщи [2], можно утверждать, что тектонические структуры о. Котельный являются частью крупного орогена, сформировавшегося в меловое время и подвергшегося эрозии и денудации во второй половине мела – кайнозое.

Литература

1. Драчев С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43-58.

2. Кузьмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б. Апт-альбские угленосные отложения на о. Котельный (Новосибирские острова): новые данные о строении разреза и игнимбритовом вулканизме // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 5. С. 69-94.

3. 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.
4. Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Васильев Д.А., Худолей А.К., Калинин М.А. Тектонические деформации западной части о. Котельный (Новосибирские острова) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Мат-лы XLVII Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 62–65.

5. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O.A., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Stockli D.F. Mesozoic-Cenozoic Tectonic History of New Siberian Islands // 7th International Conference on Arctic Margins ICAM 2015. 2-5 June, 2015. Trondheim, Norway. P. 120.

6. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O.A., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Stockli D.F. Tectonics of New Siberia Islands: structural styles and Zircon U-Th/He ages // Abstract volume of 3P Arctic. 29 September – 2 October, 2015. Stavanger, Norway. P. 74–75.

Е.А. Караковский^{1,2}, Е.Ф. Летникова^{1,2}, С.И. Школьник³, А.И. Прошенкин¹

Тестирование модели сонахождения Тувино-Монгольского и Таримского континентальных блоков в неопротерозое

В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются древние континентальные блоки, одним из которых является Тувино-Монгольский микроконтинент. В настоящее время значительная часть изотопных данных для пород этого блока получена по магматическим образованиям [1–5]. В составе его фундамента выделяют раннедокембрийские кристаллические образования Гарганской глыбы [1] и ее мезопротерозойского карбонатного чехла. В неопротерозое формируется ее активная континентальная окраина – вулканиты сархойской и дархатской серий [2] и осадочно-вулканогенная флишоидная окинская серия [3]. С этим этапом связаны проявления гранитоидного магматизма Сумсунурского комплекса [3]. В позднем докембрии в результате коллизионных событий причленилась Шишхидская островная дуга и были обдуцированы офиолиты Дунжугурского комплекса [4]. В венде-кембрии в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента в обстановках

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

шельфа при пассивном тектоническом режиме шло накопление преимущественно карбонатных отложений [5]. К середине кембрия этот континентальный блок перестанет быть самостоятельной тектонической единицей и в результате коллизионных процессов войдет в состав Сибирской платформы.

Используя отдельные фрагменты докембрийской истории Тувино-Монгольского микроконтинента ранее были сделаны выводы о принадлежности этого блока к активной континентальной окраине Сибирской платформы [2] или вхождении в гондванскую группу континентальных блоков [6]. В рамках решения этого вопроса нами было проведено изучение неопротерозойских отложений этого микроконтинента и решающим доводом об отсутствии связи с осадочными бассейнами Сибирской платформы стали результаты исследования U-Pb датирования цирконов из терригенных отложений нижней части венд-кембрийского его чехла – тиллитов в основании хубсугульской серии и песчаников мурэнской и верхнешумакской свит, и гнейсов фундамента Гарганской глыбы. Эти данные позволили провести тестирование модели сонахождения Тувино-Монгольского микроконтинента с другими блоками в неопротерозое.

Датирование цирконов из пробы гнейсов Гарганской глыбы (верховья р. Гарган-Иркутный) подтвердило данные В.П. Ковача [1] о возрасте её кристаллических образований, составляющего 2.66 млрд лет. Отдавая себе отчет в том, что при отборе проб на датирование цирконов из метаморфических пород высока вероятность изучения только метаморфизованных магматических пород. Это позволит установить лишь единичные магматические события и возраст последующего гранулитового метаморфизма. Поэтому нами была взята проба современного песка в самом верхнем течении р. Гарган-Иркутный (высота 3000 м над уровнем моря), где в одну реку собирается несколько ручейков, вытекающих из цирков, полностью сложенных породами только Гарганской глыбы. Это было сделано для получения более представительной информации о возрасте слагающих ее пород. Наши надежды оправдались и мы получили в двух пробах – гнейс из фундамента и современный речной песок, узкий диапазон возраста цирконов от 2.76 до 2.66 млрд лет. Наиболее древние цирконы имеют хорошо выраженную осцилляторную зональность, указывающую на их магматическую природу, и при этом все зерна имеют метаморфическую кайму, т.е. впоследствии они претерпели воздействие высокоградного метаморфизма. Популяция цирконов в интервале возрастов между этими двумя значениями имеет осцилляторную или неясную пятнистую структуры и всегда метаморфическую кайму и образуют возрастной интервал 2.7-2.72 млрд лет. Цирконы с возрастом 2.66-2.69 млрд лет, как правило, не имеют метаморфической каймы и отражают этап гранулитового метаморфизма. Следует акцентировать внимание, что цирконов в возрастном диапазоне 1.76–1.85 млрд лет, типичных для пород Сибирской платформы, в кристаллических образованиях Гарганской глыбы нет.

U-Pb датирование детритовых цирконов из песчаного матрикса тиллитового горизонта в основании хубсугульской серии (юг озера Хубсугул, Северная Монголия) показало, что самая молодая популяция цирконов имеет возраст 697 млн лет, а данные Sr-хемостратиграфии перекрывающих карбонатных отложений позволили ограничить время накопления тиллитов с 697 до 600 млн лет и определить период оледенения – Марино. На основе гистограмм распределения возрастов детритовых цирконов из тиллитов выделены основные интервалы проявления тектоно-магматической активности на данной территории - 730-750, 780-840, 890-930, 980-1120, 2000-2400, 2550-2700 млн лет. Четко выделяются два основных пика тектоно-магматической активности в неопротерозое – 825 млн лет и 738 млн лет. Изобилие цирконов с возрастом от 980 до 730 млн лет указывает на длительное развитие этого континентального блока в неопротерозое. При этом источников поступления цирконов с возрастами 2.0-2.4 млрд лет в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента на данный момент не выявлено. Детритовые цирконы из матрикса тиллитов основания хубсугульской серии подобны цирконам из вендских песчаников верхнешумакской свиты (Тункинские гольцы, Россия) [7] и отражают состав питающих провинций Тувино-Монгольского микроконтинента. Примечательно и то, что во всех пробах отсутствовали цирконы с возрастом около 1.8 млрд лет, столь характерного для всех отложений Сибирской платформы.

U-Pb датирование детритовых цирконов песчаников из базальных горизонтов мурэнской свиты (верховья реки Мурэн, Северная Монголия) показало, что основными источниками сноса для отложений этой свиты являлись породы с возрастом 750–800 млн лет при минимальном вкладе палеопротерозойских источников (два зерна: 2.35 и 2.4 млрд лет). Учитывая то, что отложения мурэнской свиты залегают на вулканомиктовых образованиях дархатской серии, неопротерозойский возрастной интервал цирконов отражает размыв локальных выходов пород активной континентальной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента. Таким образом, обобщая полученные данные по датированию цирконов из различных комплексов Тувино-Монгольского микроконтинента в его истории четко выделяются несколько периодов тектономагматической активности – неоархейский (фундамент Гарганской глыбы), палеопротерозойский до 2.0 млрд лет (неустановленные источники сноса) и неопротерозойский (сархойская, дархатская, окинская се-

рии, Сумсунурский комплекс гранитов). Пород мезопротерозоя и палеопротерозоя моложе 2.0 млрд лет среди источников сноса нет.

Сопоставление вендских терригенных отложений (мурэнская и верхнешумакская свиты, тиллиты хубсугульской серии) с песчаниками типовых разрезов вендского шельфа (оселковая и байкальская серии) и тиллитами оледенения Марино (большепатомская свита) Сибирской платформы однозначно указали на отсутствие связи с питающими провинциями Сибирской платформы. В породах фундамента и отложениях Тувино-Монгольского микроконтинента отсутствуют цирконы с возрастами около 1.8 млрд лет, столь характерные для пород Сибирской платформы, но при этом для них характерны интервалы тектономагматической активности, не проявленные для кристаллических комплексов южной окраины Сибирской платформы.

На основе данных о возрасте детритовых цирконов вендских отложений Тувино-Монгольского микроконтинента нами были протестированы модели сонахождения микроконтинента в контакте с другими тектоническими блоками. Исключение континентальных блоков с проявлением тектоно-магматической активности в мезопротерозое и позднем палеопротерозое (до 2.0 млрд лет) позволило рассматривать вхождение Тувино-Монгольского в состав северной части Таримского блока. Сопоставление истории геологического развития этих двух блоков имеет много общих тектоно-магматических и осадочных событий. Согласно многочисленным публикациям, благодаря U-Pb датированию цирконов, полученных из ранне- и позднедокембрийских серий Таримского массива формации Куругтаг, в фундаменте Таримского блока выделяют кристаллические образования с возрастом 2.5-2.6 млрд лет, граниты с возрастом 790 млн лет, основный пик тектоно-магматической активности приходится на рубеж 700-900 млн лет. В интервале 740-700 млн лет в пределах окраины Тарима протекают субдукционные процессы. При этом совпадают этапы проявления неоархейского метаморфизма и отсутствие тектоно-магматической активности на рубеже 1.8 млрд лет. Проведённый анализ истории геологического развития севера Таримской платформы и Тувино-Монгольского микроконтинента показал их аналогичную историю в неопротерозое до 700 млн лет. А общим этапом в геологическом развитии для этих двух континентальных блоков было их совместное вхождение в неопротерозое в составе суперконтинента Родиния, где в его краевых частях в субдукционных обстановках происходил рост континентальной коры.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты13-05-12025-офи_м, 15-35-20516 мол_а_вед).

Литература

1. Kovach V.P., Matukov D.I., Berezhnaya N.G. et al. Shrimp zircon age of the Gargan block tonalites – fi nd Early Precambrian basement of the Tuvino-Mongolian microcontinent, Central Asia mobile belt // 32nd Int. Geol. Congr. 2004. Vol. 1. P. 1263.

2. 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.

3. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ2000, 2004. 192 с.

4. *Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. et al.* // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 199. P. 311–325.

5. Вишневская И.А., Летникова Е.Ф. Хемостратиграфия венд-кембрийских карбонатных отложений осадочного чехла Тувино-Монгольского микроконтинента // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 741-763.

6. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59.

7. Школьник С.И., Летникова Е.Ф. и др. U-Pb датирование методом LA ICP MS детритовых цирконов из метатерригенных отложений венд-кембрийского чехла Тувино-Монгольского микроконтинента (Тункинские гольцы, Восточный Саян) // Докл. РАН. 2014. Т. 454. № 4. С. 452-455.

А.А. Картозия¹

Неотектонические деформации Канского района

Объект исследования находится на правом берегу реки Кан в 3.5 км к востоку от восточной окраины г. Канск. В региональном аспекте, согласно данным государственного геологического картирования [2], район исследований приурочен к северо-восточному краю Анцирско-Белоярской антиклинали, расположенной в зоне сочленения геологических структур складчатой области Енисейского кряжа и юго-западной

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет

окраины Сибирской платформы. Геолого-структурный контроль и неотектоника предопределили специфику формирования четвертичных отложений района. Сам объект находится непосредственно на правом берегу р. Кан, долина которой инверсионно наложена на Анцирско-Белоярскую антиклиналь и имеет ширину 10 км. К северо-востоку на дневную поверхность в поле юрских пород прослеживается вытянутая с северо-запада на юго-восток коричневая полоса девонских пород Канской антиклинали. Вдоль южной окраины Канской антиклинали закартирован диагональный разлом протяженностью до 35 км, по которому девонские породы, прорвав юрскую толщу, взброшены с амплитудами вертикальных смещений от 300 до 3000 м. Поскольку для мел-палеогенового времени в регионе реконструируется эпоха тектонического спокойствия с формированием коры выветривания, то возраст послеюрских деформаций однозначно относится к эпохе альпийской складчатости и датируется кайнозойским, преимущественно неоген-четвертичным, хроностратиграфическим интервалом [3, 4].

На протяжении четвертичного периода правый борт долины р. Кан вовлекался в неравномерные блочно-дифференцированные вертикальные подвижки, сопряженные с неотектоническим поднятием Канской антиклинали. Это привело к формированию разнопорядковых линейно чередующихся локальных структур сжатия и растяжения диагонального заложения (с северо-запада на юго-восток), что отразилось в рельефе территории. Наиболее контрастная морфоструктура рельефа района – гряда Моховая расположена в 4 км к северу от района работ в пределах Канской антиклинали, и обрезана вдоль своей юго-западной границы неотектоническим уступом высотой 250 м. От гряды Моховой до правого берега р. Кан в рельефе территории по топографическим картам и космическим снимках высокого пространственного разрешения четко фиксируются серии пространственно сопряженных геоморфологических уступов меньшей высоты и протяженности.

Согласно геоморфологическому районированию территории по материалам геологической съемки [1], рельеф исследуемого района подразделяется на два типа: эрозионно-аккумулятивный и структурноденудационный. К эрозионно-аккумулятивному типу относится южная часть местности, на которой располагается долинно-террасовый комплекс р. Кан. Структурно-денудационный тип рельефа занимает правый борт долины р. Кан, приподнятый и разбитый на неотектонически дифференцированные по разным гипсометрическим уровням блоки. В районе работ было выделено 5 сегментов, отличающихся по геологогеоморфологическому строению (рис. 1): 1 СЕГМЕНТ – аллювиальный – включающий поверхности речной поймы и первой надпойменной террасы р. Кан.

2 СЕГМЕНТ – горст – занимает восточную часть района и имеет субширотное простирание. Его длина составляет около 3 км, но в исследуемый район входит фрагмент протяженностью 220 м (см. рис. 1). На геоморфологическом профиле А-Б (рис. 2), полученном в результате тахиометрической съемки, проиллюстрирована форма горста в поперечном сечении. Субгоризонтальная, ровная поверхность горста имеет ширину около 120 м, угол падения южного уступа – 30° , а северного – около 20° . Высота поверхности составляет 41 м над уровнем реки Кан. Уступы горста осложнены многочисленными оползнями, часть которых перекрывает нижележащие, что указывает на неоднократность смещения оползневых блоков рыхлых отложений вниз по склону. Это неотектонический горст, являющийся микроаналогом гряды Моховой, выбит из цоколя первой надпойменной террасы и поднят над ее площадкой на высоту более 20 м.

3 СЕГМЕНТ – грабен – представляет собой серию ступенькообразных поверхностей с субгоризонтальными площадками и невысокими уступами достаточно крутого падения: 3 уступа с падением склонов на север и 1 уступ с падением на юг (см. рис. 2). Ось грабена и сбросы ориентированы субширотно на востоке изучаемой территории и диагонально, с северо-запада на юго-восток, на её западе (см. рис. 1).

4 СЕГМЕНТ – грядово-оползневой – в юго-западной части изучаемой территории к грабену примыкают ассиметричные гряды, сформированные разноразмерными, асеквентными, деляпсивными оползнями, надвинутыми на поверхность первой надпойменной террасы.

5 СЕГМЕНТ – зона сочленения геологических структур – представляет собой две сопряженные острогребневые гряды субширотного простирания. По кинематике движения блоков гряды представляют собой оползневые пластины, сорванные с западной оконечности горста (сегмент 2) и отделенные от него провалом, который осложнен оползнем.

Вышеописанные блочные структуры и приуроченные к ним дизьюнктивные деформации развивались в отложениях позднечетвертичного и голоценового возраста. Это является свидетельством высокой сейсмической активности района в это время. Таким образом, в ходе геолого-геоморфологических изысканий было проведено геоморфологическое районирование территории, описан ряд геологических структур, образование которых приурочено к неотектоническому этапу развития земной коры, а также прослежена стратиграфическая последова-



Рис. 1. Геоморфологическая схема территории работ. Цифрами в кружках показаны номера, а пунктирными линиями – границы, выделенных геоморфологических сегментов



Рис. 2. Геоморфологические профили, построенные по результатам тахиометрической съемки: сверху – по линии А-Б, снизу – по линии В-Г тельность толщ, слагающих эти структуры. Проведенные исследования позволили восстановить этапность геологической истории района.

Особенности выявленной неотектонической истории района и установленные закономерности геологического строения напрямую влияют на вероятность обнаружения археологического материала явспективными на предмет нахождения археологического материала являются площадки оползневых пластин и неотектонических блоков, так как они сложены непрерывной последовательностью горизонтов субаэрального чехла с ненарушенным залеганием слоев, а также водораздельные поверхности. Тектонические уступы различного масштаба, а также плоскости сместителей оползневых блоков не являются перспективными по причине нарушенности первичного залегания. То есть при вскрышных работах, вертикальными расчистками будут вскрываться немые, доголоценовые горизонты пород. Таким образом, геолого-геоморфологические исследования позволили существенно оптимизировать охранно-спасательных археологических работах в изученном районе.

Литература

1. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Енисейская. Лист О-46-XXXVI. Объяснительная записка. М.: Недра, 1968. Составили: Москалев В.Н., Ляшенко Л.П., Дедова В.В. 67 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46. Объяснительная записка. Составили: В. К. Зуев, Л.К. Качевский, Г.И. Качевская, В.В. Комаров, О.А. Минаева, Л.А. Маркович, Т.Н. Шаталина, Л.Я. Потапенко. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 500 с.

3. *Табацкий И.М.* Неотектонические структуры Енисейского кряжа и прилегающих окраин Сибирской платформы // Закономерности развития рельефа Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 115-121.

4. Цыкин Р.А. Геология россыпей Северо-Енисейского золоторудного района // Журнал Сибирского Федерального Университета. Инженерия и технологии. 2011. № 4. С. 243-262.

Геологическое строение побережья бухты Тихая (остров Гукера, архипелаг Земля Франца-Иосифа). (Ответ на публикацию Н.М. Столбова и Е.Б. Суворовой «О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным»)

Я довольно долго не реагировал на упомянутый в названии опус, так как он был опубликован в изданных небольшим тиражом тезисах совещания [12], но после того как его выложили в Интернет, стало ясно, что не отвечать нельзя.

По сути дела, в поучительно-нравоучительном тоне, авторами этой публикации предъявлены обвинения в том, что в основе выводов в опубликованных работах [6-9] лежат только объективные инструментальные данные (⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование, химико-аналитические и петрофизические исследования и т.п.) без учета геологических. Это, по их словам, «... приводит к недопустимым ошибкам – сначала в геологических. а затем и тектонических построениях.» (здесь и далее, за исключением списков фауны, курсивом выделены цитаты из [12]). Особое раздражение вызвано опубликованной цифрой 189.1 ± 11.4 млн лет возраста базальтового покрова плато Седова, хотя были и другие цифры датирования [8, 9] разнофациальных базальтоидов о-вов Земля Александры, Нортбрук и Хейса. Более того, сделан вывод о том, что «...радиологическая датировка 189,1+11,4 млн лет, полученная Ю.В. Карякиным и Э.В. Шипиловым для базальтов мыса Седова, является недостоверной и свидетельствует о нарушенности изученной изотопной системы плагиоклаза образиа базальта с о.Гукера.». Это по крайней мере странно, поскольку, цифра была получена по пироксену (а не по плагиоклазу, как указано) специалистами Лаборатории изотопноаналитических методов ИГМ СО РАН, а, насколько мне известно, ни Н.М.Столбов, ни Е.Б.Суворова специалистами в области изотопных исслелований не являются.

Тем не менее, с точки зрения Н.М. Столбова и Е.Б. Суворовой упомянутая цифра противоречит геологическим данным и раннеюрские базальты **в принципе** не могут присутствовать на о.Гукера, поскольку все вулканогенные образования острова залегают на глинах и аргиллитах фиумской свиты (J₂₋₃), и их (вулканитов) возраст "... <u>никак не может</u>

¹ Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия

<u>быть старше поздней юры</u>...". Подчеркну – по геологическим данным Н.М. Столбова и Е.Б. Суворовой, которые «...в период с 1995 по 2007 (целых – Ю.К.) три раза <u>посещали</u> (подчеркнуто – Ю.К.) о. Гукера.» и ими «...детально изучено геологическое строение побережий бухт Юрия и Тихой...». Ну что же. Поговорим о геологии побережья бухты Тихая, а заодно и бухты Юрия.

Прежде всего, остановлюсь на упреке, высказанным в отношении того, что в одной, более ранней, работе [7] геологическое образование (крупнопризматические базальты) плато Седова трактовалось как силл, а в другой, более поздней работе [9], как покров. Ничего предосудительного я в этом не вижу. Просто в первой работе была отражена общепринятая интерпретация этого тела [3, 5, 14], а во второй – после получения нового фактического материала. Менять точку зрения в процессе исследований в науке никогда не считалось зазорным!

Какой фактический материал? Это текстурные особенности лавовой толщи и банальное изучение контакта между нижними и верхними базальтами на мысах Альберта Маркама и Льюис-Пул о. Гукера, а также восточной части о. Скотт-Келти. Форма и текстура лавовых покровов, как известно, являются индикаторными признаками, позволяющими получить представление об обстановке их формирования. Наблюдаемое сочетание двух типов лавовых текстур в пределах одной лавовой толщи является типичным и весьма характерным для некоторых лавовых покровов, в частности для хорошо изученных третичных вулканов Исландии, где текстура верхних хаотично-веерных мелкопризматических базальтовых горизонтов получила даже собственное название «куббаберг» [1, 2]. Сравнение текстур покрова мыса Альберта Маркама и одного из третичных континентальных лавовых покровов Исландии (рис. 1а, б) показало практически полную их идентичность, что говорит формировании их в однотипной обстановке. Еще одним аргументом в пользу того, что нижние, крупнопризматические, и верхние, хаотичновеерные мелкопризматические, базальты представляют собой части единого базальтового покрова, является отсутствие контакта между ними с какими-либо признаками экзо- и эндоконтактовых изменений. Более того, в редких случаях, при условии абсолютной обнаженности зоны контакта, наблюдается постепенный переход первых во вторые, когда верхняя часть крупного столба первого резко утоняется и меняет вертикальную ориентировку на несколько десятков градусов. Таким образом, указанные факты не оставляют сомнений в том, что верхние части разрезов плато Седова и о. Скотт-Келти сформированы единым базальтовым покровом, излившимся в субаэральной обстановке.



Рис. 1. а – раннеюрский базальтовый покров о. Гукера (мыс Альберта Маркама); б – третичный лавовый покров о.Исландия (фото из коллекции А.Р. Гептнера); в-г – южный склон плато Седова (о.Гукера): в – контакт раннеюрского базальтового покрова и подстилающей его туфогенной толщи; г – контакт туфогенной толщи и залегающих гипсометрически ниже глин фиумской свиты; д-е – обломочные текстуры глинистых отложений фиумской свиты: д – на южном склоне плато Седова, е – на перешейке скала Рубини – гора Чурляниса

Теперь об утверждении Н.М. Столбова и Е.Б. Суворовой [12] о том, что все вулканогенные образования на побережье бухты Тихая о. Гукера, в том числе и упомянутый покров, залегают на хорошо фаунистически охарактеризованных отложениях фиумской свиты (J_{2-3}). Действительно залегают. Но не все. Мне известно (пока) только два коренных обнажения свиты – в основании разрезов утеса Пила (N 80° 19' 33.6", Е 53° 16' 37.1") и скалы Солнечная (N 80° 18' 12.1", Е 53° 14' 35.0") на северо-востоке острова.

В обнажении утеса Пила на темно-серых тонкослоистых глинах и аргиллитах свиты, видимой мощностью 20-25 м, с выраженным закалочным эндоконтактом залегает толща туффитов (около 45 м), в составе которой, кроме несортированного грубообломочного вулканогенного материала глыбового, валунного и гравийного размеров, содержатся обломки обугленной древесины и черных алевролитов. Контакт располагается на высоте 80 м над уровнем моря (по GPS). В 2.5 км к югу, на скале Солнечная, выше глин залегает толща кристаллокластических туфов, мощностью 25-28 м. В пробах из верхних частей обоих разрезов фиумской свиты М.А.Устиновой определен однотипный позднекелловейско-киммериджский комплекс агглютинированных фораминифер: Cribrostmoides cf. mirandus Dain, Cribrostmoides cf. canui (Cushman), Haplophragmoides? canuiformis (Dain), Haplophragmoides sp., Eomarsonella cf. paraconica Lev., Haplophragmoides cf. loeblichi Dain, Recurvoides cf. sherkalvensis Levina, Recurvoides sp., Ammodiscus thomsi Chamney, Cribrostmoides sp., Ammobaculites sp., Reophax sp., Textularia sp., хотя присутствие Haplophragmoides? canuiformis (Dain) и Haplophragmoides cf. loeblichi Dain дает основание сузить возрастной интервал до оксфорда-киммериджа. В основании видимой части разреза глин (не в осыпи) найден Cadoceras barnstoni (Meek), (нижняя часть аммонитовой зоны Cadoceras variabile верхнего бата, определение Д.Б. Гуляева). Венчают оба разреза четыре покрова базальтов мощностью 12-20 м каждый, разделенные пачками песчаников и алевролитов.

Особенностью строения обоих разрезов глин является наличие в них сплющено-яйцевидной формы конкреций криптогенных известняков, достигающих размера одного метра и более по длинной оси. Важно, что они располагаются в разрезе цепочками, формируя выдержанные по простиранию обогащенные ими горизонты.

Ничего похожего в окрестностях полярной станции Бухта Тихая на побережье бухт Тихая и Юрия нет. Хорошо известные, многократно описанные в литературе [5, 10 и др.] глины и аргиллиты мыса Медвежьего, подстилающие в этом месте, как считается, вулканогенный разрез раннего мела вместе со всей содержащейся в них фауной, на са-



Рис. 2. Мыс Медвежий, о.Гукера. Фото обнажения глин фиумской свиты (J₂₋₃)

мом деле залегают на льду ледника Юрия, как хорошо видно на рис. 2. Поэтому утверждение о том, что «...на мысе Медвежьем отложения позднебайосского-батского возраста представлены непрерывным разрезом...» [12, 13] абсолютно безосновательно. О каком разрезе идет речь? О переотложенных глинах, залегающих на леднике?

Вторым традиционным местом сбора ископаемой фауны является перемычка между скалой Рубини и горой Чурляниса [11], где глины залегают пологой грядой субширотного простирания. И эти глины переотложены. Доказательством переотложения являются их обломочная текстура, которая обусловлена фрагментами (обломками) алевритистых слойков в глинистой массе (рис. 1е), и хаотично разбросанные по площади гряды обломки конкреций криптогенных известняков, что в коренных обнажениях фиумской свиты утеса Пила и скалы Солнечная не наблюдается.

Следует отметить, что на северо-восточном побережье бухты Юрия существует и еще одна гряда глин, которая протягивается от скалы Рубини сначала параллельно первой, а затем вдоль всего берега бухты на расстояние около 2 км, то есть практически до современной границы фронта выводного ледника Юрия. По мере приближения к леднику в этих глинах появляются глыбы и валуны базальтов, насыщенность которыми постепенно нарастает, так что глины становятся, по существу, цементом боковой морены ледника. Моренные отложения выносных ледников Седова и Юрия установлены на побережье бухт Тихая и Юрия давно, еще результатами гляциологических исследований по программе Международного геофизического года [4]. На опубликованных картах и схемах [4, рис. 68] морены занимают практически весь южный склон плато Седова. Они же оконтуривают и выступ базальтового разреза горы Чурляниса, включая упомянутую перемычку ее со скалой Рубини. То есть все точки, где Ю.С. Репиным были произведены, пожалуй рекордные сборы ископаемой фауны [11], расположены в моренных отложениях.

Глины на южном склоне плато Седова (по образному выражению Ю.С. Репина [11] в виде "окон"), обнаженные ниже базальтового покрова и подстилающей его туфогенной толщи, имеют точно такую же обломочную текстуру, как глины на перешейке Рубини-Чурляниса (рис. 1д). Надо понимать, что далеко не всегда отложения, залегающие визуально гиспсометрически ниже, в геологическом разрезе занимают такую же позицию, и что какие-либо выводы и далеко идущие корреляционные построения можно делать только после изучения контактов геологических тел. Расчистка зоны контактов в точке N 80° 20' 18.5", Е 052° 50' 51.9" показала, что крупнопризматические базальты покрова плато Седова залегают на подстилающих их туфах с экзоконтактовой закалочной зоной в основании (рис. 1в), а вот контакт туфов с глинами фиумской свиты стратиграфическим не является (рис. 1г). Это контакт примыкания и, следовательно, глины свиты не подстилают ни толщу туфов, ни базальтовый покров плато Седова.

Выводы:

1. Плато Седова сложено не силлом, а <u>базальтовым покровом</u>, нижняя часть которого представлена крупнопризматическими базальтами, верхняя – мелкопризматическими типа «куббаберг».

2. Базальтовый покров <u>не подстилается</u> глинами фиумской свиты и, значит, полученная цифра его изотопного датирования 189.1 ± 11.4 млн лет его <u>не противоречит геологическим данным</u>.

3. Все выходы глин и аргиллитов фиумской свиты на побережье бухт Тихая и Юрия представлены перигляциальными отложениями выносных ледников Юрия и Седова. Различаются они тем, что глины одних из них располагаются <u>прямо на льду ледников</u>, другие являются <u>матриксом моренных отложений</u>. Поэтому все вопросы корреляции геологических разрезов района полярной станции Бухта Тихая бессмысленны. Возможна (что успешно и делается) только корреляция собранных из осыпей фаунистических остатков.

В заключение хочется посоветовать Н.М.Столбову и Е.Б.Суворовой не посещать геологические объекты (посещают памятные места, или

главы государств другие страны с официальным визитом), <u>а работать на</u> <u>них</u>.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием по теме 0135-2014-0006 и при финансовой поддержке Программы Президиума РАН II.3П.

Литература

1. Гептнер А.Р. Влияние внешней среды на формирование базальтовых вулканов Исландии / Труды III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Улан-Удэ: Изд-во Бурятского НЦ СО РАН, 2006. С. 632-634.

2. Гептнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулканических областей / Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 94-122. (Труды ГИН РАН; Вып. 350).

3. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист U-37-40 – Земля Франца-Иосифа. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.

4. Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н., Маркин В.А., Псарева Т.В., Разумейко Н.Г., Суходровский В.Л. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 352 с.

5. *Дибнер В.Д.* Острова Баренцева моря. Геология СССР. Т.ХХVІ. М.: Недра, 1970. С. 60-108.

6. Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Мезозойские магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа. Геология полярных областей Земли / Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 257-263.

7. Карякин Ю.В., Симонов В.А., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Магматические комплексы архипелага Земля Франца-Иосифа // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 160-164.

8. Карякин Ю.В., Скляров Е.В., Травин А.В., Шипилов Э.В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Материалы XLIII Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 293-301.

9. Карякин Ю.В., Шипилов Э.В. Геохимическая специализация и ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Докл. РАН. 2009. Т. 425. №2. С. 1-5.

10. Костева И.Н. Стратиграфия юрско-меловых отложений архипелага Земля Франца-Иосифа // Арктика и Антарктика. Вып. 4 (38). М.: Наука, 2005. С. 16-32. 11. *Репин Ю.С.* Аммонитовые зоны юры о. Гукера (Архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН СССР. 1999. Т. 367. № 3. С. 389-393.

12. Столбов Н.М., Суворова Е.Б. О времени образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа по геологическим данным // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 10. М.: ГЕОС, 2010. С. 276-280.

13. Суворова Е.Б., Столбов Н.М., Скворцов Е.Г. Новые данные по морской юре островов Гукера и Скотт-Келти (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // Природа шельфа и архипелагов Европейской Арктики. Вып. 8. М.: ГЕОС, 2008. С. 349-353.

14. *Dibner V.D.* (ed) Geology of Franz Josef Land / Norsk Polarinstitutt. Mtddelelser. Oslo, 1998. N 146. 190 p.

Г.Л. Кириллова¹

Мезозойский рифтогенез Джагдинского звена Монголо-Охотского коллизионного орогена: глобальные и региональные аспекты

Неоднократный рифтогенез на Востоке Азии объясняется комбинацией глубинных физико-химических литосферных процессов и взаимодействием плит – Изанаги, Евразийской и Тихоокеанской [1, 2, 7].

Субширотная Монголо-Охотская складчатая система (МОСС) также подвергалась этим процессам, поскольку за сжатием неизменно следует растяжение.

Глубинной причиной рифтогенеза считается апвеллинг астеносферы, возникавший из-за существенных различий в мощности литосферы, достигавшей 150–200 км под кратонами и лишь 100 км под орогенными поясами. Мантийные плюмы контролировали рифтогенез, вулканизм и тепловой режим.

Главная фаза сжатия в МОСС имела место в средней юре [3]. Согласно глобальным реконструкциям [5, 8], плита Изанаги в юре почти ортогонально пододвигалась под Амурию, формируя субмеридиональные структуры. В то же время в ранней–средней юре подобно смыкаю-

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИТиГ), Хабаровск, Россия



Рис. 1. Структурное положение Джагдинского звена Монголо-Охотского коллизионного орогена.

 Сибирский кратон; 2 – Буреинский массив; 3 – Джагдинское звено МОКО; 4 – главные разломы: а – сбросы, б – надвиги, в – сдвиги; цифры в кружках (разломы):
1 – Нинни-Сагаянский; 2 – Тукурингрский; 3 – Улигданский; 4 – Южно-Тукурингрский; 5 – Ланский; 6 – Чапулинский

щимся с запада на восток ножницам на континенте закрылись субширотные Монголо-Охотский и Палеотетический проливы вдоль Монголо-Охотской и Циньлин-Даби сутур соответственно [3–6, 8]. Под давление Сибирского кратона с севера и Буреинского массива с юга образовался складчато-надвиговый Монголо-Охотский коллизинный ороген (рис. 1).

В наиболее хорошо изученном Джагдинском звене этого орогена [3] выделяется три структурных элемента: складчатая структура в центре, Норско-Селемджинский краевой прогиб на юге и Зейско-Удский на севере, выполненные слабо дислоцированными и субгоризонтальными грубообломочными и вулканогенными образованиями позднеюрскогораннемелового возраста (рис. 2). Грабенообразная структура этих прогибов подтверждается геофизическими данными. Далее к западу ороген сужается и постколлизионные позднеюрские структуры представлены цепочкой мелких грабенов вдоль Монголо-Охотской сутуры.

Таким образом, в Западном Приохотье представлена классическая структура Монголо-Охотского коллизионного орогена, сформировавшегося в средней юре, и рассеченного позднеюрско-меловыми рифтогенными структурами.



Рис. 2. Схема взаимоотношения структурных элементов [3]

Литература

1. Иванов К.С., Ерохин Ю.В. Палеогеодинамика формирования системы триасовах грабенов Западной Сибири // Докл. АН. 2014. Т. 458, № 4. С. 442-445.

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

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

4. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. № 6. С. 7-41.

5. Maruyma S., Isozaki Y., Kimura G., Terbayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island arc N 6. 1997. P. 121-142.

6. *Metcalfe J.C.* Gondwana dispesion and Asia accretion: Tectonic and paleogeographic evolution of eastern Tethys // J. Asia Earth Sci. 2013. Vol. 66. P. 1-33. 7. *Ren J., Tamaki K., Li S., Zhang J.* Mezosoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. Vol. 344. P. 175-205.

8. Seton M., Müller R.D., Zachirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shepard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstruction since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. Vol. 113. P. 212-270.

В.П. Кирилюк¹

Направленность и цикличность в раннедокембрийском развитии щитов древних платформ

Направленность (необратимость) и цикличность относятся к числу основных тенденций в развитии Земли [1]. Представления о цикличности в докембрийском геологическом развитии высказывали многие исследователи, в то время как другая тенденция почти не обсуждалась. В качестве циклов в разное время рассматривались этапы развития отдельных регионов, и земной коры в целом, на уровне архея и протерозоя или их основных подразделений. Высказывались предложения вообще заменить традиционное геохронологическое расчленение докембрия его пятичленным делением на мегациклы докембрия I-V [2]. Эти взгляды в свое время получили очень широкое распространение у исследователей Украинского щита. По утверждению Г.И. Каляева, "представления о цикличности в докембрии Украинского щита настолько укоренились, что принимаются за незыблимую истину. Расхождения существуют только во взглядах относительно количества циклов, их объема и наименований" [3, с. 29].

Такие представления остаются достаточно распространенными и в наши дни среди исследователей разных регионов. Они используются, в частности, в схемах расчленения докембрия, при разработке которых "авторы исходили из представлений о полициклическом развитии земной коры... В докембрии Украинского щита зафиксировано проявление не менее четырех таких циклов, которые отвечают по возрасту раннему и позднему архею, раннему и позднему протерозою" [4, с. 13].

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко (ЛНУ), Львов, Украина

Идея цикличного развитии в докембрии возникла во время доминирования представлений о геосинклинальном формировании и принципиальном сходстве всех разновозрастных и разнофациальных метаморфизованных докембрийских комплексов. Эти взгляды опирались, с одной стороны, на общепринятые представления о цикличности в фанерозойском развитии, а с другой – на данные о неравномерном распределении изотопных датировок на гистограммах, пики на которых связывались с завершением длительных тектоно-магматических циклов "эпохами диастрофизма". Тогда, как нередко и сейчас, установление возраста комплексов многими исследователями считалось возможным только на основе определений "абсолютного возраста". "Вертикалистские" представления о геосинклинальном стиле развития земной коры, в том числе и в докембрии, сменились другой, "плитнотектонической парадигмой", но представления о крупномасштабной цикличности в раннедокембрийском формировании фундамента древних платформ, обнажающегося на щитах, сохранились, хотя они, на наш взгляд, трудно объяснимы с позиций господствующих горизонтальных перемещений.

Под крупномасштабной цикличностью обычно понимают периодическую повторяемость сходной последовательности тектонических событий, которые сопровождаются процессами литогенеза, магматизма и структурообразования, запечатлеными в соответствующих разновозрастных комплексах. В.Е. Хаин справедливо отмечал, что цикличность "развития земной коры и тектоносферы в целом находит свое наиболее полное отражение в разрезе осадочных толщ» [1, с. 404]. При этом он считал, что поскольку хорошо сохранившиеся, избежавшие значительного метаморфизма "осадочные толщи известны, начиная с позднего архея, т.е. примерно с 3 млрд лет назад, возможность изучения цикличности открывается именно с этого времени" [1, с. 404]. Однако, успехи геолого-формационного изучения и на этой основе стратиграфического расчленения более древних высокометаморфизованных комплексов дают возможность и в них изучать и цикличность, и направленность в раннедокембрийском геологическом развитии. При этом отчетливо устанавливается направленность (необратимость) как ведущая тенденция раннедокембрийской эволюции фундамента щитов.

В геологическом строении фундамента щитов установлено пять главных типов стратигенных метаморфических комплексов: гранулитогнейсовые – I, амфиболито-гнейсовые – II, зеленокаменные (метавулканогенные) – III, железисто-кремнисто-сланцевые (метавулканогеннохемогенно-терригенные) – IV, гнейсо-сланцевые (метакарбонатно-терригенные) – V. Геологические соотношения комплексов, изученные в 60–80-х годах прошлого века на разных щитах Северной Евразии в ходе планомерного геологического картирования и тематических работ, показали последовательное формирование нижнего (I), среднего (II) и верхнего (III) архейских комплексов и квазисинхронное образование раннепротерозойских комплексов (IV и V) в различных структурноформационных зонах. Широкое применение в последующие десятилетия различных методов изотопного датирования этих комплексов и некритическое использование полученных результатов привело к появлению представлений о "древнейших серых гнейсах", "комплексах TTG", более древних по сравнению с гранулито-гнейсовыми комплексами, об однотипных разновозрастных гранулито-гнейсовых и других комплексах, якобы подтверждающих цикличное развитие докембрийской земной коры и возможность стратиграфического расчленения нижнего докембрия только на основе изотопной геохронологии.

Между тем, сравнительное геолого-формационное изучение последовательно сформированных разнофациальных нижнедокембрийских стратигенных комплексов щитов показало, что все они различаются между собой формационным составом и не имеют аналогов среди фанерозойских комплексов [5]. Иначе говоря, в раннем докембрии не повторялись условия формирования стратометаморфических комплексов, составляющих основное содержание "циклов", как нет и ассоциирующих с ними повторяющихся магматических и ультраметаморфических образований, якобы завершающих "циклы". Эти данные свидетельствуют о том, что определяющей тенденцией раннедокембрийского развития была направленная эволюция эндогенных и экзогенных условий формирования стратигенных комплексов фундамента щитов на фоне последовательно усложняющейся структуры.

Направленность хорошо выражена и в разрезах разновозрастных комплексов. В наиболее полных метавулкано-литогенных гранулитогнейсовых комплексах, включающих до семи суперкрустальных формаций, установлено возрастание вверх по разрезу роли парапород, а также общей дифференциации их состава. Вулканогенная составляющая гранулито-гнейсовых комплексов имеет отчетливую гомодромную направленность. В метавулканогенных амфиболито-гнейсовых комплексах проявлена единая для всего разреза антидромная последовательность. В сводной эволюции раннедокембрийского вулканизма щитов эта тенденция продолжена образованием вышележащих, преимущественно базит-ультрабазитовых зеленокаменных комплексов. В самих зеленокаменных комплексах на разных щитах установлено увеличение вверх по разрезу содержания терригенных пород, которые становятся главными в раннепротерозойских железисто-кремнисто-сланцевых и гнейсо-сланцевых комплексах. В последних вверх по разрезу увеличивается роль карбонатных пород.

На фоне этой направленности во всех комплексах хорошо проявлена интраформационная цикличность нескольких порядков и типов. Формы этой цикличности изменяются от простого переслаивания главных членов формаций до их ритмичного (цикличного) трех- и четырехкомпонентного чередования. В архейских комплексах, как в металитогенных, так и в метавулканогенных, это односторонние (однонаправленные асимметричные) ритмы, в нижнепротерозойских комплексах – как односторонние (асимметричные градационные), так и двухсторонние ритмы трансгрессивно-регрессивного типа.

Соотношение направленности и цикличности в комплексах раннего докембрия является его важным геоэволюционным отличием от фанерозоя. Это отличие состоит в том, что для раннедокембрийского геологического развития характерна направленность и необратимость формирования стратигенных комплексов в сочетании с разноранговой интраформационной цикличностью, то время как фанерозойскому развитию, напротив, свойственна повторяемость во времени условий формирования однотипных складчатых систем и слагающих их комплексов, или цикличность, которая, как было показано уже более полувека назад [6], сопровождается появлением в разновозрастных складчатых системах некоторых структурных и геолого-формационных отличий.

Направленный характер раннедокембрийского развития щитов обнаруживается и в его структурной эволюции [7]. В современном виде структура фундамента щитов оформилась в ходе доплитного развития древних платформ и имеет отчетливое блоковое строение. Закономерности распространения раннедокембрийских стратигенных комплексов и их структурное положение в мегаблоках позволяет выделить два этапа геотектонической эволюции щитов: а) эогей – этап начальной, неотчетливой, догеоблоковой геотектонической дифференциации, в ходе которого оформились дозеленокаменные гранулито-гнейсовые и амфиболито-гнейсовые комплексы, доминирующие на поверхности фундамента и имеющие непрерывное распространение в его разрезе; б) протогей – этап отчетливой, геоблоковой дифференциации, на протяжении которого возникли зеленокаменные, железисто-кремнисто-сланцевые и гнейсо-сланцевые комплексы, приуроченные только к определенным типам мегаблоков. Как структурная, так и вещественная (геолого-формационная) эволюция фундамента щитов хорошо объясняется с позиций высокотемпературного состояния поверхности ранней Земли, последующего остывания ее приповерхностных оболочек и связанным с этим изменением условий экзо- и эндогенеза [7].

Литература

1. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 403-424.

2. Геохронология докембрия Украины / Ред. Н.П. Семененко. Киев: Наук. думка, 1965. 262 с.

3. Тектоніка Українського щита / Каляєв Г.І., Крутиховська З.О., Жуков Г.В. та ін. Київ: Наук. думка, 1972. 300 с.

4. Стратиграфические разрезы докембрия Украинского щита / Щербак Н.П., Есипчук К.Е., Берзенин Б.З. и др. Киев: Наук. думка, 1985. 168 с.

5. Кирилюк В.П. Структурное положение архейских комплексов щитов и геотектоническая периодизация архея // Геология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. С.-Пб.: Центр информационной культуры, 2005. С. 145-150.

6. *Херасков Н.П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 119 стр.

7. Кирилюк В.П. Формирование раннедокембрийского фундамента древних платформ (концепция кратоногенеза) // Фундаментальные проблемы геотектоники. Материалы XL Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 2007. С. 296-300.

<u>A.M. Kobxyto¹</u>, B.C. Конищев²

Тектоника, геодинамика и нефтеносность Припятского палеорифта

Нефтегенерационный потенциал Припятского палеорифта, особенности генерации и эмиграции углеводородов, формирования залежей нефти, закономерности их размещения в разрезе и по площади определяются особенностями его строения и условиями формирования на герцинском этапе как рифтовой структуры.

Припятский палеорифт является западным центриклинальным окончанием Припятско-Донецкого палеорифта. От Белорусской антеклизы и Жлобинской седловины на севере и Украинского щита на юге его отде-

¹ Министерство природных ресурсов и защиты окружающей среды, Минск, Беларусь

² Государственное предприятие «НПЦ по геологии», Минск, Беларусь

ляют Северо-Припятский и Южно-Припятский краевые супер-региональные листрические разломы мантийного заложения амплитудой до 2-4 км, представляющие собой широкие зоны дробления (Северная и Южная зоны бортовых уступов). Сбросы субширотного простирания расчленяют поверхность фундамента и осадочный чехол на ступени, в пределах которых отложения погружаются на север и на юг от осевой поднятой части палеорифта. В палеорифте выделяются две структуры второго порядка: Северная зона ступеней и Внутренний грабен, разделенные Червонослободско-Малодушинским глубинным разломом мантийного заложения с южным наклоном плоскости сбрасывателя. В Северной зоне ступеней Речицко-Вишанский мантийный разлом разграничивает Речицко-Шатилковскую и Червонослободско-Малодушинскую ступени с северным наклоном поверхности фундамента, подсолевых и межсолевых отложений. Во Внутреннем грабене все разломы коровые. Азерецко-Великоборский и Шестовичско-Гостовский разломы ограничивают с севера и юга Петриковско-Хобнинскую зону осевых погруженных выступов и периклиналей, которая является осевой приподнятой зоной палеорифта и восточным продолжением Микашевичско-Житковичского выступа фундамента. Между коровым Азерецко-Великоборским и мантийным Червонослободско-Малодушинским листрическими разломами в северной части Внутреннего грабена обособляется Зеречинско-Великоборская ступень с северным наклоном отложений. В южной части Внутреннего грабена выделяются Шестовичско-Сколодинская и Наровлянско-Ельская тектонические ступени с южным наклоном отложений, разделенные Буйновичско-Наровлянским разломом с северным падением плоскости сбрасывателя [1].

По материалам глубинного сейсмического зондирования выделяется Припятская область рифтогенеза, которая определяется как зона развития листрического раскалывания земной коры, охватывающая не только Припятский грабен, но и непосредственно примыкающие к нему районы Украинского щита, Белорусской антеклизы и Жлобинской седловины, которые образуют его плечи. На северном плече палеорифта выделяются субширотные Жлобинский и Малиновско-Глазовский разломы мантийного заложения с южным наклоном плоскостей сбрасывателя.

Припятская зона рифтогенеза и Припятский палеорифт в целом симметричны, однако в их строении есть много элементов асимметрии. Асимметричны плечи палеорифта: на северном плече имеются разбитые сбросами дорифтовые и синрифтовые верхнефранско-нижнефаменские, а также пострифтовые мезозойские и кайнозойские отложения, в то время как на южном плече антропогеновые отложения залегают непосредственно на фундаменте. Асимметричен и сам палеорифт: северная часть занята Северной зоной ступеней, ограниченной и осложненной разломами мантийного заложения, центр и юг – Внутренним грабеном, разбитым коровыми разломами. На севере на плече и в Северной зоне ступеней выделяется пять листрических разломов мантийного заложения с южным наклоном плоскостей сбрасывателей, на юге только Южно-Припятский краевой разлом с северным наклоном плоскости сбрасывателя является мантийным, все разломы в пределах Внутреннего грабена коровые. Элементы асимметрии отмечаются начиная с поверхности астеносферы: по поверхности астеносферы помимо выступа под осевой частью палеорифта выделяется выступ в зоне Северного краевого разлома, а над ним в мантии на глубине 60-70 км астенолинза, а выше, в консолидированной коре – зона разуплотнения. Все это свидетельствует, что основная зона растяжения и разрыва земной коры была приурочена к Северо-Припятскому плечу, Северному краевому разлому и Северной зоне ступеней. На это же указывает и приуроченность позднефранского и фаменского основного и ультраосновного магматизма к северной части зоны рифтогенеза: к северной части Брагинско-Лоевской седловины, к восточной части Северной зоны ступеней и к Северо-Припятскому плечу, а также наличие трубок взрыва верхнефранского (речицкого) возраста вдоль Жлобинского мантийного разлома, ограничивающего с севера Припятскую зону рифтогенеза.

Асимметрия строения Припятской зоны рифтогенеза обусловлена особенностями её формирования согласно концепции двухъярусной тектоники плит. Припятско-Днепровско-Донецкий палеорифт вдается в северо-западном направлении внутрь Восточно-Европейской платформы по оси Сарматского щита, интенсивно воздымавшегося в рифее, венде и раннем палеозое, со стороны южного складчатого обрамления платформы, образованного при закрытии океана Палео-Тетис II в конце герцинского этапа, и является элементом тройного сочленения. В связи с заложением в середине девона к югу от платформы задугового окраинного моря Палео-Тетиса II континентальная кора на южной окраине континента оказалась в условиях резко нескомпенсированных нагрузок. Под воздействием этих сил нижний, пластичный слой коры стал выжиматься в сторону океана. Возникшее при этом течение нижнего пластичного слоя земной коры стремилось волочить за собой за счет вязкого сцепления верхний хрупкий слой коры и расположенный ниже слой литосферы в сторону океана. В результате в этих слоях возникали растягивающиеся напряжения, максимум которых был приложен к сечениям коры и литосферы, расположенным на фронте возмущения, при этом растягивающие напряжения монотонно росли по мере движения вглубь материка. Когда фронт течения встретил на своем пути ослабленную осевую зону Сарматского щита, растягивающие усилия в верхней коре достигли предела прочности среды на разрыв и произошел разрыв коры и подстилающего жесткого слоя литосферы Снижение в этой зоне давления в верхней части астеносферы привело к выплавке аномальной мантии, ее скоплению в кровле астеносферы и образованию подлитосферного астенолита, а затем прорыву (мантийный диапиризм) через нижнюю часть литосферы в ослабленной разрывом зоне и образованию линзы аномальной мантии в подошве коры. В результате возникла двухъярусная структура континентального рифтогенеза, включающая верхнюю подкоровую и нижнюю подлитосферную астенолинзы. Это привело к изостатическому подъему земной коры и сводообразованию, растяжению коры в осевой части свода и рифтообразованию. Разрыв коры происходил на фронте течения на севере, поэтому к северной части зоны рифтогенеза приурочены основные глубинные листрические разломы мантийного заложения, очаги основного и ультраосновного магматизма, в том числе трубки взрыва [2].

В развитии Припятского прогиба на герцинском этапе выделяются эмско-среднефранская стадия ранней предрифтовой синеклизы, позднефранско-фаменская рифтовая стадия и каменноугольно-среднетриасовая стадия поздней наложенной синеклизы. В позднефранско-фаменской рифтовой стадии выделяются ранняя речицко-евлановская фаза, средняя (зрелая или главная) евлановско-стрешинская и поздняя полесская фазы рифтогенеза, которые подразделяются на подфазы. Скорость погружения и осадконакопления в стадию предрифтовой синеклизы была невысокой и составляла 5-54 м/млн лет. Скорость погружения и осадконакопления стала возрастать с началом рифтовой стадии. В речицко-евлановскую подфазу слабого начального рифтогенеза она колебалась от 24 до 134 м/млн лет, а темп седиментации достигал 172,2 т/км², что характерно для бассейнов со средним нефтегенерационным потенциалом. В евлановско-чернинскую подфазу активного рассеянного рифтогенеза скорость погружения и осадконакопления увеличилась и изменялась от 38-82 м/млн лет по западной периферии до 386 и 433 м в погруженных частях Речицко-Шатилковской и Наровлянско-Ельской ступеней. Темп седиментации составил 675 т/км². В домановичскопетриковскую подфазу при накоплении межсолевой терригенно-сульфатно-карбонатной формации и основного нефтеносносго комплекса темпы погружения составляли 133-315 м/млн лет, а скорость седиментации достигала 492,8 т/км²/год, что характерно для бассейнов с высоким нефтегенерационным потенциалом. Пик тектонической активности пришелся на лебедянско-стрешинскую подфазу, которая завершает главную фазу рифтовой стадии. Скорость погружения составляла 1501293 м/млн лет, а темп седиментации достигал 1415 т/км²/год. В эту подфазу накопилась мощная фаменская соленосная формация. В заключительную полесскую фазу рифтогенеза при накоплении надсолевых девонских отложений скорость погружения снизилась до 118–392 м/млн лет, а темп седиментации до 577,5 т/км²/год. Начиная с карбона в стадию наложенной синеклизы темпы погружения снизились до 0–27 м/млн лет. Таким образом, по темпам погружения подсолевой комплекс обладает средним, а межсолевой комплекс – высоким нефтегенарационным потенциалом. Надсолевой комплекс ввиду низких темпов седиментации не является нефтеносным [3].

Установлена геотермическая асимметрия Припятского палеорифта, соответствующая тектонической. В Северной зоне ступеней температура на срезе – 3000 м составляет 60–80 °C, во Внутреннем грабене температура снижается к югу от 60 до 35 °C. Соответственно плотность теплового потока снижается от 80–83 до 42 и 25 мВт/м². Палеотемпература, рассчитанная по отражательной способности витринита, составляет на севере 90–145°C, что на 70°C выше, чем в центре и на юге палеорифта. Поэтому глубина главной зоны нефтеобразования снижается с севера на юг от 2500 до 4000 м и главный очаг генерации углеводородов и подавляющая часть открытых месторождений нефти находятся в Северной зоне ступеней [2].

Литература

1. Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск, 1976. 200 с.

2. Конищев В.С. Асимметрия нефтеносности и геодинамика Припятского палеорифта // Поиски и освоение нефтяных ресурсов Республики Беларусь. Сб. научн. трудов. Вып. 5. Гомель: БелНИПИнефть, 2004. С. 55–64.

3. Ковхуто А.М., Конищев В.С. Асимметрия и палеогеодинамика Припятского палеорифта // Геологическая наука и инновации. Минск, 2012. С. 69–71.

Вендский геодинамический полигон в структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии

В различных структурах раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии были обнаружены фрагменты кристаллических комплексов, в которых раннепалеозойскому метаморфизму предшествовал вендский. В частности, породы, связанные с вендским метаморфизмом, известны в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского микроконтинента, Канском блоке Восточного Саяна, а также Южно-Чуйском выступе каледонид Горного Алтая. Можно предполагать проявление поздневендского эпизода метаморфизма в Ольхонском регионе западного Прибайкалья, где установлен возраст циркона из лейкосом мигматизированных гнейсов комплекса Шида (530 ± 5 млн лет, [1]). Это позволило выделить более ранний вендский этап в формировании структур восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако, в указанных структурах кристаллические породы, связанные с вендским метаморфизмом, интенсивно переработаны в условиях наложенного раннепалеозойского метаморфизма и мигматизации и представлены в виде реликтов, что не позволяло разработать возможную схему их формирования.

Вендский метаморфический пояс Южного Хангая – Южно-Хангайский метаморфического пояс (ЮХМП) – имеет протяженность не менее 250 км и достаточно хорошо обнажен [4]. В его пределах, а также в сопряженной с ним Баянхонгорской зоне офиолитов установлены реперные магматические комплексы, позволяющие определить этапы его развития и возможную геодинамическую обстановку формирования. В целом, рассматриваемые метаморфические и магматические ЮХМП комплексы дают возможность выделить геодинамический полигон для разработки модели становления и развития континентальной коры Центральной Азии, связанной с процессами вендского тектогенеза.

Особенности состава пород шельфового чехла Байдарикского блока указывают на мелководные обстановки осадконакопления при незначительном поступлении зрелого кварцевого материала протоплатформенных кор выветривания. Филлиты чехла, залегающие на гнейсах раннедокембрийского фундамента, имеют величины Nd модельного возраста около 2.4–2.3 млрд лет. Модельные возрасты филлитов, сформированых

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

в удалении от областей размыва древней континентальной коры, составляют 1.7–1.5 млрд лет [5], то есть в области их аккумуляции накапливались осадки, в источниках которых были представлены более молодые породы.

В гнейсах тацаингольского комплекса преобладают раннепротерозойские значения Nd модельных возрастов (2.0–2.3 млрд лет при $e_{Nd}(t)$ -12 ... -9). Геохимические и Nd изотопно-геохимические данные дают основание полагать, что в источниках метатерригенных пород тацаингольского комплекса присутствуют как продукты размыва пород древних кратонов, так и фрагментов позднедокембрийской континентальной и коры переходного типа, представленных в блоках докембрия Хангайской группы, а также более молодого ювенильного материала палеоокеанических и островодужных комплексов.

Источниками молодого ювенильного материала могли быть позднерифейские магматические породы океанических лавовых плато или островов Баянхонгорской зоны (665 ±15 млн лет, [4] и зон спрединга, сформированных в интервале 655–636 млн лет. Последние представлены габбро и плагиогранитами с возрастами 647 ± 7 и 636 ± 6 млн лет [6]. В качестве такого источника могут рассматриваться также островодужные вулканиты Баянхонгорской зоны. Другой источник мог быть связан с формированием пород островодужной вулкано-плутонической ассоциации тацаингольского комплекса, включающей базальты, базальтовые андезиты и габброиды с возрастом 603 ± 3 млн лет. Верхняя граница интервала проявления островодужного магматизма в офиолитовом комплексе Баянхонгорской зоны определяется возрастом расслоенного габбро Ханулинского массива – 577 ± 2 млн лет, фиксирующим развитие процессов конвергенции в палеоокеанической области.

Подчеркнем, что в породах раннедокембрийского фундамента Байдарикского блока, расположенного (в современной структуре) непосредственно вдоль южной границы ЮХМП, не проявлены процессы наложенного метаморфизма, синколлизионного и/или надсубдукционного магматизма вендского возраста. Можно предполагать, что в период формирования вендской вулкано-плутонической ассоциации тацаингольского комплекса (603±3 млн лет) и гранитоидных комплексов, локализованных в структурах ЮХМП, Байдарикский блок был расположен за пределами влияния процессов конвергенции. С ними связано возникновение в Баянхонгорской палеоокеанической области в интервале 610–570 млн лет вендской континентальной коры.

Ко времени раннего эпизода вендского регионального метаморфизма (~565 млн лет) породы островодужной вулкано-плутонической ассоциации и метатерригенные толщи были сочленены и затем вовлечены в процессы метаморфизма. Наложенный метаморфизма в юго-восточной части ЮХМП коррелируется с внедрением пород габбро-диоритплагиогранитного комплекса Шаргынгольского массива – 547 ± 2 млн лет. Особенности состава пород этого комплекса и Nd изотопные характеристики свидетельствуют о формировании магм в обстановке энсиалической вулканической дуги. В целом породные ассоциации, представленные в структурах ЮХМП, характеризуют развитие вендского субдукционно-аккреционного комплекса, наиболее глубинные зоны которого представлены в его юго-восточной части, включающей Тацаингольский блок.

Повторный метаморфизм в Тацаингольском блоке произошел после относительно кратковременной стабилизации, о чем свидетельствует присутствие деформированных даек диабазов, секущих гранитоиды с возрастом 552 ± 2 млн лет. Завершение метаморфизма фиксируют посткинематические граниты Тацаингольского массива 545 ± 5 млн лет, что определяет заключительный этап формирования вендской континентальной коры.

Параллельно с завершением процессов конвергенции, связанных с развитием Баянхонгорского палеокеанического бассейна, около 570 млн лет началось образование венд-раннепалеозойских палеоокеанических бассейнов, вулканических островов, островных дуг, которые представлены в Агардаг-Эрзинской, Озерной, Дарибской, Хантайширской и Джидинской зонах, обрамляющих область скопления блоков докембрия Хангая. При этом в процессе объединения этих структур в позднем кембрии – раннем ордовике (500–480 млн лет) в составе раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии участвовала уже сформированная группа блоков раннего и позднего докембрия Хангая.

Общей особенностью раннедокембрийских кристаллических комплексов блоков докембрия Хангая является отсутствие наложенных структурно-метаморфических преобразований, коллизионного и/или надсубдукционного магматизма позднерифейского и вендского возраста. В свою очередь, в позднерифейских кристаллических образованиях Дзабханского микроконтинента, Сонгинской и Тарбагатайской групп блоков докембрия не фиксируется соответствующих вендских процессов. Полученные данные не позволяют связывать объединение этих блоков с коллизионными процессами типа «микроконтинент–микроконтинент». Возникает также вопрос о механизме объединения этих структур с гипотетическим Хангайским террейном, перекрытым отложениями позднепалеозойского турбидитного бассейна. Этот террейн был выделен на основании косвенных данных о преобладании ранне- и среднерифейских величин Nd модельных возрастов в позднепалеозойских гранитоидах, что характерно для «дорифейской изотопной провинции» Центральной Азии [2]. Однако такие величины Nd модельных возрастов могут быть обусловлены присутствием в области формирования расплавов этих гранитоидов, продуктов размыва ранне- или позднедокембрийских пород, представленных, в частности, в обрамлении данного бассейна.

В формировании структуры Хангайской группы блоков докембрия можно предполагать некоторую незавершенность коллизионного процесса – так называемую «мягкую коллизию». Тем не менее, «агломерат» Хангайской группы блоков докембрия (раннего и позднего) к концу венда, как отмечалось, был сформирован. Положение этих блоков в современной структуре, скорее всего, обусловлено сдвиговыми деформациями, связанными со становлением раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии, а также более поздними, происходившими в ходе его сочленения с Сибирской платформой, завершившегося к началу девона.

Исследования проводились при поддержке РФФИ (проект № 14-05-00208) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция структурно-вещественных комплексов складчатых поясов и платформ в неогее».

Литература

1. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Механошин А.С. и др. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 6. С. 793-799.

2. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 2. С. 220-222.

3. Ковач В.П., Джин П., Ярмолюк В.В. и др. Магматизм и геодинамика ранних стадий формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических и геохимических исследований офиолитов Баян-Хонгорской зоны // Докл. АН. 2005. Т. 404. № 2. С. 229-234.

4. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23 № 4. С. 339-362.

5. Jahn B.-M., Capdevila R., Liu D., Badarch G. Sources of Phanerozoic granitoids in Mongolia: geochemical and isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. // J. Asian Earth Sci. 2004. Vol. 23. P. 629–653.

6. *Jian P., Kruner A., Wyndley B.F. et al.* Zircon age of the Bayankhongor ophiolite melange and associated rocks: time constaints on Neoproterozoic to Cambrian accretionary and collisional orogenesis in Central Mongolia // Precam. Res. 2010. Vol. 177. P. 162-180.

Волновая модель структурирования континентальной коре Востока Азии

(на пути к парадигме волновой нелинейной геодинамики)

Вся иерархически организованная природная система Мира, от кванта (элементарной волны – частицы) до пульсирующей Вселенной, а вместе с тем и все природные системы нашей Планеты, существует и развивается в *волновом* режиме. Цикличность, ритмика, пульсация, вибрация, вращение (ротация), колебания и волны с явлениями резонанса, интерференции и дифракции во многом определяют все многообразие ее внутренней структуры. Человек с пульсациями его сердца, ритмикой его дыхания и волновой (маятниковой) ритмикой его шагов, с биоритмикой его мозга и резонансами его творческих вспышек – также является частью ее волновой системы.

Сама идея волнового единства нашей Земли уже давно, можно сказать, «висит в воздухе», но до единой волновой модели ее развития пока еще далеко – и это, несмотря на то, что ее геологический прообраз в виде пульсационной гипотезы был создан еще в начале прошлого века немецким ученым А. Ротплетцем. Несколько позже свои представления о пульсационном развитии Земли обозначили наши отечественные геологи – М.М. Тетяев, В.А. Обручев и М.А. Усов. Дальнейшее развитие эта гипотеза получила в исследованиях А.Я. Шнейдерова, в работах Е.Е. Милановского, В.П. Казаринова, в весьма неординарной, но мало кому известной работе Н.Е. Мартьянова и др. В.Е. Хаин в своих последних работах также пришел к выводу о перспективности пульсационного направления.

В последние десятилетия, помимо пульсационных разработок, в отечественной геологии активно развивается математическое моделирование волновых деформаций земной коры. Обзор их состояния представлен в публикациях В.Г. Быкова. Но для создания единой волновой модели Земли одних только пульсационных разработок и математических моделей идеальных деформаций явно недостаточно. Для этого должна быть исследована вся иерархия структурирующих Планету волновых процессов, с трансляцией их на ее реальную, напряженно эволюционирующую систему и, в первую очередь, на структуру континентальной коры самой доступной для исследования и самой изученной ее части.

¹ Институт Тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН

Кора континентов является ареной, результатом и в то же время индикатором работы целой совокупности волновых процессов. Автором основное внимание было направлено именно на то, чтобы исследовать *характер геологической выраженности волновых процессов в структуре континентальной коры*. Сделано это было в рамках разрабатываемой в течение последних 20 лет региональной эволюционной модели *Востока Азии* [1], дополненной более детальными моделями ряда ее локальных структур-полигонов [2, 3]. Эта модель, акцентированная на новейший (эоцен-голоценовый) этап, оставивший после себя в земной коре наиболее выраженные следы, формировалась в глобальном пространственно-временном контексте, на основе синергетической методологии. В соответствии с ней любая геологическая структура рассматривается как результат деятельности соответствующей открытой, необратимо эволюционирующей, самоорганизующейся системы с волновым, нелинейным режимом развития.

Существенное влияние на формирование модели Востока Азии оказало сопоставление новейшей окраинно-континентальной структуры (ОКС) Востока Азии со структурой ее антипода – ОКС Намибии [4]. Планеты фрагментами Bce ОКС нашей являются окраинноконтинентальных подвижных поясов, которые структурируются в ходе взаимодействия континентов с суперплюмами – продуктами пульсирующей мантии. Суперплюмы океанов вместе с их периферическими плюмовыми системами весьма агрессивны по отношению к континентам. Ресурсы их энергии, массы и теплоемкости намного больше соответствующих ресурсов континентальной коры – более твердой, хрупкой и более легкой, по сравнению с ними. Новейшие ОКС, вместе с зонами перехода континент-океан, являются надежными индикаторами этого взаимодействия.

Иерархию структурирующих земную кору волновых процессов возглавляют **ритмы расширения – сжатия глобального уровня**, каждый из которых осложнен нерегулярной ритмикой более высокой частоты. Достаточно надежно развитие этих глобальных пульсаций реконструируется, начиная с мезозоя – со времени формирования близкой современной системы континентов и суперплюмов. В мезозое–кайнозое проявлено *два наиболее мощных ритма глобального расширения (поздний триас – ранний мел и эоцен – ранний плейстоцен)*, которые разделены *позднемеловым–палеоценовым ритмом сжатия*. В *плейстоцене* новейшее расширение сменил самый молодой – короткий, но весьма мощный *ритм глобального сжатия*.

В этой ритмике выделяется два важнейших временных рубежа граница пермь-триас и рубеж, соответствующий раннему плейстоцену.

Первый обозначил начало формирования упомянутой системы континентов и суперплюмов. Второй рубеж определил состояние их современной структуры, состояние современного Мирового океана и, что особенно важно, он положил начало развитию популяции «homo sapiens». Оба рубежа связаны с внешним вмешательством, с воздействием на открытую систему Земли двух мощных потоков астероидов. След первого потока обозначен Тихоокеанской впадиной, трактуемой в качестве астроблемы многими исследователями, начиная с Дж. Дарвина, сына Ч. Дарвина.

Плейстоценовый поток астероидов оставил после себя более многочисленные и более надежно идентифицируемые следы на континентах. Эти следы представлены многочисленными астроблемами, количество которых год от года наращивается, поскольку их кольцевые структуры хорошо выражены в современном рельефе. Яркая выраженность этих структур является, в то же время, и прямым доказательством их плейстоценового возраста. У более древних астроблем шансов так сохранить себя на земной поверхности в условиях длительного воздействия эрозии и выветривания просто не было.

Нерегулярная, нелинейно организованная пульсация суперплюмов вызывает в неоднородной структуре континентальной коры соответствующую ритмику растяжения-сжатия с возвратно-поступательными движениями древних жестких блоков – кратонов, микроконтинентов и пр. В коре континентов и, в первую очередь, в мобильной структуре подвижных поясов ритмичные движения этих жестких блоков сопровождаются формированием разломов и развитием масштабной, сложноорганизованной волновой сдвиг-надвиговой тектоники. Разломы, контролирующие ход внутреннего структурирования коры, функционируют в волновом (маятниковом) режиме нелинейного знакопеременного сдвига (ЗПС). Индикаторами ЗПС являются локализованные в разломах инверсионные структуры – приразломные впадины в орогенах и внутренние поднятия в рифтогенах. Характер ЗПС и его индикаторов был исследован на примерах упомянутых выше структур-полигонов. Для инверсионного поднятия была разработана также и экспериментальная модель [4].

Нелинейность режима ЗПС с нерегулярной сменой активности разломных систем и некомпенсированным смещением бортов разлома смещениями противоположного знака фиксируется в коре остаточными сдвиг-надвиговыми деформациями. В процессе ЗПС разлом фрагментируется и с формированием *разломной зоны*, мощность которой постепенно наращивается. На Востоке Азии мощность новейших зон глубинных разломов нередко составляет десятки километров (иногда более 100 км). С другой стороны, режим ЗПС *регламентирует амплитуду* остаточных деформаций, обеспечивая структурам континентальной коры сохранность их целостности. Яркой иллюстрацией этого является, в частности, сохранность целостности двух самых крупных мезозойско-кайнозойских рифтогенных систем региона – Сунляо-Амуро-Зейской и Амуро-Ханкайской. Эти контролирующиеся ЗПС-тектоникой рифтогены развивались, сохраняя свою целостность, соответственно с мезозоя и эоцена.

Сочетание всех этих «медленных» волновых тектонических процессов определяет, в свою очередь, условия развития геологически мгновенного, *волнового по определению, сейсмического процесса,* с иерархией его систем от глобальных сейсмических поясов до отдельного землетрясения (3T), с его волновой деформационной системой. Эта деформационная система генерирует различные по морфологии сейсмодислокации, имеющие отчетливые признаки *волновой, резонансной природы*. Все сейсмодислокации – это поверхностные (бескорневые), локальные структуры, образование которых локализовано во времени и пространстве. Многие из них имеют и отчетливо волновую морфологию.

Ход внутреннего развития структуры Востока Азии в мезозоекайнозое определил механизм трехстороннего пульсационного пресса с возвратно-поступательными движениями Сибирского, Китайского кратонов и Тихоокеанской плиты – западной части одноименного суперплюма. В плейстоцене действие этого пресса было дополнено движением к северу Филиппинской и Индийской плит, инициированное соответствующим по времени ритмом глобального сжатия. На всех континентах плейстоцен отмечен вспышкой продолжающегося до настоящего времени орогенеза. На Востоке Азии в это время были образованы горные сооружения Гималаев, Памира, Алтая, Становика, Сихотэ-Алиня и др. Разломные системы подвижных поясов, контролировавшие развитие новейших трапповых базальтов, были в это время активизированы с дополнительным проявлением базальтоидного вулканизма. В плейстоцене была окончательно оформлена и окраинно-континентальная структура региона с зоной перехода континент-океан. Если в рамках новейшего ритма расширения они развивались с выраженной доминантой рифтогенеза, то в плейстоцене здесь начал наращиваться орогенез. Зону перехода осложнили в это время структуры Хоккайдо-Сахалинского и Курило-Камчатского орогенов.

В представленной здесь модели, по сути, обозначается начало пути к созданию новой геологической парадигмы – парадигмы *волновой нелинейной геодинамики*.
Литература

1. Коковкин А.А. Геодинамическая модель кайнозойского этапа развития континентальной коры юга Дальнего Востока России и уран-полиэлементное рудообразование. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: РИС ВИМС, 2007. 50 с. http://vak.ed.gov.ru/announcements/geomin/573/.

2. Коковкин А.А. Комплексная эволюционная модель новейшей инверсионной структуры Хабаровско-Хехцирской системы поднятий // Отечественная геология. 2013. № 4. С. 32-41.

3. Новейшая структура Сихотэ-Алинского орогена: эволюционная модель // РГиМ. 2012. № 52. С. 39-48.

4. Коковкин А.А. Эволюция новейшей окраинно-континентальной структуры Намибии и структура-антипод Востока Азии. Опыт междисциплинарного исследования на синергетической основе. Саратов: Приволжская книжная палата, 2014. 188 с.

<u>С.Ю. Колодяжный</u>, А.С. Балуев, Е.Н. Терехов¹

Строение и эволюция Андомского сегмента окраины Балтийского щита

На примере широко известных Андомских дислокаций в районе Прионежья предпринята попытка выявить компоненты деформации пород платформенного чехла, связанные с тектоническими и гляциодинамическими факторами. Данные нарушения приурочены к одноименному сегменту крупной тектонической зоны – системе линеаментов Полканова (СЛП), развитой вдоль южной окраины Балтийского щита. Здесь в районе одноименного мыса (горы) Онежского озера изучена широкая (до 3 км) зона интенсивных складчато-разрывных деформаций в терригенных отложениях верхнего девона. Генезис этих структур проблематичен. В литературе обсуждаются гляциодинамические, тектонические и гравитационные модели их развития [1, 2]. Полученные нами данные показывают своеобразный тип линейной гребневидной складчатости Андомской структуры: сильно дислоцированные антиклинали чередуются в пространстве с пологими корытообразными синклиналями (рис. 1). В ядрах антиклиналей, представляющих собой зоны тектонического

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

течения со взбросо-сдвиговой кинематикой и высокой степенью линеаризации структур, развиты тектониты – полностью переработанные и вторично расслоенные отложения девона с вертикальной ориентировкой главных плоскостных структур (сланцеватость, полосчатость). Структурные данные показывают, что развитие Андомских дислокаций в осадках верхнего девона обусловлено длительным (поздний девон – четвертичное время) проявлением полистадийных деформаций, связанных, главным образом, с тектоническими и в меньшей степени с гляциодинамическими факторами.

Во франский век развитие Андомской структуры проявилось в становлении системы малоамплитудных конседиментационных сбросов (D₀), вероятно, связанных с флексурным изгибом слоев над погребенным сбросом в породах фундамента. Деформации развивались на фоне сбросового поля напряжений (растяжение по линии ССЗ – ЮЮВ при слабом ортогональном сжатии) (рис. 1, II).

Последующие три этапа деформаций структуры не имеют четких возрастных реперов. Учитывая, что во многом аналогичные деформационные структуры были зафиксированы в осадках верхнего карбона на продолжении СЛП к СВ, можно предположить, что их развитие было связано с позднегерцинским, либо кимерийско-альпийским циклами развития. Формирование структур субслойного срыва и течения (D₁) на данном участке, также как и во многих других областях ВЕП, предшествовало последующим деформациям (рис. 1, III). В дальнейшем проявились малоамплитудные вертикальные подвижки фундамента, обусловившие формирование «сундучных» складок штампа и поперечного изгиба (D₂).

Третий главный этап структурообразования Андомской структуры был связан с режимом транспрессии (D₃), в результате чего сформировались зоны тектонического течения преимущественно ССВ простирания (рис. 1). Они контролировали развитие пространственно совмещенных с ними гребневидных антиклиналей, в ядрах которых отмечалось выжимание пластичных песчано-глинистых пород к поверхности. При этом вдоль зон течения формировались «пальмовые» структуры и взбросо-сдвиги с преобладающей правосдвиговой компонентой перемещений. В бортах зон течения развивались диагональные складки, а между соседними зонами – корытообразные синклинали. Сопряженно с этими зонами проявились взбросо-сдвиговые нарушения ССЗ простирания, имеющие левосдвиговую компоненту смешений. В целом данный парагенез структур развивался в условиях взбросо-сдвигового поля напряжений при субширотном сжатии и субмеридиональном растяжении (рис. 1, IV, V). Во многом аналогичные динамические характери-



Рис. 1. Геолого-структурная схема Андомского мыса. Стереографические проекции (нижняя полусфера): (I) полюсов слоистости (n=234, изолинии -1, 2, 3, 4, 6, 8 %), (II–VI) – полюсов сколов и разрывов с векторами перемещения висячего крыла для структур этапов деформации D₀ (II), D₁ (III), D₃ и D₅ (IV – пикеты A1–A8, V – пикеты A9-A20) и гляциодислокаций D₄ (VI). Условные обозначения:

I – структурные линии слоистости; 2 – зоны тектонического течения; 3 – разрывы и направления смещений; 4 – взбросы и надвиги (а), сбросы (б); 5 – шарниры антиклиналей (а) и синклиналей (б); 6 – элементы залегания слоистости (а) и косой слойчатости (б); 7, 8 – номера пикетов и ориентировка палеонапряжений (заливка – квадрант растяжения, белое – квадрант сжатия), выявленных по структурам тектонического (этапы D₃ и D₅) (7) и гляциодинамического (этап D₄) (8) генезиса; 9 – направления движения ледника; 10 – местоположение скважины (а) и вершины горы Андома (б); 11–15 – структурные элементы на стереографических проекциях: 11 – осевые плоскости складок F₀ – F₃, 12 – шарниры складок (B₁ – B₃), найденные геометрически (а) и по замерам (б), 13 – горизонтальные проекции главных осей деформации, 14 – полюса нарушений и векторы перемещений висячего крыла, 15 – положение главных осей деформации сжатия (а) и растяжения (б)

стики имеют системы «свежих» трещин и зон трещиноватости в породах фундамента, что позволяет полагать, что сдвиговые перемещения кристаллического основания спровоцировали проявление сдвиговой тектоники в осадках чехла. Вертикальная же компонента перемещений в пределах зон тектонического течения явилась результатом транспрессии и вязкостной инверсии, когда пластичные слои испытывали протрузивное выжимание к поверхности эрозии.

Четвертый этап деформаций Андомской структуры был обусловлен проявлением гляциотектоники в плейстоцене (D_4). Следы перемещения ледника на значительной части восточного побережья Онежского озера были удивительно выдержаны и показывают, что единый ледовый покров перемещался в направлении с СЗ на ЮВ. В основании этого ледового аллохтона развитие структур происходило в условиях надвигового поля напряжений, установленного и в породах фундамента, и в осадках чехла (рис. 1, VI). Этой особенностью гляциодинамический парагенез отличается от более ранних структур (D_3).

Деформации пятого этапа в кинематическом отношении полностью унаследовали транспрессионные преобразования третьего этапа, но отличаются от них небольшой интенсивностью (амплитуды смещений до 1 м) и локальным развитием. Нарушения этого этапа (D_5) смещают гляциоструктуры (D_4) и проникают в чехол поздних ледниковых отложений. Они имеют голоценовый возраст, а их развитие обозначило неотектонический этап активизации более древних разрывов.

Как показали геохимические исследования, в пределах зон тектонического течения Андомской структуры отмечаются концентрации микроэлементов значительно превосходящие кларковые значения. Судя по преобладанию закисной формы железа, высокому содержанию таких транзитных элементов как ванадий, хром, кобальт, никель и медь, а также по наличию структур «оглеения» можно предполагать глубинную природу и восстановительный потенциал флюидных потоков, обусловивших минерализацию. Учитывая пространственную и генетическую связь процессов флюидизации с транспрессионными структурами главного этапа деформаций (D₃), следует отметить, что они являлись одним из важных факторов способствовавших развитию различных форм тектонического течения. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-00149, 13-05-00298) и Программы ОНЗ № 10.

Литература

1. Афанасов М.Н., Карчевский М.Ф., Громов П.А. Геологические аномалии в Юго-Восточного Прионежья // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30-31. С. 74-78.

2. *Енгалычев С.Ю*. Геологическое строение и генезис дислокаций на Андомской горе // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2007. Вып. 1. С. 32-39.

М.Л. Копп¹

Кинематическая асимметрия как универсальная причина дугообразного изгиба структур горизонтального растяжения (на примере региональных и глобальных тектонических обстановок)

В литосфере Земли широко распространены разрывы и другие дизъюнктивные структуры растяжения правильной дугообразной формы в плане. Их линии вписываются в окружность, но при этом размеры дуг не превышает меньшей (примерно не более трети) ее части. По поводу природы изгиба этих структур высказывались разные точки зрения, однако они противоречивы и не достаточны для объяснения всего разнообразия частных видов дугообразных структур. Отметим лишь, что некоторые концепции включают роль кинематических факторов: наличия или отсутствия пространства по горизонтали для смещения по сбросам [1–3], либо влияния течения масс, дополняющего обстановку растяжения [4]. Автор доклада уже обращался к анализу кинематики

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

дугообразных структур растяжения на примерах Большого Кавказа, грабена Эль Габ в зоне разлома Мертвого моря и новейших структур Русской плиты [3, 4–8], однако развернутая концепция сложилась лишь в последние годы.

В докладе обосновывается, что универсальной причиной дугообразного изгиба является кинематическая асимметрия обстановки растяжения – когда ускорение получает то из двух противоположных крыльев разрыва, которое встречает перед собой меньшее сопротивление по горизонтали [3, 7], либо, что почти то же самое в другом варианте, знак смещения крыла не противоречит общему направлению движения масс (рис. 1) [4, 7]. Вогнутая сторона дуги указывает в направлении более свободного удаления масс от зоны разрыва, тогда как выпуклая обращена к стороне с бо́льшим сопротивлением среды.

Это правило универсально, так как оно относится к любым формам и рангам дизъюнктивных структур растяжения: разрывам со значительным смещением, трещинам и дугообразным линеаментам, наклонным сбросам или, напротив, субвертикальным отрывам. Оно также не зависит от размера этих структур, будь то небольшая трещина или, напротив, огромной протяженности дугообразная вулканическая гряда в зоне субдукции. Возникшие при наличии кинематической асимметрии дугообразные разрывы могут иметь кинематику полного растяжения, но к их окончаниям раздвиговый тип смещения иногда замещается сдвиговым, и особенно это относится к круто изогнутым дугам. Присутствие пары левых и правых сдвигов «вытягивающего» типа на разных концах одной и ой же дуги лишь облегчает отделение и уход блока изнутри нее (см. рис. 1), однако они могут и отсутствовать. Помимо этого, связь дугообразных структур с обстановкой поперечного к ним кинематически асимметричного растяжения объясняет и обычную для них короткую (по отношению к полной окружности) длину дуги: иначе, если бы она достигла хотя бы полуокружности, ее концевые отрезки были бы поперечным сжатием заблокированы уже не только для раздвигового, но и для сдвигового смещения.

Сфероидальная или, для плоской деформации, цилиндрическая (в любом случае – дугообразная в плане) поверхность лучше всего приспособлена для отделения блока-сегмента от остальной части массива, так как кк округлая форма создает наименьшее трение. Поэтому фактически по своей морфологии и условиям образования такие поверхности разрывов ничем не отличаются от сфероидальных поверхностей раковистого излома, образующихся при отколе от материнского массива образца минерала или породы с изотропной внутренней структурой: крем-



Рис. 1. Свободное ограничение с одного бока как причина дугообразного изгиба разрыва растяжения; а – кинематически симметричная ситуация, б–г – кинематически асимметричная ситуация (свобода для движения лишь с одной стороны): б – дугообразные разрывы, вогнутые к свободному краю – конфигурация, из-за минимального трения оптимальная для отделения блока-сегмента, в – неблагоприятный вариант объединения разрывов разной кинематики, г – диаграмма, объясняющая происхождение короткой по отношению к полной окружности длины дуги разрыва.

1 – ориентация общего («регионального») растяжения; 2 – благоприятное (к свободному краю) направление транспортировки блоков-сегментов; 3 – закрытое ограничение деформируемого объема; 4 – его свободное ограничение; 5 – разрывы растяжения: а – прямолинейные в первом приближении, б – дугообразно изогнутые; 6 – сдвиговая компонента смещения; 7 – блоки-сегменты, отделившиеся от материнского массива; 8 – виртуальная окружность, в которую теоретически может быть вписан разрыв (АВ – примерный размер дуги, длину которой он не может превысить); 9 – в «региональном» поле напряжений, направление оси горизонтального сжатия или укорочения

ня, опоки или мергеля. В таком аспекте, рассматриваемые нами структуры уместно считать разновидностью (тектонической) структур откола.

Наиболее распространенные причины кинематической асимметрии в тектонических обстановках (рис. 2) – притяжение депрессий рельефа (топографического и/или тектонического) – фактор не самый главный, но зато повсеместный, фоновый; динамическая поляризация тектонических напряжений (когда с одного бока независимо возникшая область растяжения – рифт, плюм и т.п. – попадает в область сжатия другой природы, тогда как с другого бока его нет, либо даже происходит растяжение); воздействие литосферных потоков, например, связанных с индентацией; наконец, влияние однонаправленных течений высшего порядка (мантийных), двигающих плиты.





1 – возвышенности рельефа (топографического и/или тектонического); 2 – депрессии рельефа; 3 – контур центра горизонтального растяжения внутри зоны течения;
4–7 – разрывы растяжения: 4 – сбросы, 5 – отрывы, 6 – сдвиги, 7 – взбросы; 8 – региональное растяжение; 9 – локальное сжатие (в зонах аккомодации); 10 – вектор предпочтительного отодвижения крыльев разрывов; 11 – вектор индентационного давления – одного из факторов направления латеральных литосферных потоков;
12 – векторы движения литосферных потоков; 13 – направление предполагаемого мантийного течения высшего порядка

Влияние кинематической асимметрии на морфологию структур растяжения прослежено на материале по динамике и кинематике конкретных тектонических обстановок: континентального рифтогенеза (примеры из Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем), авлакогенеза в кратонах, сопутствующего формированию близлежащих океанов (Восточно-Европейская платформа) [9], условий формирования «ячеистых» гирлянд уступов в пассивных континентальных окраинах (юг Скифской плиты в Предкавказье), формирования грабена осевой зоны орогена (Алазанская впадина Большого Кавказа), динамики и кинематики образования дугообразных линеаментов платформ в связи с влия-



Рис. 3. Структурная приуроченность прямолинейных и дугообразных линеаментов растяжения по отношению к Воронежскому массиву (отражающая вероятное гравитационное растекание его литосферы в стороны соседних синеклиз): первые – в центре массива, вторые – вдоль его границ с соседними синеклизами.

1 – щиты, 2 – антеклизы, 3 – своды фундамента, 4 – авлакогены, 5 – синеклизы, 6 – Донецкое герцинское складчатое сооружение, 7 – новейшие прогибы, 8 – эрозион-

но-тектонические уступы рек (штрихи – по экспозиции уступа), 9 – ориентация регионального неотектонического растяжения, определенная структурными методами [3, 7, 8], 10 – то же, сжатия, 11 – приоритетное направление движения масс при неотектоническом растяжении. Наименования структур: 1 – Ростовский выступ Украинского щита, 2 – Воронежский массив; своды: 3 – Токмовский, 4 – Татарский, авлакогены; 5 – Днепровско-Донецкий, 6 – Пачелмский, 7 – Казанско-Кажимский; синеклизы: 8 – Московская, 9 – Прикаспийская; новейшие прогибы: 10 – Заволжский, 11 – Окско-Донской, 12 – Мещерский, 13 – Волжско-Ветлужский.

нием на него древних неоднородностей платформенной структуры наряду с региональными неотектоническими напряжениями (восток Русской плиты) [7–8]. Признаки кинематической асимметрии ярко проявляются в морфологии плавно изогнутых в плане быстроспрединговых хребтов в Тихом и Индийском океанах, где она связана с подтягиванием океанических плит изнутри дуги в зоны субдукции западнотихоокеанского типа (развивающихся с участием растяжения), и, наконец, ее участие может быть предположено и для самих островных дуг зон субдукции западно-тихоокеанского типа.

При этом повсюду оказывается, что дугообразные структуры растяжения обращены своей вогнутой стороной по направлению приоритетного, в соответствующем домене, движения масс, и этот признак может использоваться как один из способов кинематического анализа обстановки горизонтального растяжения. Кроме того, присутствие дугообразных структур (тем более, когда они ассоциируют с «вытягивающими» сдвигами) иногда помогает подтвердить и сам факт наличия такого растяжения, либо, при недостатке прямых свидетельств, хотя бы сделать соответствующие предположения. Вряд ли стоит комментировать практическую ценность подобных наблюдений – учитывая возможную концентрацию на участках растяжения скоплений полезных ископаемых.

Одновременно получен ряд интересных результатов общетектонического характера. Прежде всего, это новая гипотеза происхождения дугообразной формы островных гряд зон субдукции – в результате поперечного к ним кинематически асимметричного растяжения, с предпочтительным перемещением блоков в сторону континента. Возможность приращения свободного пространства для тех зон субдукции, где происходит откат океанической плиты к зоне спрединга и выкручивание субдуцируемого слэба, указывалась в известных работах [10 13]. Далее, показана концентрация дугообразных разрывов и линеаментов на участках утонения и выклинивания массивных линз континентальной коры – будь то для платформ (границы антеклиз и синеклиз, рис. 3) или на окончаниях материков в пассивных окраинах, изобилующих разнопорядковыми выемками в контурах шельфовых и береговых уступов. Следование гирлянд подобных выемок зонам утонения континентальной коры рождает представление о вызванном действием гравитации центробежном движении масс к участкам утонения и смены типа коры (см. рис. 3). В качестве наиболее вероятной причины автор считает действие эффекта клина [14] – когда система с энергетически невыгодными – наклоненными – площадками, разделяющими слои разной плотности, реорганизуется в гравитационном поле так, что границы слоев в итоге становятся горизонтальными, а мощность каждого слоя выравнивается. Результаты действия подобного механизма найдены в особенностях неотектоники и рельефа востока Русской плиты. С другой стороны, более скромно оценивается роль силы тяжести для некоторых других явлений: например, при образовании грабенов осевой зоны орогена, которые считаются следствием гравитационного коллапса. Однако, как это видно для Алазанской впадины Большого Кавказа, проявление поперечного к нему горизонтального растяжения локально и строго регламентируется неоднородностями распределения коллизионного сжатия.

Работа выполнена при поддержке Программы № 6 ОНЗ РАН.

Литература

1. Cloos H. Über antitetische Bewegungen // Geol. Rdsch. 1928. Bd.19. h.3. P. 246–251.

2. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.

3. *Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

4. *McGill E., Stromquist A,W.* Grabens of Canyonlands national park, Utah: Geometry, mechanics, and kinematics // J. of Geophys. Research. 1979. Vol. 84, N B9. P. 4547–4563.

5. Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К., Факиани Ф., Хафез А. Механизм формирования присдвигового грабена Эль Габ (Сирия) и проблема пропагации Левантинского трансформного разлома // Геотектоника. 1999. № 6. С. 77–92.

6. Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарщиков А.А. О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. ВУЗ'ов, геол. и разв. 1999. № 4. С. 21–37.

7. Копп М.Л. Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71–90.

8. Копп М.Л., Вержбицкий В.Е., Колесниченко А.А и др. Новейшее поле напряжений востока Русской плиты и Урала (по макро- и мезоструктурным данным) // Геотектоника. 2014. № 4. С. 23–43.

9. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. Автореф дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2013. 44 с.

10. Uyeda S., Kanamori H. Back-arc opening and the mode of subduction // Journal of geophys. research. 1979. Vol. 84. № B 3. P. 1049–1062.

11. Forsyth D.W., Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motions // Roy. Astr. Soc. 1975. Vol. 43. P. 63–200.

12. *Hilde Th.W.C.* Sediment subduction versus accretion around the Pacific // Tectonophysics. 1983. Vol. 99. P. 38177–397.

13. Isacks B.L., Oliver J., Sykes L.R. Seismology and the new global tectonics // J. Geophys. Research. 1968. Vol. 73, P. 5855–99.

14. Лукьянов А.В. Эксперимент в тектонике // Экспериментальная тектоника: методы, результаты и перспективы. М.: Наука, 1989. С. 9–30.

<u>Е.А. Кораго</u>, Н.Н. Столбов¹

Базитовые провинции больших объёмов в Российской Арктике

1. В Российской Арктике (с условной южной границей по Северному Полярному кругу – 66°40' с.ш.) базитовый магматизм пользуется широким развитием, образуя крупные магматические провинции (КМП, LIPs) позднедевонского, пермо-триасового и позднемезозойского возрастов. Менее широко в Европейской Арктике в форме комплексов малых тел и даек проявился неопротерозойский (позднерифейско-вендский и частично гренвильский) базитовый магматизм, а в островной части запада Европейской Субарктики и в Гренландии известна кайнозойская Брито-арктическая провинция.

2. Проявления базитового *неопротерозойского* (гренвильского и тиманского) магматизма локализованы преимущественно в Европейской части Арктики, где представлены габбродолеритовыми комплексами: барминско-чернорецким и северотиманско-канинским на п-ове Канин и севере Тимана, вочеламбинским (1.16 млрд лет) и рыбачинским (около 600 млн лет) на севере Кольского п-ова и п-ове Варангер [1], русановским на юге Новой Земли, тоинтинским на о-ве Вайгач и Пай-Хое, лемвинским и другими на Полярном Урале. В отличие от фанерозойских базитов они не имеют масштабного ареального распространения; им

¹ «ВНИИОкеангеология», СПб, Россия

свойственны линейные формы проявления. По аналогии с подобными формами проявления раннедокембрийских базитов в Лавразии, их вполне можно относить к КМП [2, 3 и др.], маркирующим границы блоков разного геологического строения.

На севере Сибирской платформы и Таймыре также известны неопротерозойские базиты. На юге Оленекского поднятия они слагают пластовые тела и дайки метагаббродолеритов, залегающих среди осадков рифея в грабенообразных структурах.

3. Позднедевонские базиты, представленные вулканитами, а также их субвулканическими и интрузивными комагматами, наиболее широко распространены на западе Российской Арктики. Их проявления есть на северо-востоке Сибирской платформы и в её обрамлении.

На западе ареал развития базитов охватывает почти всю Новую Землю, значительную часть п-ова Пай-Хой, Тимано-Печорскую область и Северотимано-Канинский регион с прилежащей акваторией Печорского моря и о-вом Вайгач. Линия, оконтуривающая эти районы, является условной границей, за которой тектоно-магматических событий с проявлением D₃-базитового магматизма не происходило.

Общая площадь мегаареала, где распространены базиты свыше 350.000 км²; но непосредственно на долю магматических продуктов приходится не более 7 %, т.е. около 25.000 км². Сугубо приближённо считая среднюю мощность лав и туфогенных пород равной 100 м, объём вулканического материала можно оценить в 2500 км³; но, учитывая, что девонские субвулканические и интрузивные тела широко распространены по всему разрезу палеозоя, а кое-где значительно превышают мощность вмещающих отложений, общий объём базитов составляет, по крайней мере, раз в десять больше, т.е. – не менее 25000 км³.

На востоке Российской Арктики и Субарктики позднедевонские базиты известны в дельте Лены на северном обрамлении Сибирской платформы, а также в приустьевой части р. Вилюй в границах одноименной синеклизы, где образуют крупный ареал. В дельте р. Лены распространены базальтовые потоки, чередующиеся с известняками. По находкам брахиопод в слоях, подстилающих и залегающих между лавовыми покровами, возраст базитов датируется низами франского века, т.е. соответствует времени излияния базальтов в Пайхойско-Новоземельском регионе и Тимано-Печорской области. Восточнее р. Лены, в области развития колымо-омолонских мезозоид, присутствуют тектонические отторженцы Сибирского кратона, где также проявлен девонский базитовый магматизм, начальные фазы которого датируются средним живетом [4, 5]. Эту вспышку магматизма связывают с рифтогенезом по периферии Сибирского кратона [6 и др.]. Крупный ареал девонских базитов в приустьевой части р. Вилюй приурочен к рифтогенной структуре на северо-востоке Сибирского кратона. По [7], рифтинг завершился формированием восточной границы кратона. Раскол континента был сопряжен с тройной системой рифтов, наиболее крупным из которых является Вилюйский рифт, выклинивающийся в теле кратона. Он представлен системой впадин, выполненных вулканогенно-осадочными толщами мощностью до 7 км. Наиболее масштабные излияния базитов происходили в позднем девоне и завершились в раннем карбоне [8]. Кимберлитовый магматизм также соответствует этому времени. Аг/Аг возраст долеритов (374.4 ± 3.5 млн лет [9]) из дайки, прорывающей кимберлиты, может являться верхним возрастным пределом их формирования.

4. На границе перми и триаса (практически синхронно с затуханием орогенного гранитоидного магматизма на севере Уральской складчатой области, в Пайхойско-Новоземельской и в Таймыро-Североземельской складчатых системах) в Евразии происходил гигантский по объему и ареалу распространения базитовый (трапповый) магматизм. Арктические районы РФ являются частью этой самой большой в континентальной литосфере Земли магматической провинции. Она включает значительную часть Сибирской платформы, прилегающие с востока районы Западного Верхоянья, прилегающие с запада части Западно-Сибирской плиты и юга Карского моря, а также п-ов Таймыр и Енисейско-Хатангский прогиб. На северо-западе провинция имеет ответвление, прослеживающееся по геолого-геофизическим данным и скважинам западнее Предуральского прогиба (в Коротаихинской впадине и на юге Печорского моря).

Наибольшим распространением базиты пользуются на Сибирской платформе и Южном Таймыре. Своеобразием магматизма севера Сибирского кратона (Норильско-Хараелахского района) является присутствие разнообразных по морфологии, размеру и составу мафит-ультрамафитовых интрузивов, как рудоносных (с платино-медносульфидным оруденением), так и безрудных. Все интрузивы кристаллизовались в близповерхностных условиях, о чём свидетельствует их долеритовая структура, зональное строение минералов и наличие в них расплавных включений [10]. Более ограниченное развитие базиты пермо-триаса имеют на архипелаге Северная Земля, прилегающей к нему акватории и в Приверхоянье.

В западной Арктике единичные выходы туфогенных пород на границе перми и триаса установлены лишь на баренцевском побережье Новой Земли. Более значительные ареалы, представленные преимущественно производными габбродолеритовой формации, известны в Восточной Арктике – на Чукотке (амгуэмо-анюйский комплекс), а также в небольших выходах в форме даек блока Анжу на Новосибирских о-вах.

5. Позднемезозойский внутриплитный базитовый магматизм широко развит в околополюсном пространстве Евразийской Арктики, образуя два крупных ареала (Баренцево-Карский в Западной Арктике и Новосибирский в Восточной арктической зоне РФ). Ещё один гипотетический ареал, тяготеющий к северному полюсу и хребтам Менделеева-Альфа, установлен преимущественно по геофизическим данным.

Баренцево-Карский мегаареал (Земля Франца-Иосифа, Шпицберген, крайний север Новой Земли и прилежащая акватория) охватывает площадь до 1 млн км². Эталонным районом является Земля Франца-Иосифа, где магматизм представлен всеми фациями вулканитов, а также гипабиссальными и субвулканическими субсогласными и секущими телами. Форма архипелага в современном структурном плане и рельефе, а также характер потенциальных полей позволяют рассматривать эту область в качестве вулкано-тектонического поднятия. Не исключено, что этот ареал не заканчивается вблизи желоба Анны, а прослеживается на северо-восток, поскольку есть сведения о присутствии магнитоактивных горизонтов в меловых слоях вблизи о. Визе.

Новосибирский ареал базитов Восточной Арктики РФ развит на арх. Новосибирские о-ва; часть его скрыта под водой, где устанавливается по геофизическим данным. Эталонным является о. Беннетта (о-ва Де-Лонга) около 40 км², сложенный базальтами более, чем на 90 %. Площадь ареала приближённо оценивается в 100 000 км². По [11], низы вулканогенной толщи (60 м) представлены покровами базальтов с редкими линзами и прослоями туфов и туфоаргиллитов; а верхняя часть (до 300 м) сложена мощными покровами оливиновых базальтов столбчатой отдельности. В туфоаргиллитах есть отпечатки неопределимых растительных остатков. Их спорово-пыльцевой спектр, близкий спектру углей из прослоев, имеет облик верхов раннего мела. К-Аг датировки базальтов [12, 13] отвечают апт-альбу (106–124 млн лет).

Амеразийский ареал позднемезозойского базитового магматизма включает север Гренландии, о-ва Канадского архипелага (бо́льшая часть Ar-Ar датировок отвечает интервалу 133–123 млн лет, но есть и более молодые значения – 86±5 и 82±1 млн лет) и предположительно район хребта Альфа. В районе этого хребта ряд исследователей по геофизическим данным выделяют довольно обширный ареал базитов. Ar-Ar возраст драгированных здесь вулканитов 82±2 млн лет, что может свидетельствовать о проявлении здесь двух фаз ареального базитового магматизма. Кроме того, Российской высокоширотной экспедицией 2012 г. в районе хребтов Менделеева-Альфа из базитов керна, отобранного при бурении подводной лодкой (НИП «Лошарик»), выделены единичные зёрна цирконов с U-Pb возрастом около 127 и 260 млн лет, на основании чего сделано предположение, что здесь возможно совмещение трёх крупных эпизодов базитового магматизма плюмовой (?) природы [14]. Эти данные безусловно нужно иметь в виду, однако делать на их основании сколько-нибудь уверенные выводы рано. В целом, позднемезозойские базиты подковообразно обрамляют глубоководную часть Северного Ледовитого океана, вероятно, присутствуя и в самой этой области.

6. Раннекайнозойский преимущественно вулканический магматизм широко развит за пределами Российской Арктики – в Амеразийском секторе на западе и востоке Гренландии [15] и частично островах Западной Европы. В литературе этот ареал известен под названием «третичная Брито-Арктическая платобазальтовая провинция».

7. Характерными особенностями КМП являются: 1) значительные по площади и достаточно изометричные в плане ареалы их развития (за исключением преимущественно линейного распространения базитов неопротерозоя); 2) превалирующий примитивный толеит-базальтовый (тип N-MORB) либо несколько обогащенный (тип OIB, E-MORB) состав магматитов; 3) узкий (1–5 млн лет) возрастной диапазон формирования КМП, близкий главным эпохам и фазам складчатости (как правило, в посторогеническое время).

Литература

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб: Наука, 2009. 383 с.

2. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100. 1997. P. 297–333.

3. *Buchan K.L., Ernst R.E.* The High Arctic Large Igneous Province (HALIP): evidence for an associated giant radiating dyke swarm. Rotterdam: Balkema Publishers, 2006.

4. Булгакова М.Д., Колодезников П.И. Среднепалеозойский рифтогенезис на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. М.: Наука, 1990. 250 с.

5. Шпикерман В.И., Шпикерман Л.А., Волков М.Н. Среднедевонские медистые базальты юга Омулёвского поднятия. Магадан: СВТГУ, 1991. Материалы по геол. и полезн. ископ. СВ СССР. Вып. 27. С. 183-190.

6. Шпикерман В.И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с. 7. Киселёв А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. 2016. Т. 14, № 6. С. 626-648.

8. Гайдук В.В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 128 с.

9. Киселёв А.И., Ярмолюк В.В., Колодезников И.И. Сравнительная характеристика среднепалеозойского и позднерифейского плюмового магматизма Сибирской платформы // ДАН. 2010. Т. 430, № 1. С. 70-77.

10. Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищ. науч. изданий КМК, 2014. 305 с.

11. Вольнов Д.А., Сороков Д.С. Геологическое строение о. Беннетта. Л.: Гостоптехиздат, 1961. Сборник по геол. и нефтегаз. Арктики. Вып. 16. С. 5-18.

12. Федоров П.И., Флёров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // ДАН. 2005. Т. 400, № 5. С. 666-670.

13. Драчёв С.С. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 22 с.

14. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34-51.

15. Geology of Greenland / A. Escher, W. Watt (eds.). Dennmark: The Geological Survey of Greenland, 1976. 603 p.

А.К. Корсаков, С.В. Межеловская, А.Д. Межеловский¹

Надвиги в структуре Ветреного Пояса (Юго-Восток Балтийского щита)

Ветреный Пояс расположен на юго-востоке Балтийского щита и представляет собой осадочно-вулканогенную (зеленокаменную) структуру палеопротерозойского возраста [1, 4, 5]. Проведенные авторами в течение последних лет исследования Ветреного Пояса на нескольких

¹ Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, Москва, Россия

участках (г. Голец, г. Шапочка, г. Большая Левгора, г. Мяндуха, г. Двойная, р. Кирич) позволили установить в его пределах несколько разновозрастных и разноранговых систем разрывных нарушений.

Наиболее ранние разрывные нарушения (дометаморфические) имеют северо-западное простирание и характеризуются следующими элементами залегания – азимут падения 60-70°, угол падения 40-50°. Они представлены зонами рассланцевания и бластомилонитизации. Типичным представителем данной системы нарушений является Киричская зона разломов, проявленная в метавулканитах (андезибазальтах) одноименной свиты. Геоморфологически зона выражена долиной ручья Кирич, которая имеет простирание 30°. В ней повсеместно наблюдаются порфиробласты в виде «глазков» минерала розового цвета. «Глазки» располагаются как изолированно друг от друга, так и имеют эшелонированное расположение, ориентированное по сланцеватости. Наличие деформированной перекристаллизованной основной массы породы с порфиробластами позволяет диагностировать данные образования как бластомилониты. Рентгеноструктурный анализ позволил диагностировать в составе порфиробластов альбит, что подтверждается и результатами микрозондовых исследований. Наличием в составе альбита довольно большого количества железа объясняется розовый и красный цвет минерала. Присутствие в порфиробластах хрома и магния скорее всего объясняется включениями в альбите реликтов материнской породы. Выполнение разломных зон бластомилонитами позволяет сделать вывод о том, они заложились до метаморфизма осадочно-вулканогенного комплекса. На момент метаморфизма эта древняя система разломов (надвигов) служила каналами, по которым флюиды мигрировали и благодаря им образовались порфиробласты альбита. Уже на удалении в первые сотни метров от борта долины ручья Кирич в андезибазальтах исчезают порфиробласты альбита, затухает рассланцованность. Образование данной системы нарушений, скорее всего, обусловлено надвиганием Беломорского пояса на Ветреный Пояс. В пользу данной точки зрения свидетельствует и тот факт, что на границе структур в борту реки Нюхча гнейсы Беломорского пояса рассланцованы и ориентировка плоскостей рассланцевания (азимут падения 45-55°, угол падения 30-40°) совпадает с элементами залегания Киричской зоны. Подобная ориентировка разрывов наблюдается и в базальтах свиты ветреного пояса на участке г. Голец (азимут падения 50°, угол падения 40°), на удалении 8 км от границы с Беломорским поясом.

К разломам второй возрастной группы следует отнести разломы северо-восточной ориентировки с элементами залегания: азимут падения 300–320°, угол падения 40–50°. Они, как и разломы первой возрастной группы, представлены зонами рассланцевания, но без бластомилонитов. Эта система нарушений хорошо выражена в метаосадочных породах токшинской свиты, которая начинает разрез Ветреного Пояса. По этой причине она названа Токшинской зоной разломов. Детально токшинская зона надвигов изучена авторами на участке горы Двойная [2]. Разломы представлены участками рассланцевания с ориентировками: азимуты падения от 330° до 330° и углами падения от 10° до 30°. На тектоническую природу рассланцованности указывает прежде всего невыдержанная мощность отдельных полосок кварцитов, пересечение ограничивающих их поверхностей, наличие линз массивных кварцитов, которые облекаются тонкополосчатыми разностями, отмечается мелкая складчатость. Полевые наблюдения подтверждаются петрографическими данными: зерна кварца разбиваются системой параллельных трещин на отдельные пластинки, которые смещаются относительно друг друга. В кварцитах отмечаются единичные складки с осевыми поверхностями близкими к лежачим (аз. пад. 340°, угол падения 30°), положение шарнира: аз. пад. 240°, угол падения 15°. Соотношение ориентировки поверхностей рассланцевания и шарниров складок указывает на их структурный парагенезис. Деформации сжатия приводили к появлению плоскостей рассланцевания и в отдельных случаях к образованию мелких складок, у которых шарниры оказались перпендикулярны азимуту падения сланцеватости. В ряде случаев наблюдается мелкая разноориентированная рассланцованность, что может быть связано с облеканием будин или смещением и разворотом мелких блоков по более поздним разрывным нарушениям.

Нарушения данной ориентировки разбивают весь Ветреный Пояс на блоки, которые в последующие периоды существования структуры вели себя достаточно автономно [3]. По кинематическому типу эти нарушения следует отнести к надвигам.

Третья возрастная группа нарушений имеет ориентировку: азимут падения 230–240°, угол падения 40°. Эти нарушения отличаются от первых двух групп не только ориентировкой, но и характером деформаций. Для них характерны хрупкие деформации, которые привели к дроблению пород на обломки разного размера. Часто обломки в составе тектонических брекчий развальцованы, имеют элипсоподобную форму. Поверхности обломков гладкие, напоминающие зеркала скольжения, нередко со следами борозд скольжения. По кинематическому типу данные зоны следует отнести к надвигам, учитывая характер их выполнения. По отношению к метаморфизму это, несомненно, постметаморфические образования. Они возникли, когда породы были «холодными» и хрупкими. Нарушения данной группы можно наблюдать на юго-востоке структуры, в частности, в карьере на горе Мяндуха, в Булатовском карьере стройматериалов (Архангельская область, окрестности г. Плесецка).

Описанные выше три группы разрывных нарушений несмотря на разную ориентировку объединяет то, что нарушения пологопадающие (углы падения от 30° до 50°) и движения по ним сопровождались значительными динамометаморфическими преобразованиями (рассланцеванием, складчатостью, будинированием и развальцеванием пород). Это указывает на то, что возникновение нарушений и перемещения по ним блоков пород происходило в условиях сжимающих напряжений. Не случайно ведь Ветреный Пояс – структура пограничная – на стыке Карельского и Беломорского блоков.

Выделенные авторами нарушения четвертой группы характеризуются крутопадающими углами наклона. Углы их падения, как правила превышают 70°, они выражаются единичными поверхностями скольжения без зон дробления и рассланцевания, часто с ожелезнением. Это свидетельствует о том, что отсутствовали значительные амплитуды перемещения по данным нарушениям и скорее всего заложились такие нарушения в условиях растяжения, когда по разрывам блоки смещались относительно друг друга в вертикальной плоскости. Углы их падения колеблются от 70° до 90°, а преобладающие азимуты падения составляют: 20°, 50°, 90°, 130°, 150°, 180°, 270°. Таким образом, подавляющее большинство крутопадающих разрывов имеют падение в северо-восточных, восточных и юго-восточных направлениях.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект 14-05-00559.

Литература

1. Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита / Под ред. О.А. Богатикова. Л.: Наука, 1988. 387 с.

2. Корсаков А.К., Лукашенко С.В., Межеловский А.Д. Состав и строение токшинской свиты Ветреного Пояса (юго-восток Балтийского щита) // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2013. № 4. С. 11-16.

3. Корсаков А.К., Межеловский А.Д., Лобанов А.М. Блоковое строение Ветреного Пояса (Балтийский щит) // Изв. Вузов. Геология и разведка. 2010. № 2. С. 17-23.

4. Куликов В.С., Куликова В.В. О сводном разрезе раннего докембрия Ветреного Пояса // Операт.-информ. матер. Петрозаводск, 1982. С. 178.

5. Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К., Катаев В.Н., Азам Хусам. Ветреный Пояс – зеленокаменная структура плейттектонического типа // Изв. вузов. Геология и разведка. 2002. № 2. С. 3-14.

Петрология и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан)

Калба-Нарымский гранитоидный батолит, расположенный на территории Восточного Казахстана, представляет собой один из крупнейших интрузивов на территории Центрально-Азиатского складчатого пояса. Батолит является важнейшей частью Алтайской коллизионной системы, сформированной в позднем палеозое при коллизии Сибирского и Казахстанского континентов [1]. Породы батолита прорывают девонкаменноугольные отложения Калба-Нарымского террейна, который интерпретируется как преддуговой бассейн. С северо-востока Калба-Нарымский террейн отделяется от комплексов активной континентальной окраины Рудного Алтая Иртышской сдвиговой зоной, которая является крупнейшим трансрегиональным разломом в Центральной Азии.

Проведённые нами геохимические и изотопные исследования позволили выделить в составе Калба-Нарымского батолита два геохимические группы гранитоидов: S- и А-типа. Гранитоиды S-типа, рассматриваемые в [2] в составе калбинского и каиндинского комплекса, образуют основную часть батолита и представлены биотитовыми, биотитмусковитовыми гранитами и гранодиоритами. Для этих пород характерен перглинозёмистый известково-щелочной состав с высоким суммарным содержанием щелочей (Na₂O+K₂O = 6.44-8.87 мас.%) и преобладанием K₂O над Na₂O (K₂O/Na₂O = 0.89-1.48; среднее 1.18); глинозёмистые минералы представлены мусковитом, реже гранатом. Изотопный состав неодима в гранитоидах S-типа варьирует в интервале $\varepsilon_{Nd}(t) = +0.8$ - +3.3 (по 9 анализам). Гранитоиды А-типа, относимые к монастырскому комплексу [2], образуют ряд крупных изометричных массивов в западной части Калба-Нарымского террейна и представлены биотитовыми крупнозернистыми лейкократовыми гранитами. Для лейкогранитов характерны высокие содержания SiO₂, K₂O, Fe₂O₃, а также повышенные значения HFSE (Zr, Nb, Y, Hf, Th) и REE. Изотопный состав неодима в гранитоидах А-типа варьирует в интервале $\varepsilon_{Nd}(t) = +3.5 - +5.3$ (по 3 анализам).

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

² Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

³ Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия

Согласно проведённому U-Pb изотопному датированию (11 датировок методом LA-ICP-MS, 1 датировка методом SHRIMP-II), Калба-Нарымский гранитоидный батолит был сформирован в узком временном интервале – не более 20 млн лет (296–276 млн лет) (рис. 1). При этом можно выделить два этапа его становления. Первый этап – главный объем батолита, сложенный массивами гранитоидов S-типа (296–286 млн лет); второй этап – массивы, представленные гранитами A-типа (284–276 млн лет).

Для выяснения источников и условий формирования гранитоидов Sтипа был проведён анализ вещественного состава осадочно-метаморфических толщ, слагающих Калба-Нарымский террейн, а включая линзы метабазальтов, представляющие собой метабазитовое основание террейна. Согласно изотопным характеристикам Nd и проведённому численному геохимическому моделированию плавления, формирование гранитоидов S-типа происходило в результате частичного плавления метапелитовых толщ, с участием выплавок (20-30 %) из метабазитовых пород основания Калба-Нарымский террейна. Для лейкогранитных массивов характерны более высокие значения Nd, что предполагает значительное участие в их формировании деплетированного мантийного источника. Привлечение большого количества выплавок из метабазитов основания позволяет объяснить высокие значения $\varepsilon_{Nd}(t)$, но делает невозможным образование высококалиевого лейкогранитового расплава с повышенным содержанием REE. Следовательно формирование изучаемых лейкогранитов А-типа возможно только при привносе в выплавки из метапелитового субстрата этих элементов с глубинным флюидом из обогащённого мантийного источника.

Формирование гранитоидов Калба-Нарымского батолита происходило одновременно с внедрением габбро-пикритоидных массивов и габбро-гранитных серий в сопряжённой Чарской зоне [3] и формированию крупных объёмов гранитоидных массивов в Монголии и Забайкалье [4, 5]. Таким образом, масштабное плавление коровых субстратов и формирование крупного объёма гранитоидов на территории Восточного Казахстана за короткий временной интервал являлось следствием крупного термального события (прогрева литосферы) и связанно с формированием Таримского крупной изверженной провинции [6]. На первом этапе (296–286 млн лет) влияние мантийного плюма заключалось в тепловом прогреве коровых субстратов без непосредственного участия вещества плюма, что привело к массовому плавлению коровых субстратов и формированию гранитов S-типа. На втором этапе (284–276 млн лет), при дальнейшем прогреве литосферы, плавление коровых субстратов происходило с участием мантийного глубинного флюида.



Рис. 1. Обобщение результатов U-Pb датирования по гранитоидам Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан)

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РНФ № 15-17-10010.

Литература

1. Владимиров А.Г. и др. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321– 1338.

2. Навозов О.В. и др. Нерешенные вопросы пространственной и генетической связи некоторых видов полезных ископаемых с интрузиями Калба-Нарымской и Западно-Калбинской зон Большого Алтая // Геология и охрана недр. Алматы, 2011. № 2. С. 32-40.

3. *Хромых С.В. и др.* Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648-1667.

4. Ярмолюк В.В. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115. 5. Козловский А.М. и др. Этапы и закономерности проявления позднепалеозойского анорогенного магматизма в герцинидах Южной Монголии // Докл. РАН. 2012. Т. 445. № 3. С. 308.

4. Xu YG et al. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. Vol. 204. P. 20–35.

<u>Ф.С. Котов¹</u>

Специфика выделения разрывных структур в геологогеофизическом разрезе скважин в осадочных отложениях Среднего Приобъя

Среднеобская нефтегазоносная область расположена в центре Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. В пределах этой области располагаются богатейшие по своим запасам месторождения такие, как Самотлор, Приобское, Усть-Балыкское, и др. В общей сложности насчитывается более 90 месторождений, довольно плотно расположенных относительно друг друга. Фактически все залежи приурочены к отложениям юрского и мелового возраста и характеризуются поровым типом коллектора. Отложения неокома являются нефтевмещающими для большинства залежей углеводородов. Эти отложения связаны с ярусами мела: берриасским, валанжинским, готеривским и барремским; на площадях Среднего Приобъя представлены: ахской, сургутской, алымской, вартовской, черкашинской, фроловской, и др. свитами.

Интересный материал, по выявлению разрывных структур, был получен при корреляции геолого-геофизического разреза скважин Мало-Балыкского месторождения нефти [2]. Это месторождение расположено на юго-западном окончании Сургутского свода и приурочено к одноименной брахиантиклинали, выявленной сейсморазведочными работами в 1962–1963 гг. Поднятие имеет субмеридиональное простирание; размер – 12×6 км; оконтуривается изогипсой – -2800 м по отражающему горизонту «Б»; амплитуда поднятия – 150 м [4]. В настоящее время на месторождении работает более тысячи эксплуатационных скважин.

В условиях геологического разреза Мало-Балыкского месторождения толщи сформированы достаточно последовательно. Видимые несо-

¹ ООО «Геолинвестпроект», Москва, Россия

гласия связаны с дизъюнктивными нарушениями, резко осложнившими геолого-промысловую модель залежей месторождения.

Методика выявления разрывных нарушений в ходе детальной корреляции геолого-геофизических разрезов скважин достаточно хорошо описана рядом исследователей, в частности, В.А. Долицким [3]. Однако, весь накопленный опыт основан на изучении либо горно-складчатых областей, либо регионов с длительной историей освоения, таких, как Волго-Уральская нефтегазоносная провинция. Для Западной Сибири такие работы фактически не проводились, хотя их необходимость не вызывает сомнений.

В пределах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции появляется все больше сведений об обнаружении тектонически-экранированных или тектонически-нарушенных залежей углеводородов, в пределах осадочного чехла: Когалымское, Конитлорское (Сургутский нефтегазоносный район), Северное, Чкаловское (Васюганский НГР), Южно-Черемшанское (Александровский НГР), Русское (Тазовский НГР), Оленье, Катыльгинское (Каймысовский НГР) [4]. Большинство упомянутых объектов находится в непосредственной близости от Сургутского свода. Разрывные нарушения на Мало-Балыкском месторождении были обнаружены впервые в ходе исследований, проведенных авторами [2].

Проблема трассировки малоамплитудных разломов смогла быть решена благодаря оперативному изучению материалов ГИС. Общий характер разломов на Мало-Балыкском месторождении связан с амплитудами фиксируемых смещений в среднем 15–20 м, при максимальной величине 55 м. В ходе детальной корреляции были выявлены разломы, которые можно расклассифицировать следующим образом: сбросы с субвертикальным сместителем, сбросы с сместителем имеющим крутой наклон, сбросы с пологонаклоненным сместителем и взбросы.

Один из сбросов имеет сместитель с крутым падением, обнаружен в северной части месторождения (рис. 1). Сброс вскрывается семью скважинами №№: 3200, 3258, 1111, 7500, 3185, 7579, 3965. Поверхность сместителя на подсеченном участке представляет собой крутонаклоненную в юго-восточном направлении плоскость с элементами залегания: азимут падения – 230°, угол падения – около 50°, простирание с северо-запада на юго-восток. На профиле скважин, набранном в направлении погружения сместителя, прослеживается выпадение толщин отложений верхнего мела порядка 55 метров (см. рис. 2). Были проведены изогипсы плоскости сместителя. Критериями выделения положения сместителя был анализ положения реперных пластов и т.н. циклитов.



Рис. 1. Геологическая модель залежи нарушенной сбросом. А – схема в плане, Б – разрез: *1* – изолинии кровли пласта коллектора, *2* – проекция плоскости сместителя на кровлю, *3* – границаводо-нефтяного контакта, *4* – скважина (номер и АО кровли), *5* – линия разреза

Пачка	скв. 3943	скв. 7579	скв. 3200	скв. 1111	скв. 7500	скв. 3185	скв. 3965	скв. 3258	скв. 3163
Kag	1,800	1,800	1,800	BK IK SP - 1,800	BK IK SP 1,800	BK IK SP 1,800	BK IK SP 1,800	BK IK SP 1,800	1,800
Кошайс	BL IV CD	(2,057)	(1,899) BK IK SP	-(1,950)	(2,090)	(2,067)	(1,956)	-(1,908)	BK IK SP
AC.	1,900	1,900 (2,158)	1,900 (1,999)	1,900	(2,193)	(2,168)	(2,000)	(2,010)	1,900
AC	-2,000	2,000	2,000	2,000	2,000 (2,295)5	2,000	2,000	2,000	2,000
AC		2,100		2,100	2,100	2,100	2,100	2,100	2,100
CKAR		(2,360)	(2,200)				2200		A CONTRACT
Пвм	2,200	2,200 (2,461)	2,200 (2,300)	2,2005	(2,200	(2,468)	(2,372)	2,200	2,200
BC.	2,300	2,300	2,300	2,300	2,300	2,300	2,300	2,300	2,300
ская	2,400	2,4005 (2,661)	2,4002	2,400	2,400' (2,698)	2,400	2,400 (2,576)	2,400	2,400
цачимов	2,500	2,500	2,500	2,500 (2,655)	2,500 (2,798)	2,500 (2,768)	2,500	2,500 (2,618)	2,500 (2,701)
я На,	2,600	2,600	2,600	^{12,600}	22,600 (2,898)	2,600	2,600	2,600	2,600 -
MOBCKa		8		2,700	2,700 10	2,700	2,700 10	2/00 10	
Ачи	2,700	(2,961) IO,	(2,800) IO	^(2,855) Ю	(2,998)	(2,968) IO	6	(2,818) 10	(2,901) IO
Barkeho- BCK33	<u>-10 </u>						1	2	3

Рис. 2. Схема детальной корреляции продуктивных горизонтов, нарушенных сбросом.

I – реперные пачки: *a* – глины, *б* – аргиллиты, *2* – корреляционные границы, *3* – сброс

Глины в условиях терригенного разреза нижнего мела Среднего Приобъя являются хорошими маркирующими горизонтами и используются в качестве региональных реперов. Пласты глин соответствуют отдельным пачкам: внутриачимовская маркирующая (МАч), надачимовская, пимская, кошайская и др. На каротажных диаграммах глины характеризуются положительными значениями самополяризации и высокой проводимостью индукционного каротажа. Важной корреляционной поверхностью является кровля битумсодержащих глин волжского возраста – баженовской свиты. Данная поверхность определяет положение подошвы неокома и характеризуется высокими значениями бокового каротажа и положительной аномалией самопорялизации. Внутриачимовская маркирующая пачка (МАч) сложена битуминозными глинами, имеет выдержанную мощность 20 м. Надачимовская (в пределах которой выделяется куломзинская пачка) достигает 60–100 м и сложена глинами и аргиллитами. Последняя относится к ахской (мегионской) свите. Пимская пачка образована пластом глин с толщинами более 30 м, расположена в кровле ахской (вартовской) свиты. Кошайская пачка с примыкающими в подошве глинами горизонтов AC₁₋₃ превышает толщину 100 м, входит в состав алымской свиты.

Ритмостратиграфический корреляционный критерий работает для всего разреза неокома. Нами была выявлена и использована закономерность, описанная ранее для Приразломного месторождения [1]. Стратиграфические циклиты обусловлены последовательным переслаиванием снизу вверх: глин, аргиллитов, глинистых алевролитов, песчанистых алевролитов и песчаников. Чередования характеризуются выдержанными толщинами 20–30 м и постоянством литологического состава. Особенно хорошо циклиты прочитываются по каротажным диаграммам индукционного метода (ИК) ГИС. Циклиты маломощные 10–15 м и сходные по морфологии и составу.

Данные критерии позволяют с высокой степенью достоверности выделить положение сместителя в геолого-геофизическом разрезе скважин.

Описанная специфика выделения разрывных нарушений может оказаться полезной при выделении малоамплитудных деформаций, менее 20 метров, «не видимых» при сейсмическом профилировании. В перспективе, становится возможным решение многих проблем региональной геологии, в частности: создание геологической модели региона, выявление важных закономерностей строения толщ и залежей углеводородов.

Литература

1. Гутман И.С., Бакина В.В., Копылов В.Е., Котов Ф.С., Кузнецова Г.П., Скрябина Т.Ф, Скворцов М.Б., Зорькина В.Я. Детальная корреляция продуктивных пластов групп А и Б Приразломного месторождения. Тез. докл. 4-я науч. конф. Актуальные проблемы состояния и развития нефтегазового комплекса России. Секц. 1. М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2001. С. 19.

2. Гутман И.С., Копылов В.Е., Котов Ф.С., Староверов В.М. Методические основы корреляции геолого-геофизических разрезов скважин при геолого-промысловом моделировании залежей углеводородов Среднего Приобъя с помощью программы детальной корреляции «Геокор-2» на примере Мало-Балыкского месторождения нефти // Геология нефти и газа. ЗАО «Геоинформмарк». 2002. №1. С. 42-52.

3. Долицкий В.А. Геологическая интерпретация материалов геофизических исследований скважин. М.: Недра, 1966. 387 с.

4. Нефтяные и газовые месторождения: Справочник в двух книгах / Под ред. С.П. Максимова. Книга вторая. Азиатская часть. М.: Недра, 1987. 303 с.

Крупные сейсмогравитационные выбросы горных пород в акваторию Черного моря у западной оконечности Кавказа

Рельеф южного склона Северо-Западного Кавказа, а также дна прилегающей к нему акватории Черного моря обусловлен различными факторами, включая особенности геологического строения, тектонических движений, а также колебаний уровня моря. Рельеф дна в целом имеет достаточно простое строение и включает такие общие для всего северовосточного побережья Черного моря черты как узкий шельф и крутой континентальный склон.

Однако некоторые участки побережья сильно выделяются по своим геолого-геоморфологическим характеристикам, так как на их строение и морфологию оказали воздействие высокоэнергетические сейсмические события недавнего геологического прошлого, сопровождавшиеся образованием крупных сейсмогравитационных структур на южном склоне Северо-Западного Кавказа с выбросом их в прилегающую акваторию. Одним из таких районов является участок Черноморского побережья от г. Анапа до г. Новороссийск.

Исследования, представленные в данной работе, проводились авторами в 2014–2015 гг. на участке Черноморского побережья между г. Анапа и г. Новороссийск, включая м. Утриш и п-ов Малый Утриш, где южный склон Северо-Западного Кавказа подвергся максимальной сейсмотектонической переработке [1–3, 6]. В ходе проведения были выявлены и закартированы как крупные сейсмогравитационные образования, так и отдельные первичные сейсмодислокации и небольшие блоковые оползни.

Для изучения рельефа дна использовались батиметрические карты, составленные по данным сонарных наблюдений, что позволило установить его основные морфологические и морфометрические параметры в зоне распространения сейсмогравитационных структур.

Наиболее крупными являются три сейсмогравитационных оползня: Большой Утришский, Малый Утришский и заключенный между ними Лагунный. Размеры Больше-Утришского оползня: длина – 3,3 км, ширина – 3,1 км. Подводная граница расположена в 1,3–1,7 км от берега. Малый Утришский оползень: длина – 5,1 км при максимальной ширине 3,6 км, подводная граница – 2–2,2 км от берега. Между ними в районе так называемых лагун расположен еще один оползень. Его ширина 3,3

¹ Кубанский государственный университет, г. Краснодар, Россия

км, длина – 3,5 км. Подводная граница – 1,6–2 км от берега. Амплитуда высот у всех обвально-оползневых структур примерно одинаковая – около 500 м (включая подводную часть).

В пределах суши сейсмогравитационные формы характеризуются типичным для подобных образований бугристым оползневым рельефом с выраженными стенками срыва, цирками, террасами и отдельными сейсмотектоническими отторженцами [2].

Значительная часть оползневых тел продолжается в море, образуя крупные формы рельефа, прослеживающиеся до глубины 50 м. Все они располагаются в пределах шельфа, ширина которого в исследуемом районе изменяется от 11 км в северо-западной части до 5 км в юговосточной и ограничивается изобатой 100 м.

Наиболее отчетливо выделяются в рельефе дна подводные продолжения сейсмогравитационных образований Большого и Малого Утриша. Они представляют собой веерообразно-мозаичные подводные формы рельефа, состоящие из хаотичного нагромождения глыб сейсмогравитационных отложений. По форме они достаточно симметричны относительно направления движения оползня.

В то же время подводная часть Лагунного оползня более сглажена и слабо расчленена, в отличие от оползней Большого и Малого Утриша. Также здесь наблюдается отчетливая ступень на глубине около 9 м, а затем 19 м. Схемы Лагунного оползня (1) и оползня Малого Утриша (2) показаны на рисунке.

Аналогичные черты имеют и подводные продолжения других крупных сейсмогравитационных структур, расположенных к юго-востоку данного участка побережья [3, 6]. Причем часть из них еще более сглажена и переработана морем, несмотря на то, что на суше морфологические признаки этих оползней выражены отчетливо. Это позволяет предположить разный возраст данных образований, а также многоэтапность их формирования и возможное омоложение в результате позднейших сейсмических событий.

В целом вопрос о точном возрасте данных структур остается открытым, однако изучение некоторых морфологических и морфометрических признаков сейсмогравитационных форм рельефа суши и дна прилегающей акватории, а также литературных данных, в том числе исторических и археологических позволили авторам сделать некоторые предварительные выводы. Так, можно уверенно утверждать, что в основной массе сейсмодислокации и сейсмодеформации Анапско-Новороссийского района намного моложе аналогичных форм на других участках Черноморского побережья. Они отличаются свежестью форм и почти не затронуты новыми процессами рельефообразования, а также



Схема сейсмогравитационных оползней с наземной и подводной частью

нигде не перекрываются отложениями древнее современных пойменных и пляжевых осадков. Верхний предел возраста дислокаций определяется отсутствием в области их развития голоценовой новочерноморской террасы, а также тем, что бугристо-западинный рельеф современного подводного склона сохранился начиная с глубин 3-4 м. т.е. непосредственно ниже зоны современной волновой абразии. Однако это утверждение справедливо для наиболее молодых сейсмогравитационных структур или их отдельных омоложенных частей, к которым относятся, прежде всего, оползни Большого и Малого Утриша. Их подводные части не несут на себе следов воздействия даже фанагорийской регрессии, максимум которой приходится на середину первого тысячелетия до н.э. В то же время отчетливые ступени на глубине 9-10 м шириной от 200 до 600 м на подводных продолжениях нескольких оползней, в том числе описанного выше Лагунного, позволяют предположить, что во время фанагорийской регрессии некоторые из сейсмогравитационных форм уже существовали. Также на отдельных участках более древних сейсмогравитационных деформаций встречаются фрагменты нимфейской террасы, образование которой происходило между I–V вв. н.э.

Таким образом, можно предположить, что сейсмогенная переработка данного участка побережья происходила в течение нескольких этапов. На более раннем этапе образовались практически все основные сейсмогравитационные формы изучаемой территории. Примерно в I–III вв. н.э. часть из них (прежде всего оползни Большого и Малого Утриша) испытали новые подвижки. На других участках, не вовлеченных вновь в сейсмогравитационные процессы, образовалась морская терраса. О возрасте молодых сейсмогравитационных структур можно судить также по данным археологических и палеосейсмических исследований, которые свидетельствуют о ряде сильных землетрясений (не менее 8 баллов), произошедших в конце первого тысячелетия до н.э. и в I–III вв. н.э. [4, 5].

Полученные авторами данные позволяют сделать вывод о том, что подобные явления активной сейсмогравитационной переработки шельфа, отчетливо выраженные в рельефе, являются уникальными для всего Черноморского побережья и больше нигде на всем его протяжении не встречаются. Сложный расчлененный рельеф подводных фронтальных частей сейсмогравитационных оползней создает особые для данного участка побережья экологические условия, влияет на разнообразие и особенности распространения морской биоты.

Кроме того, результаты, полученные в рамках данного исследования, свидетельствуют о неоднократном проявлении сейсмических событий в исследуемом регионе, высокой новейшей и современной геодинамической активности тектонических структур в зоне сочленения Черноморской впадины и Северо-Западного Кавказа, а дальнейшее изучение представленных здесь вопросов позволит внести коррективы в прогнозирование сейсмической активности этой территории.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и администрации Краснодарского края (грант 13-05-96507 р_юг_а).

Литература

1. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Сейсмогравитационные деформации южного склона Северо-Западного Кавказа // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Мат-лы XLVII Тектонического совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 44–49.

2. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Генезис обвально-оползневых структур п-ова Абрау (Северо-Западный Кавказ) // Геология. Известия наук о Земле и природных ресурсов Академии наук республики Башкортостан. 2015. № 21. С. 28–33.

3. Попков В.И., Крицкая О.Ю., Остапенко А.А., Дементьева И.Е., Быхалова О.Н. Сейсмогенные морфоструктуры южного склона Северо-Западного Кавказа // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2015. №3. С. 72–78.

4. Винокуров Н.И., Никонов А.А. О следах землетрясений античного времени на западе европейского Боспора // Российская археология. 1998. № 4. С. 98–106.

5. Рогожин Е.А., Захарова А.И. Землетрясения голоцена и долговременный сейсмический режим Северо-Западного Кавказа // Вестник ОНЗ РАН. 2002. № 1(20). С. 122–128.

6. Popkov V.I., Krickaya O.J, Ostapenko A.A., Dementjeva I.E. Seismogenic and gravitational deformations at south slope of NW Caucasus // Journal of Nepal Geological Society. 2015. Vol. 48. P. 129–131.

Рудогенез и критерии локализации рудной минерализации по данным сейсмических методов

Волны деформаций, напряжений и температуры активизируют и меняют физико-химические свойства среды, контролируют перераспределение флюидных потоков в литосфере. Рудные залежи флюидного генезиса (в том числе нефтяные) и разрывные нарушения образуются в процессе диссипации тектонической энергии, что определяет многие общие черты их залегания, которые в свою очередь являются отражением фундаментального свойства геологической среды, её конвергентности. Конвергентность объясняется главенствующей ролью кислорода - одного из самых распространенных в земной коре химических элементов. Его физико-химические свойства определяют фундаментальные свойства геологического пространства [9]. Кислород организует химические связи во всех породообразующих минералах и входит в химический состав воды, создавая тем самым единую взаимосвязь между горными породами и водными растворами. Водородные связи определяют физикохимические свойства воды и, соответственно, ее растворов [2]. Кислородными и водородными связями может быть объяснено то, что на заключительных стадиях развития различных геологических процессов наблюдаются по сути идентичные, независимые от геохронологии и пространственного положения процессы преобразования вещественного состава и структуры.

Все месторождения флюидного генезиса в той или иной мере связаны с системой разрывных нарушений. Система разрывных нарушений формирует конвективную гидротермальную систему. В разрывных нарушениях происходит диссипация энергии, формируется зональность упруго-деформационных свойств среды и, тем самым создается миграционный потенциал по отношению к флюидным потокам. Движение растворов сопровождается преобразованием горных пород (и, соответственно, их упругих свойств) в зоны гидротермально-метасоматических изменений, которые присутствуют во всех рудных и большинстве нефтяных месторождений. В среде начинают проявляться общие свойства в залегании залежей. Академиком В.И. Смирновым было показано, что несмотря общность геологических условий залегания колчеданных месторождений, удивительную устойчивость их минерального состава и

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

строения рудных залежей они формировались в различных и даже резко различной обстановке. В последствии оказалось, что конвергентность свойственна пегматитовым и другим типам месторождений.

Кислородные и водородные связи, порождая общие черты в организации геологической среды, определяют геофизические методы изучения. Низкая поляризуемость атомов кислорода обуславливает упругий и электромагнитный способы передачи энергии. Геологические тела или структуры по упругости условно делятся на жесткие и мягкие неоднородности. Из сейсмических параметров наиболее универсальным параметром является скорость продольных упругих колебаний (Vp), которую можно измерить в любой среде и метрологически обосновать измерения, а также классифицировать среду на мягкие и жесткие неоднородности. При этом ее относительные значения не менее значимы, чем абсолютные.

В работах [5, 6] приведены основные методические положения: 1 – в зонах гидротермально-метасоматически измененных пород значения Vp волны лежат в интервале между скоростями неизменных и сильнотрещиноватых пород; 2 – коэффициенты отражения для зон гидротермально измененных пород находятся в большинстве случаев в пределах от 0.008 до 0.07 и, соответственно, характеризуются как слабые сейсмические границы. С учетом шероховатости таких границ вероятность регистрации отражения крайне мала, тем более – зеркального; 3 – залежи отсутствуют в зонах вертикальных и наклонных разрывных нарушений, которые трассируются до рыхлых отложений самой верхней части разреза и характеризуются аномально низкими значениями скорости преломленной волны и/или наличием отражающей границы. В целом картину разрывной тектоники в рудных и нефтеносных районах по данным метода отраженных волн можно представить в виде цветка, лепестками которого являются отражающие поверхности.

Эти положения легли в основу методики выделения зон гидротермально-метасоматически измененных пород для прогноза уранового оруденения по комплексу преломленно-рефрагированных и отраженных волн [4]. Зоны градиентных (промежуточных) значений скорости преломленных волн, в основном, соответствуют рудным структурам. Разрушенные или несформировавшиеся залежи совпадают с аномально низкими значениями скорости и, как правило, – с выходом к поверхности отражающих границ разрывных нарушений. По данным региональных наблюдений КМПВ рудные (и нефтяные) месторождения лежат в зонах градиентных значений скорости.

Фундаментальная роль в геологических процессах принадлежит механически жестким (упругим) образованиям: месторождения или залежи флюидного генезиса залегают на жестких образованиях или на их границах [4, 6]. Она объясняется тем, что помимо процессов накопления и диссипации упругой энергии в жестком теле при высокой скорости деформации происходит увеличение жесткости твердого тела, а в некоторых случаях – увеличение его эффективной прочности, обеспечивающей его устойчивость по отношению к волнам деформаций и напряжений [11]. В статическом состоянии между кровлей и подошвой жесткого тела формируется разность вертикальных напряжений. Даже незначительная разница в упругости приводит к тому, что напряжения в кровле, в бортовом обрамлении более чем на 10 % меньше, а в самом массиве напряжения, наоборот, возрастают [13]. Это способствует созданию термодинамического градиента и, соответственно, миграционного потенциала для флюидных потоков вдоль границы жесткого тела и вмещающей среды. Эти же свойства жесткого тела могут объяснить приуроченность месторождений флюидного генезиса к узлам пересечения разрывных нарушений. Так, по данным физического моделирования процесса образования разломов [12], в том случае, когда развитие продольных трещин тормозилось поперечными трещинами, для модели наблюдалось явление упрочнения; ее разрушение происходило при больших на 8-15 % напряжениях. Упрочнение происходило на фоне увеличения количества трещин.

Кроме того, образование и функционирование конвекционной гидротермальной системы возможно только в жесткой геологической структуре.

Однозначно выделить относительно жесткую или упругую неоднородность можно только по данным многоволновых наблюдений. Она характеризуется не только повышенными значения Vp, но также повышенными значениями скорости поперечных волн (Vs) или отношения Vs /Vp.

В качестве примера локализации рудной минерализации около высокоскоростного (Vp) блока можно привести медно-никелевые месторождения на Воронежском массиве [3]. Образование зон упрочнения в среде может происходить и при флюидизации (дегазации), с которыми связаны урановые месторождения Украинского щита (высокие значения Vs /Vp) и Забайкалья [1]. В качестве классического примера тесной корреляции между механическим жестким телом и месторождением флюидного генезиса могут служить рифогенные структуры (высокие значения Vs /Vp). Повышенные значения Vs /Vp характерны для большинства руд флюидного генезиса различных металлов [7], что подтверждает перенос рудной минерализации в составе газовой фазы.

287
Наиболее распространенным случаем залегания жесткой структуры в подошве рудной залежи следует назвать массивы ангидрита (Vp = 6.0–6.4 км/c). На многих сульфидных месторождениях нижних горизонтах рудных тел и подрудных толщах вмещающих пород широко распространен гипогенный ангидрит. Его присутствие свойственно эндогенным сульфидным месторождениям меди, свинца, цинка, золота, молибдена разных генетических типов и возраста, расположенных в различных металлогенических провинциях мира [10]. Наиболее характерно это для месторождений колчеданной, медно-порфировой, золоторудной жильной, жильной и скарновой полиметаллических рудных формаций. Вертикальный размах распространения ангидрита часто превышает протяженность сульфидного оруденения. Большие массы ангидрита накапливаются и в некоторых железорудных месторождениях скарново-магнетитового типа.

Таким образом, общие черты в локализации рудной минерализации флюидного генезиса прослеживаются от детального до регионального масштабов и определяют единый подход к её прогнозированию по данным сейсмических методов [8].

В докладе приводятся примеры отображения различных рудных месторождений в параметрах сейсмического поля

Литература

1. Геологические структуры эндогенных урановых рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1986. 231 с.

2. Калиничев А.Г., Горбатый Ю.Е. Роль водородных связей в структуре и свойствах гидротермальных флюидов / Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. М.: Наука, 1998. С. 242-264.

3. *Караев Н.А., Рабинович Г.Я.* // Рудная сейсморазведка. М.: Геоинформмарк, 2000. 366 с.

4. *Кузин А.М.* Разработка методики прогноза залежей флюидального генезиса по данным сейсмических методов // Прикладная геофизика. Вып. 131. М.: Недра, 1994. С. 396-406.

5. *Кузин А.М.* Некоторые особенности интерпретации волновых полей в зонах разрывных нарушений // Геофизика. 1999. № 5. С. 3–15.

6. *Кузин А.М.* Реальная среда и интерпретация сейсмических данных // Геофизика. 2001. № 2. С. 19-28.

7. *Кузин А.М.* О возможной природе относительно низких значений параметра Vp/Vs рудных залежах флюидного генезиса // Геофизика. 2012. № 2. С. 7-15.

8. *Кузин А.М.* Дегазация и методологические аспекты интерпретации данных сейсмического метода. Часть 1. Методологические положения // Пространство и время. № 1-2 (19-20). С. 302-306.

9. Макеев С.М. К внутренней динамике геохимических процессов // Российский геофизический журн. 1999. № 13-14. С. 105-110.

10. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.

11. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра, 1986. 301 с.

12. Ружич В.В. Разломные узлы, их механизм и роль в становлении напряженного состояния земной коры Байкальской рифтовой зоны // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. 120 с.

13. Теоретические основы инженерной геологии. Механико-математические основы / Под ред. акад. Е.Д. Сергеева. М.: Недра, 1986. 254 с.

Н.Б. Кузнецов^{1,2,3}, Н.С. Прияткина^{4,5}, А.В. Шацилло³, В.Дж. Коллинз⁵, В.Э. Павлов³, Т.В. Романюк^{2,3}, С.В. Рудько¹

U/Pb-изотопные возрасты и Lu/Hf-изотопно-геохимическая систематика детритных цирконов из лопатинской свиты (пограничные уровни венда-кембрия) и тектоническая природа Тейско-Чапского прогиба (СВ Енисейского кряжа)

Лопатинская свита (чередование красноцветных песчаников с горизонтами гравелитов и алевролитов) распространена в бассейнах рек Тея и Чапа (СВ Енисейского Кряжа) и представляет собой нижний стратиграфический элемент (450–1100 м [9]) чингасанской серии, которая со структурным несогласием налегает на более древние рифейские метаморфизованные образования (рис. 1А и Б). Чингасанскую серию было

¹ Геологический институт РАН, Москва

² Институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

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

⁴ Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

⁵ Университет Ньюкасла, Ньюкасл, Австралия



Рис. Гистограмма и кривая плотности вероятности (а) и диаграмма, иллюстрирующая зависимость єНf vs U/Pb возрастов (б), для детритных цирконов из песчаников лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа)

принято сопоставлять с верхами верхнего рифея [9] и считать молассой [4], заполнявшей Тейско-Чапский прогиб – один из троговых прогибов [9], которые начали формироваться в западном обрамлении Сибирской

платформы (*СП*) после завершения там во второй половине неопротерозоя коллизионно-аккреционных событий.

Полученные нами новые данные позволяют поставить под сомнение как представления о возрасте лопатинской свиты (а, следовательно, и всей чингасанской серии), так и об ее молассовой природе. И, действительно, в стратотипическом разрезе лопатинской свиты найдены обильные арумбериеморфные отпечатки) [3]. Такие находки характерны для верхов верхнего венда (верхов эдиакария) и нижнего кембрия [6]. По характеру магнитной записи лопатинская свита является близким стратиграфическим аналогом части разреза котлинского горизонта и низов лонтоваского горизонта (≤555-540 млн лет) Восточно-Европейской платформы [3]. Кроме того, имея ввиду, что «молассы представляют собой продукт размыва растущих горных поднятий ...» [5, стр. 147], следовало бы ожидать, что лопатинская свита сложена продуктами эрозии орогена, существовавшего на юго-западе СП во время накопления этой свиты. Таким орогеном могло бы быть горное сооружение, реликты которого в настоящее время слагают западные зоны Енисейского кряжа. Эти тектонические зоны интерпретируются как аккретированные к западной окраине СП 620-600 млн лет назад террейны с многочисленными гранитоидами с возрастами 880-860, 760-720, ~700 и 640-630 млн лет [10].

В стратотипе лопатинской свиты (в 50 м от подошвы, в точке с коорд. 60°20,362′ с.ш.; 92°34,981′ в.д.) из розовых кварцевых песчаников отобрана проба (~1.5 кг). Выделение обломочных цирконов (dZr) выполнено в ИГГД РАН, дальнейшая подготовка и U/Pb-изотопное датирование (LA ICP-MS) – в Университете Ньюкасла (Австралия). Все 100 полученных U/Pb-изотопных датировок имеют дискордантность менее $\pm 10\%$ и попадают в диапазон от 896 \pm 51 до 2925 \pm 38 млн лет с максимумом 1890 млн лет на кривой плотности вероятности (рис.), попадающим на временной интервал кратонизации *СП*, когда блоки архейской коры были спаяны коллизионными орогенами (Ангарский, Котуйканский, Хапчанский, Акитканский, зоны палеопротерозойской мобилизации в составе Алдан-Станового щита) на этапе 1.7–2.0 млрд лет [2], соответствующем времени формирования палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (Нуна) [7 и ссылки в этой работе].

Наличие только dZr с возрастами древнее ~0.9 млрд лет указывает на отсутствие продуктов эрозии кристаллических комплексов запада Енисейского кряжа в лопатинской свите. С другой стороны, полученные возрасты dZr хорошо соответствуют известным возрастам кристаллических комплексов фундамента СП, т.е. наиболее вероятно, что лопатинская свита формировалась преимущественно за счет продуктов разрушения древнего фундамента СП. Это ставит под сомнение представле-

ния о лопатинской свите как о молассе, сложенной продуктами размыва неопротерозойского орогена Енисейского кряжа. Полученные возрасты dZr из лопатинской свиты хорошо согласуются с данными по другим свитам (карьерной и чивидинской) чингасанской серии [1], которые также указывают на то, что питающей провинцией для них была СП. В совокупности все эти данные ставят под вопрос представления о молассовой природе всего Тейско-Чапского прогиба. Возможно, что породы лопатинской свиты сформировались при размыве комплексов пассивной окраины СП, надвинутых на нее в позднем неопротерозое. Однако для надежных выводов нужны дополнительные исследования.

В дополнение к проведенному U/Pb-изотопному датированию 100 *dZr* из песчаников лопатинской свиты выборочно для 43 зерен в аналитическом центре Университета Джеймса Кука (Таунсвилл, Австралия) было проведено изучение Lu/Hf-изотопной системы, вычисление величины ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf_{initial} (исходя из величины ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = 0.015, соответствующей уклону линий изотопной эволюции для средней континентальной коры), а также определены модельные возрасты материнского расплава (T_{DM}^{C}).

Для dZr с возрастом 1.7–2.0 млрд лет характерны значения $\varepsilon_{\rm Hf}$ (рис.) от существенно положительных (соответствующих материалу деплетированной мантии) до сильно отрицательных (вплоть до -15.1, соответствующих $T_{\rm DM}^{\rm C}$ около 3.3 млрд лет, т.е. древнему коровому материалу). Такие распределения значений $\varepsilon_{\rm Hf}$ обычны для гранитоидов I- и S-типа и свидетельствуют о формировании магматических пород питающей провинции в результате смешения ювенильных расплавов и продуктов плавления зрелого корового материала в ходе подъема и дифференциации базальтовой магмы [6]. Все это может означать, что вся палеопротерозойская популяция dZr из песчаников лопатинской свиты образовалась преимущественно из продуктов разрушения палеопротерозойских орогенов, и наиболее вероятно – из перечисленных выше коллизионных орогенов, реликты которых спаивают в фундаменте *СП* древние архейские коровые блоки.

Со времени палеопротерозойской кратонизации *СП* до времени накопления лопатинской свиты прошло ~1.3 млрд лет. За это время распалась Колумбия, собралась и распалась Родиния, *СП* прошла через несколько оледенений, на ее окраинах протекали аккреционно-коллизионные события и процессы. При этом в лопатинской свите доминируют продукты разрушения палеопротерозойских орогенов, более молодые магматические события представлены лишь единичными мезопротерозойскими зернами, а зерна с поздненеопротерозойскими возрастами не установлены. Это свидетельствует о формировании чингасанской серии за счет продуктов разрушения древнего фундамента *СП* и не подтверждает представления о молассовой природе отложений, выполняющих Тейско-Чапский прогиб. Материал, содержащий древние цирконы мог поступить в поздневендский–раннекембрийский Тейско-Чапский бассейн как непосредственно с фундамента СП, так, например, и при рециклинге подстилающих лопатинскую свиту отложений сухопитской серии, которая рассматривается в качестве одного из элементов строения пассивной окраины *СП* [8].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №12-05-00403, 13-05-12030, 15-35-21059) и Минобрнауки РФ – договор № 14.Z50.31.0017 (ИФЗ РАН) и грант 2330 (РГУ им. И.М. Губкина), а также проекта СПбГУ № 3.38.137.2014. Обработка аналитических данных и материалов публикации подготовлена при поддержке РНФ (грант 14-27-00058, ГИН РАН).

Литература

1. Прияткина Н.С., Худолей А.К., Кузнецов Н.Б., Коллинз В.Дж., Шацилло А.В., Павлов В.Э. Первые результаты датирования обломочных цирконов из отложений чингасанской и чапской серий Тейско-Чапского прогиба (Енисейский кряж) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС. 2015. Т. 2. С. 57–62.

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

3. Шацилло А.В., Кузнецов Н.Б., Павлов В.Э., Федонкин М.А., Прияткина Н.С., Серов С.Г., Рудько С.В. Первые магнитостратиграфические данные о стратотипе верхнепротерозойской лопатинской свиты (северо-восток Енисейского кряжа): проблемы ее возраста и палеогеографии Сибирской платформы на рубеже протерозоя и фанерозоя // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 464–468.

4. *Херасковка Т.Н., Каплан С.А., Галуев В.И*. Строение Сибирской платформы в ее западной окраины в рифее – раннем палеозое // Геотектоника. 2009. №2. С. 37–56.

5. Цейслер В.М. Формационный анализ. М.: Изд-во РУДН, 2002. 186 с.

6. *Kumar S., Pandey S.K.* A note on the occurrence of Arumberia banksi from the Jodhpur Sandstone, Marwar Supergroup, Jodhpur area, Rajasthan // Journal of the Palaeontological Society of India. 2009. Vol. 54 (2). P. 171–178.

7. *Meert J.D.* What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent // Gondwana Research. 2012. Vol. 21(4). P. 987–993.

8. *Pisarevsky S.A., Natapov L.M.* Siberia and Rodinia // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 221–245.

9. Sovetov J.K., Kulikova A.E., Medvedev M.N. Sedimentary basins in the southwestern Siberian craton: Late Neoproterozoic-Early Cambrian rifting and

collisional events // The evolution of the Rheic ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Geol. Soc. of America. Special Paper. 2007. Vol. 423. P. 549–578.

10.Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. Vol. 375. P. 147–168.

Н.Б. Кузнецов^{1, 2, 3}, А.В. Маслов⁴, Г.А. Мизенс⁴, Е.С. Пыжова^{1, 5}, Г.М. Вовна⁶, В.И. Киселёв⁶, Ю.Л. Ронкин¹, Т.В. Романюк^{2, 3}

Анализ наборов возрастов детритных цирконов из терригенных отложений рифейско-палеозойской последовательности Западного Урала (тектонические следствия)

Общие особенности процессов седиментогенеза в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Урала достаточно хорошо известны [1-4, 8, 12–15, 18–20 и др.]. Появление в последние годы изотопно-геохимических материалов и данных о U-Pb-изотопных возрастах обломочных цирконов (dZR) из отложений верхнего докембрия и палеозоя Западного Урала [5–7, 9, 11, 17, 21 и др.], создало новую фактологическую базу, позволяющую прояснить особенности формирования осадочных толщ на протяжении более 1.5 млрд лет.

В песчаниках основания айской свиты Южного Урала (RF₁) доминируют dZR с палеоPR возрастами [5, 16]; на долю AR кристаллов приходится ~17%. Заложение айского бассейна происходило на фоне заключительных стадий сборки Колумбии, когда генерировались кислые

¹ Геологический институт РАН, Москва, kouznikbor@mail.ru

² Российский государственный университет нефти и газа, Москва, kouznikbor@mail.ru

³ Институт физики Земли РАН, Москва, t.romanyuk@mail.ru

⁴ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, amas2004@mail.ru

⁵ Российский университет Дружбы народов, Москва, jene4ka_89_07@mail.ru

⁶ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, gala1367@mail.ru

магматические породы, родительские для цирконов с возрастами, ненамного превышающими возраст седиментации айской свиты. Псаммиты лемезинской подсвиты зильмердакской свиты (низы RF₃) содержат [17] примерно равное количество палеоPR и неоAR dZR (см. рисунок). Сходное соотношение присуще песчаникам танинской свиты (низы V₁) Среднего Урала [9, 11]. Спектры распределения U-Pb-возрастов dZR в породах танинской и айской свит похожи, а значение KS-коэффициента достигает 0.201. Это позволяет считать, что танинская свита формировалась за счет переотложения продуктов размыва рифейских осадочных образований. В то же время псаммиты керносской свиты (верхи V₁), содержат в основном палеоPR и мезоPR dZR; на долю мезо- и неоAR кристаллов приходится ~15%. В песчаниках басинской и куккараукской свит верхнего венда Южного Урала доля AR и палеоPR dZR составляет ~34 и 30%, тогда как преобладают мезо- и неоPR кристаллы [6, 21]. Таким образом, в позднем венде палеогеографическая ситуация на рассматриваемой территории изменилась: в бассейны стал поступать материал, содержащий dZR с мезо- и ранненеоPR возрастами, а в конце венда он становится доминирующим. В песчаниках такатинской свиты (D₁), перекрывающих породы венда, присутствуют мезо- и неоAR, а также палеоPR (52%) dZR [7, 21]. В спектре возрастов dZR из песчаников такатинской свиты не установлено ни продуктов разрушения мезоРR орогенов, представленных в V₂ толщах Среднего и Южного Урала, ни продуктов протоуральской орогении, зафиксированных в €₃ О₁ песчаниках манитанырдской и погурейской свит Полярного Урала. U-Pb-возрастной спектр dZR из песчаников такатинской свиты подобен спектру dZR из лемезинской подсвиты (KS-коэффициент = 0.387) и схож со спектром возрастов dZR из пород танинской свиты (KSкоэффициент = 0.296). Это свидетельствует о высоком сходстве комплексов пород, являвшихся источниками обломочного материала для указанных свит, и позволяет идентифицировать в качестве возможной питающей провинции для такатинской свиты – СВ часть Волго-Уралии. Среди U-Pb-изотопных датировок dZR из песчаников татарского яруса Бельской впадины доминируют мезоPR кристаллы при подчиненной роли палеоPR зерен, т.е. продуктов разрушения PZ комплексов пород Уральского орогена [10], в этих песчаниках фактически нет. Песчаники нижнего триаса той же структуры [10], напротив, сложены в основном материалом разрушения собственно уральских комплексов. Наряду с ними заметную роль здесь играют dZR с возрастами, характерными для комплексов пород орогена Протоуралид-Тиманид.

Из сказанного следует, что в интервале 1750–250 млн лет основным поставщиком песчаного «кратоногенного» материала в бассейны, суще-



Рис. Циклограммы и графики плотности вероятности U-Pb-изотопных возрастов dZR из песчаников Западного Урала. Серыми интервалами показаны возраста кристаллических комплексов орогенов: УрО – Уральского, ПТО – Протоуральско-Тиманского, СНО (ГО) – Свеко-Норвежского (Гренвиль-

ского) и спаявших Колумбию

ствовавшие в области сочленения ВЕП и Урала выступала именно платформа. «Тектогенные пески» в составе осадочных ассоциаций Западного Урала играют существенную роль только в позднем венде и последней трети палеозоя.

Исследования выполнены при финансовой поддержке МОН РФ: договор № 14.Z50.31.0017 (ИФЗ РАН) и грант 2330 (РГУ НиГ имени И.М.Губкина). Систематизация и обработка аналитических данных по возрастам детритных цирконов из позднедокембрийских толщ запада Южного Урала и палеозойских толщ запада Полярного Урала проведены при поддержке РНФ (грант 14-27-00058).

Литература

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.

2. Геология и палеогеография западного склона Урала / Под ред. Смирнова Ю.Д. Л.: Недра, 1977. 199 с.

3. Даргевич В.А., Якобсон К.Э. Анализ вещественного состава и фаций верхнепалеозойских терригенных толщ в связи с геологической историей Башкирского Урала // Геология и полезные ископаемые Урала и Тургая. Л.: ВСЕГЕИ, 1960. С. 57-71.

4. Ильинская М.Н. О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 32-44.

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 уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2013. Т. 451, № 3. С. 308-313.

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

7. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые U/Pb данные о возрастах детритных цирконов из песчаников верхнеэмсской такатинской свиты Западного Урала (в связи с проблемой коренных источников уральских алмазоносных россыпей) // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 4. С. 427-432.

8. *Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.

9. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Крупенин М.Т., Ронкин Ю.Л. Первые результаты U–Pb-датирования обломочных цирконов из отложений серебрянской серии (верхний протерозой, Средний Урал) // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 3. С. 359-364.

10. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М. и др. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отложений Западного Урала // Литосфера, в печати.

11. Маслов А.В., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. U-Pb-систематика обломочных цирконов из отложений серебрянской серии Среднего Урала // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 180-196.

12. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. Т. I. 351 с.

13. *Мизенс Г.А.* Петрография и минералогия нижнепермских песчаников западного склона Среднего Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1980. 60 с.

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

15. Пущаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 153 с.

16. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Маслов А.В. и др. Геохимическая и Lu/Hf-изотопная (LA-ICP-MS) систематика детритных цирконов из песчаников базальных уровней стратотипа рифея // Докл. АН. 2014. Т. 459, № 3. С. 340-344.

17. Романюк Т.В., Маслов А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Первые результаты U/Pb LA-ICP-MS датирования детритных цирконов из верхнерифейских песчаников Башкирского антиклинория (Южный Урал) // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 6. С. 642-645.

18. Саркисян С.Г., Хворова И.В. О некоторых особенностях состава песчано-алевритовых пород карбона и нижней перми южной части Уральского передового прогиба // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1954. Т. 29. Вып. 2. С. 21- 41.

19. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.

20. *Хворова И.В., Ильинская М.Н.* Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 55-67.

21. *Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V.* Ages of detrital zircons (U/Pb, LA-ICP-MS) from the Latest Neoproterozoic–Middle Cambrian(?) Asha Group and Early Devonian Takaty Formation, the Southwestern Urals: A test of an Australia-Baltica connection within Rodinia // Precam. Res. 2014a. Vol. 244. P. 288-305.

Смена стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли с ее образования до настоящего времени

Рассматриваются изменения тектонических процессов со времени образования Земли до настоящего времени. Первые 50-100 млн лет происходило формирование солнечной системы из протосолнечной туманности, а, соответственно, и образование Земли, этот эон выделяется как Хаотичный [1]. Он охватывает период от начала гравитационного сжатия протосолнечной туманности (4568 млн лет) до образования важнейших оболочек Земли – ее ядра, мантии и начала зарождения первой континентальной коры, т.е. период в 50-100 млн лет [2]. В это время произошла первая дифференциация космического вещества, отвечающего по составу углекислым хондритам, на железное ядро и силикатную мантию, которая продолжалась около 50 млн лет. В это же время сформировался спутник Земли – Луна [3]. Наиболее вероятно, что Луна образовалась после столкновения большого космического тела с Землей, у которой уже была образована большая часть ядра. Следует отметить, что существуют и иные представления о формировании планетарной пары Земля–Луна [4]. Геологическая история Земли начинается с Гаденского эона, примерно, с 4.5 млрд лет тому назад. В этот период образовалась первая континентальная кора, к сожалению, первых пород, кроме обломков цирконов, с возрастом до 4.4 млрд лет, на Земле не сохранилось [5, 6]. Детальное изучение этих реликтов континентальной коры, моделирование мантийных процессов того времени, а также возрастные определения Lu-Hf и Re-Os изотопных систем дают основание реставрировать следующую возможную картину геологических процессов того времени. Очевидно, была в условиях повышенных мантийных температур общемантийная конвекция, охватывающая всю мантию от границы ядро-мантия до твердой относительно холодной Земной поверхности [7].

Изотопная и редкоэлементная геохимия цирконов говорит о том, что на поверхности Земли состав атмосферы был близким к современному, а температура кристаллизации цирконов была низкая (порядка 700°), что указывает на гранитоидный состав родоначальных магм. Рециклинг

¹ Институт геохимии (ИГХ) СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) РАН, Москва, Россия

цирконов указывает на погружение их вместе с гаденскими континентальными породами в мантию, а дальнейшее появление цирконов вместе с коматиит-базитовыми магмами на поверхность Земли, дифференциация основных магм приводила к появлению малых остаточных резервуаров. Спокойный режим поверхности Земли нарушается астероидно-метеоритными бомбардировками, которые разрушали поверхность Земли, на которой формировалась континентальная, частично гранитоидная кора. Разрушенная кора вместе с обогащенными радиогенными изотопами и некогерентными редкими элементами - остаточными мантийными резервуарами погружались вглубь мантии. Кроме разрушения коры бомбардировки вызывали появление на поверхности большого количества базальт-коматиитовых магм, что можно рассмотреть в качестве мантийного переворота [10]. В Гаденский эон астероидно-метеоритные атаки носили массированный характер, что определяло полное разрушение первичной коры кроме сохраненных ее реликтов цирконов. До 3.4 млрд лет существовал, очевидно, единый экваториальный суперконтинент [8], на котором формировалась в начале гаденская континентальная кора, а в последствии сохранившаяся архейская кора. В архее астероидно-метеоритные бомбардировки были менее масштабные, они охватывали ограниченные пространства единого субэкваториального суперконтинента. Эти бомбардировки вызывали сагдукцию архейской базальт-коматиитовой коры, которая погружалась в мантию, превращалась в амфиболит-эклогитовые породы, дающие начало породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовым ассоциациям архейской континентальной коры [9].

Субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) начинает формироваться под кратонами примерно 3.3–3.5 млрд лет, и она существенно отличается от перидотитов офиолитовых комплексов. Появление перидотитов отвечающих составу офиолитовых комплексов может указывать на появление процессов, обусловленных тектоникой плит.

3.4 млрд лет начало формироваться внутреннее железное ядро Земли, образование которого завершилось в 2.7 млрд лет. В интервале 3.4– 2.7 млрд лет магмы, связанные с плюмами, имели постоянную температуру, а следовательно и постоянство в содержании MgO [11]. С 2.7 млрд лет начинают работать палеомагнитные записи движения континентов, что четко фиксируется образованием суперконтинента Кенорленд и других суперконтинентов [12]. Двухъярусная конвекция свойственная верхней и нижней мантии, очевидно, началась раньше. Начались субдукционные процессы, соответственно, в геологической истории Земли проявились субконтинентальные циклы [13]. В интервале 2.7–2.0 млрд лет происходило формирование слоя D". Именно после 2 млрд лет мантийные плюмовые магмы стали иметь постоянную температуру, что подтверждается постоянством содержания (~ 21%) MgO. Очевидно, слой D" полностью сформировался по мощности, в слое D" появилась внутренняя конвекция, что, по мнению [11], определяет постоянство температур поднимающихся от слоя D" термохимических плюмов. В это же время в слое D" из перовскита формируется более плотная кристаллическая упаковка – постперовскит. Около 2 млрд лет в мантии обособляются мантийные провинции EM-1 и EM-2 [14], поставляющие некогерентные элементы во внутриплитовые изверженные породы и формируется существующая в настоящее время деплетированная мантия (астеносфера) – источник базальтов срединноокеанических хребтов [15].

С рубежа 2 млрд лет начинается современный стиль тектонических движений на Земле. Взаимодействие астеносферы и литосферы определяют крупные поверхностные структуры: горно-складчатые сооружения, океанические пространства, субдукционные зоны, где происходит в последнее время наращивание континентальной коры и т.п. Погружающиеся литосферные плиты (холодное вещество в мантии) и поднимающееся мантийное вещество в горячих мантийных провинциях, или как их еще называют – мантийные провинции с низкоскоростными скоростями сейсмических волн, образуют нижнемантийную конвекцию и поступление к поверхности Земли термохимических плюмов, которые поставляют тепло в астеносферный слой, где происходит мелкоячеистая конвекция во многом определяющая движение литосферных плит. Вещество плюмов зарождается в слое D", чему во многом способствуют погрузившиеся литосферные слэбы, а также поступающие из внешнего жидкого ядра легкие элементы, которые в этом слое окисляются и дают возможность зарождения термохимических плюмов, а восстановленное окисное железо погружается в ядро, наращивая, в первую очередь, внутреннее железное ядро [18]. Таким образом, происходит взаимодействие всех оболочек Земли.

Литература

1. Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G. The Eons of Chaos and Hades // Solid Earth. 2010. № 1. P. 1-3. http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010.

2. *Wood B*. The formation and differentiation of Earth // Physics Today. 2011. Vol. 64. N 12. P. 40-45. <u>http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362</u>.

3. *Кузьмин М.И.* Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья I // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. Vol. 5. № 3. Р. 625-640.

4. Галимов Э.М., Кривцов А.М., Забродин А.В., Легкоступов М.С., Энеев Т.М., Сидоров Ю.И. Динамическая модель образования системы Земля-Луна // Геохимия. 2005. № 11. С. 1139-1150.

5. *Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M.* The role of detrital zircons in Hadean crustal research // Lithos. 2014a. Vol. 190-191. P. 313-327.

6. *Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M.* Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // Nature. 2001. Vol. 409. P. 175-178.

7. *Nebel O., Campbell I.H., Sossi P.A., Van Kranendonk M.J.* Hafnium and iron isotopes in early Archean komatiites record a plume-driven convection cycle in the Hadean Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 397. N 1. P. 111-120. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.04.028

8. Глуховский М.З., Моралёв В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–18.

9. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.

10. Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C., O'Reilly S.Y., Malkovets V., Pearson N.J., Spetsius S., Wilde S.A. The world turns over: Hadean–Archean crust–mantle evolution // Litos. 2014. Vol. 189. P. 2-15.

11. *Campbell I.A., Griffiths R.W.* Did the formation of D" cause the Archean-Proterozoic transition? // Earth and Planet. Sci. Lett. 2014. Vol. 388. P. 1-8.

12. *Li Z.X., Zhong S.* Supercontinent–superplume coupling, true polar wander and plume mobility: plate dominance in whole-mantle tectonics // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2009. Vol. 176. P. 143–156.

13. Condie K.C. Earth as an evolving Planetary System // Elsevier. 2011. 574 p.

14. *Hofmann A.W.* Mantle geochemistry the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219-229.

15. *Кузьмин М.И.* Тектоника литосферных плит и геохимия // Современные проблемы теорет. и прикладной геохимии. Новосибирск, 1987. С. 19 26.

16. Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: Новосиб. Гос. Ун-т, 2011. 492 с.

Позднетриасовый орогенез на Таймыре: полевые наблюдения 2015 г., распространенность в Арктике, возможные причины

1. Южно-Таймырский складчатый пояс на некоторых тектонических картах отнесен к «ранним киммеридам» по аналогии с Новой Землей. Ни в одной из публикаций мы не нашли убедительного обоснования такой интерпретации, и перед началом полевых работ не верили в реальность подобного тектонического события. Наши сомнения были вызваны полевыми наблюдениями, проведенными ранее на кряже Прончищева, свидетельствующими о согласном залегании юры на триасе, а также конформностью геологических границ триасовых и юрских стратиграфических подразделений на геологических картах южной зоны Таймыра.

2. В 2015 г. на Восточном Таймыре в нескольких пересечениях в коренных скальных выходах мы действительно наблюдали угловое несогласие в основании юрского комплекса отложений (нижние горизонты этого комплекса по данным [1] имеют рэтский возраст). Глубина размыва меняется существенно на изученной территории: местами сохранились норийские породы, местами размыт весь верхний триас. Разница в углах падений триасовых и юрских пород составляет обычно 20–30°, а в том случае, если юра ложится на участки, нарушенные более ранними приразломными деформациями, разница может достигать 90°.

3. В нижней части юрского комплекса залегает толща конгломератов переменной (до 30 м) мощности. Состав обломков аналогичен разновидностям пород, вскрытых в горах Бырранга и южнее них: пермские и триасовые песчаники; нижнекаменноугольные фтаниты и кремнистые алевролиты; пермотриасовые долериты и миндалекаменные базальты. И.М. Мигай [2] указывает также на присутствие обломков триасовых аммонитов. Состав гальки в конгломератах юрского комплекса существенно отличается от такового в триасовых конгломератах, содержащих обломки пород, транспортированные с Северного Таймыра. Смена состава кластики указывает на появление в конце триаса горной цепи на месте современных гор Бырранга; эта горная цепь перекрыла транзит обломочного материала с севера. Несмотря на незначительную глубину

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

предъюрского размыва, триасовые породы литифицированы заметно сильнее, чем юрские.

4. Угловое несогласие отчетливо читается на сейсмических профилях через предгорную часть Таймыра, отстрелянных в 2009–2012 гг. На них видны открытые складки, в которые смят комплекс верхнепалеозойских-триасовых пород. Эти складки обрезаются сверху чехлом юрско-меловых пород, залегающим горизонтально. Чехол пробурен почти на полную мощность скважиной АХ-3 (бурение закончено в 2015 г.), расположенной рядом с участком полевых работ. Предъюрское несогласие вскрыто другими скважинами, пробуренными ранее на бортах Енисей-Хатангского прогиба.

5. Позднетриасовая фаза складчатости не была завершающей в Южно-Таймырском складчато-надвиговом поясе. Юрские отложения здесь также деформированы, углы их падения составляют обычно 25–35° и могут достигать 45°. Отсутствие угловых несогласий в вышележащем разрезе свидетельствует о конседиментационном характере более поздних деформаций. Судя по ряду признаков, деформации осуществились в поздней юре – раннем мелу. Позднемезозойская складчатость значительно изменила структуру горной части Южного Таймыра и, возможно, проявилась здесь более интенсивно, чем позднетриасовая. Это заставляет сомневаться в отнесении Южно-Таймырского пояса к структурам «ранних киммерид». Мы не исключаем, что позднетриасовая фаза деформаций проявилась гораздо сильнее в Северо-Таймырском складчато-надвиговом поясе. Отсутствие здесь мезозойских отложений (здесь известна только верхняя юра) не позволяет подтвердить это предположение геологическими наблюдениями.

6. Единственным подтверждением позднетриасового орогенеза в других частях Таймыра является обнаружение позднетриасовых гранитоидов в шхерах Минина [3]. Этот район входит в состав Северо-Таймырского складчатого пояса и располагается в западной части клиновидного Хутудинского блока, заключенного между двумя разломами: Диабазовым и Главным Таймырским. Позднетриасовый возраст имеют небольшие тела двуслюдяных гранитов, биотитовых гранитов и диоритов, которые, по мнению авторов цитируемой работы, маркируют коллизионную обстановку вдоль «Уральско-Пайхойско-Новоземельско-Таймырско-Верхояно-Колымского шва» (!!). Возраст двуслюдяного гранита (U-Pb, ID TIMS, циркон, ИГГД) составляет 218±15; биотитового гранита — 212.5±4.9 млн лет (норий). На основании имеющихся данных невозможно очертить ареал, включающий позднетриасовые интрузии Таймыра. Аналогичные по петрографическим и геохимическим

свойствам граниты широко распространены в Северо-Таймырском поясе, но традиционно их относят к более древним комплексам.

7. Классическим позднетриасовым-раннеюрским орогеном считается Пайхойско-Новоземельский складчатый пояс, который относят к структурам «ранних киммерид» [4]. Развитие этого орогена (особенно северного его сегмента) обычно увязывают с эволюцией Таймыра. В большинстве публикаций прямо указывается, что Пайхойско-Новоземельский складчато-надвиговый пояс сформировался в конце триаса – начале юры [4 и ссылки в этой работе]. Коллизионная природа пояса обосновывается присутствием незначительных тел биотитовых и биотит-амфиболовых гранодиоритов (черногорский комплекс) и лейкогранитов-аляскитов (сарычевский комплекс), которые прорывают верхнепалеозойские отложения. На K-Ar датировках этих пород и основано мнение о позднетриасовом-раннеюрском возрасте деформаций. Такой возраст гранитов, однако, не был подтвержден более поздними Ar-Ar датировками: 244±0.8 (черногорский комплекс) и 256±2 (сарычевский комплекс) млн лет, что соответствует концу перми – началу триаса. Судя по сейсмическим данным по восточной части Баренцева моря, интенсивные деформации проявились в регионе также и в позднем мезозое.

8. Вопрос о тектонических событиях, послуживших причиной позднетирасовых деформаций на Таймыре, в литературе не обсуждается: деформации и выплавление гранитов объясняют «активизацией». Для Новой Земли предложено множество геодинамических моделей (в том числе совершенно фантастических), которые обсуждаются в [4]. Некоторые модели основаны на прослеживании уральских структур в направлении Новоземельского пояса. Речь идет о Елецкой зоне западного Урала, располагавшейся в палеозое на мелководной пассивной окраине континента, и глубоководной Лемвинской зоне, маркирующей склон и подножие этой окраины. То есть тектоническую эволюцию Новой Земли увязывают с окраиной Балтики и Уральским океаном, полагая, что коллизия Балтики с Сибирью произошла на Новой Земле позже, чем на Урале. Предполагается, что следы Уральского океана следует искать восточнее Новой Земли. Поразительным фактом является довольно распространенное мнение, что в Карском море под чехлом рыхлых отложений присутствуют участки, обладающие корой океанического типа, которые сохранились со времени существования Уральского океана.

9. Приведенный обзор показывает, что геологические сведения по Новой Земле мало способствовали пониманию того, что именно произошло на Восточном Таймыре на рубеже триаса и юры. Мы пока что не видим здесь признаков того, что Уральский океан (с запада) или Южно-Анюйский океан (с востока, мнение Л.П. Зоненшайна и Л.М. Натапова) продолжался в направлении Южно-Таймырского пояса. Более перспективным нам представляется прослеживание уральских новоземельских структур в направлении Северо-Таймырского пояса, где возможно проявление двух фаз орогенеза: позднепалеозойской (Уральской) и раннемезозойской (Новоземельской). Какие события вызвали вторую из этих фаз, остается совершенно неясным, и остается надеяться, что к началу проведения XLVIII Тектонического совещания мы достигнем некоторого прогресса в объяснении причин позднетриасовой складчатости и магматизма на Таймыре.

Литература

1. Соболев Е.С., Лутиков О.А., Басов В.А., Ядрёнкин А.В., Сапьяник В.В., Соболев Н.Н. Стратиграфия пограничных отложений верхнего триаса и нижней юры Восточного Таймыра (север Средней Сибири) / Отв. ред. Захаров В.А. // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье Всероссийское совещание: научные материалы. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 223-225.

2. *Мигай И.М.* Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре // Тр. НИИГА. Т. XXXVI. 1952. 60 с.

3. Коношенок А.Г., Соболев А.О. Новые данные по магматизму и метаморфизму западного Таймыра / Отв. ред. Туганова Е.В., Проскурнин В.Ф. // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1. Дудинка, 2003. С. 237-271.

4. Каленич А.П., Орго В.В., Соболев Н.Н., Бондарев В.И., Семенов Ю.П., Мусатов Е.Е., Погребицкий Ю.Е. (ред.). Новая Земля и остров Вайгач. Геологическое строение и минерагения. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. 174 с. (Тр. НИИГА; Т. 205).

В.С. Куликов, А.К. Полин¹

Эволюция тектонических режимов территории Юго-Восточной Фенноскандии от палеоархея до палеозоя

Институт геологии КарНЦ РАН завершает работу по составлению новой Геологической карты территории Республики Карелия и окру-

¹ Институт геологии Карельского Научного Центра РАН (ИГ Кар НЦ РАН), Петрозаводск, Россия

жающих районов субъектов Российской Федерации и Восточной Финляндии м-ба 1:750 000 [1]. Карта создается по легенде, которая значительно отличается от принятых в настоящее время для государственных карт России масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000. Ее стратиграфическая основа согласована с Международной шкалой геологического времени [6] на уровне эонов и эр, а периоды и «суперпериоды» в докембрии рассматриваются с оригинальных позиций. Они по своей продолжительности сопоставимы с фанерозойскими аналогами, но, как правило, превышающие последние в 1.5-2 раза. Составлена схема тектонического районирования рассматриваемой территории, которая прошла длительный путь развития от 3.5 (палеоархей) до 0.26 (палеозой) млрд лет (рис. 1). Степень сохранности закартированных геологических объектов, их геохронологический возраст и взаимоотношения между собой позволяют выделить на территории Юго-Восточной Фенноскандии 9 тектонических режимов в соответствующих корообразующих этапах. Формирование и преобразование геологических ассоциаций происходило поэтапно в последовательности (в млрд лет): 1 – протокоровый (>3.2), 2 - мезо-неоархейских зеленокаменных поясов (3-2.7), 3 - неоархейский аккреционный (2.75-2.65), палеопротерозойские: 4 – ранний рифтогенный (2.5-2.3), 5 - средний протоплатформенный (2.3-1.9), 6 поздние (свекофеннский) орогенный (1.9-1.75) и 7 - посторогенный (1.8-1.65), 8 - рифейский авлакогенный (1.65-0.65), 9 - венд-палеозойский платформенный (0.65-0.26).

Перекрывающие на смежных этапах геохронологические возрасты отражают, вероятно, неодновременность проявления сходных геологических процессов в разных провинциях, из которых наиболее информативной является Карельская. Она поэтому признана стратотипической для раннего докембрия в России [4].

Протокоровый мегаэтап выделяется в пределах Водлозерского блока Карельской провинции на основании древнейших (3.5 млрд лет) возрастов развитых там пород серии ТТГ в ассоциации с амфиболитами и метакоматиитами, а также детритных цирконов (3.8–3.7 млрд лет) в перекрывающих более молодых образованиях [3 и др.]. Тектонический режим формирования этих интенсивно измененных пород достоверно не установлен.

Этап мезо-неоархейских зеленокаменных поясов отчетливо проявлен в Карельской провинции и недавно стал выделяться в Беломорской [5]. Геохронологические данные по Карелии и Восточной Финляндии позволяют говорить о 2 генерациях поясов в мезоархее и 1 в неоархее. Судя по вещественному составу вулканитов зеленокаменных поясов, они



Рис. 1. Схема тектонического районирования Юго-Восточной Фенноскандии, по В.С. Куликову, 2015.

I – государственная граница между Россией и Финляндией; 2 – граница Республики Карелия; 3 – граница Фенноскандинавского щита и Русской плиты; 4 – гидрографическая граница природной страны Фенноскандия, по [2]; 5 – границы палеопротерозойских провинций; 6 – границы рифейских рифтов формировались в одних случаях в островодужной обстановке, а в других – на океанических плато.

В аккреционный этап неоархея территория ЮВ Фенноскандии вместе с другими архейскими структурами (доменами, блоками) образовали первый в истории Земли суперконтинент Кенорленд. Его распад и начало раннепалеопротерозойского рифтогенного этапа ознаменовано заложением сумийско-сариолийской рифтовой системы. Она наиболее ярко выражена на рассматриваемой карте от палеорифта Ветреный Пояс на юго-востоке до Куолаярвинской структуры Лапландского палеорифта на северо-западе и на всем своем протяжении наряду с вулканогенно-осадочными образованиями представлена интрузивными комплексами расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов.

Установившийся протоплатформенный этап характеризуется платформенным седиментогенезом, а также платобазальтовым магматизмом и проявился во всех трех палеопротерозойских провинциях в ятулии и людиковии.

В калевийское время в Свекофеннской провинции и, вероятно, в Беломорской начинает действовать режим орогенного типа: сначала с эпизодами прогибания и осадконакопления, а затем воздымания, сопровождающегося на разных участках субдукцией [7] или обдукцией (?) офиолитовых комплексов на Карельский кратон. Посторогенный этап представлен формированием осадков молассового типа и внедреним в них мощного силла габбродолеритов в Южно-Онежской мульде и вероятно, отражает завершающую стадию становления суперконтинента Нуна.

Самый продолжительный по времени проявления (около 1 млрд лет) в рассматриваемом регионе является рифейский авлакогенный этап. Его следы сохранились в виде 2 рифтов: Ладожского на юго-западе и Кандалакшско-Онежского на северо-востоке. Они кроме типичных терригенных осадков содержат комплекс анортозитов-гранитов рапакиви и монцодолеритов в Приладожье, а также долеритов с базальтами в Беломорье. На заключительной стадии рифейского этапа сформировался суперконтинент Родиния. Наиболее молодым для территории карты является венд-палеозойский этап, который широко представлен на востоке в виде западной окраины Русской плиты (см. рис. 1).

Литература

1. Куликов В.С., Володичев О.И., Голубев А.И. и др. Магматические и метаморфические формации и комплексы на новой геологической карте ЮВ Фенноскандии м-ба 1:750 000 // Петрография магматических и метаморфических горных пород: Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015. С. 444-446. 2. Куликов В.С., Куликова В.В., Зудин А.И. Уникальная географическая точка «Масельга» в Кенозерском национальном парке на границе природных стран Фенноскандии и Русской равнины как современный образовательный объект // Геология и цивилизация. Геология в школе и ВУЗе. Материалы IX Международной конференции и летней школы 30 июня – 9 июля 2015 г. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2015. С. 345–349.

3. *Куликова В.В.* Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 256 с.

4. Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. 711 с.

5. Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

6. Ogg J., Ogg G., Gradstein F. The Concise Geologic Time Scale. Cambridge, 2008. 177 p.

7. Precambrian geology of Finland – key to the evolution of the Fennoscandian shield (ed. Lehtinen M.). Amsterdam: Elsevier, 2005. 286 p.

В.С. Куриленко¹, Е.П. Олейник¹

Влияние "дрейфа" Восточно-Европейской платформы на формирование Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы

Гипотеза «дрейфа» континентов получила признание и стимул развития благодаря палеомагнитным исследованиям. Палеомагнитные данные в комплексе с геологическими и палеогеографическими позволяют произвести геотектонические реконструкции участков земной коры, оценить кинематические параметры движения её отдельных блоков, что имеет большое научно-практическое значение при изучении строения перспективных регионов и выявления закономерностей размещения в них месторождений полезных ископаемых.

Цель работы – исследование влияния кинематических параметров движения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на геолого-тектонические события в пределах Сарматского палеощита на протяжении фанерозоя: раскол палеощита на Украинский щит и Воронежский мас-

¹ Институт геологических наук, Киев, Украина

сив, образование Припятско-Днепровско-Донецкого рифтовой системы, инверсия Донецкого складчатого сооружения. Это позволит внести новые представления в историю и геологическое строение региона, с которым связаны ресурсы углеводородного и минерального сырья Беларуси и Украины.

Объектом исследования магнитологии является естественная ос*таточная намагниченность* (ЕОН) горных пород, приобретенная под воздействием магнитного поля Земли (МПЗ). ЕОН ориентирована МПЗ той геологической эпохи, когда порода образовалась. Со временем ЕОН уменьшается и искажается, появляется вторичная (наложенная) намагниченность, вызванная изменениями МПЗ и/или геологической обстановки. Разработаны методы и способы «очистки» первичной намагниченности от наложенной, и в результате на базе наиболее достоверных данных вычисляют местоположение магнитного полюса исследуемого региона. Прослеживая положение магнитного полюса в геологическом времени, строят траекторию кажущейся миграции магнитного полюса (ТКМП) – главный источник информации в палеотектонических реконструкциях [4]. Понятно, что движется исследуемый регион относительно полюса, а полюс предполагается неподвижным. У каждого региона своя ТКМП, позволяющая осуществить анализ его перемещения по поверхности геосферы [2, 3].

Для расчета скорости поступательного движения и углов поворота ВЕП использована ТКМП для Балтики – составной части ВЕП (рис. 1 и 2). Согласно рис. 1, виртуальный магнитный полюс в период времени 541–400 млн лет назад (кембрий, ордовик, силур, ранний девон) сначала перемещался из центра Сибири к южному тропику, а с середины силура (400 млн лет назад) – в экваториальную зону Атлантики. Сведений о геологии Сарматского палеощита за это время в пределах исследуемого региона практически нет, кроме геофизических данных о предполагаемом рифейском грабене вдоль Донбасса, вероятно, заполненном рифейраннепалеозойскими отложениями [6].

С интервалом времени 400–390 млн лет назад связано крутое изменение азимута движения полюса на противоположное – юг-юговосточное («девонская петля» КТМП с суммарным углом поворота +200°). Это вызвало раскол Сарматского палеощита под влиянием мощной левосторонней сбросо-сдвиговой деформации земной коры вдоль Сарматско-Туранского линеамента с горизонтальным смещением на 300-400 км и образование Припятско-Днепровско-Донецкого рифтовой системы [8]. Эти события произошли с некоторой задержкой и приходятся на поздний девон – ранний карбон (380–350 млн лет назад), что подтверждает их зависимость от движения полюса. В пермское время



Рис. 1. Траектория кажущегося движения Южного магнитного полюса для Восточно-Европейской платформы в фанерозое, по данным [3]. На врезке – Антарктида

(280–250 млн лет назад) произошла очередная смена направления движения полюса – на западное. Это вызвало инверсию и орогенез Донецкого складчатого сооружения. В триасовое и юрское время (250–140 млн лет назад) полюс описывает плавную дугу, меняя азимут с западного на южный и затем на более устойчивый восточный. Остальное время (140–10 млн лет назад) характеризуется крайней неустойчивостью азимутов движения полюса, часто меняющихся на 90–180°, и небольшими скоростями перемещения. Для последних 10 млн лет характерны аномальное расстояние между палео- и современным положением магнитного полюса (около 2500 км) и большая скорость его перемещения. Это обусловило высокую нео- и современную тектоническую активность. Фазы складчатости и рифтинга, как правило, совпадают по времени или несколько отстают от интервалов повышенных скоростей движения полюса (рис. 2), что отмечают и другие исследователи [1].

Заключение. В результате проведенного исследования установлено, что изменения магнитного поля Земли, измеряемые параметрами траектории кажущейся миграции магнитных полюсов (скоростями и/или ази-





Примечания: 1). Стратиграфическая шкала (периоды, эпохи) соответствует [7], фазы складчатости и рифтогенеза – [5], шкала палеомагнитной поляр-

ности – [3]; 2). Полярность: N – нормальная (прямая); R – обратная; Nr – прямая с эпизодами обратной; Rn – обратная с эпизодами прямой; NR – че-

редование с преобладанием прямой; *RN* – чередование с преобладанием обратной

мутами перемещения магнитного плюса) прямо или опосредственно влияют на активность сдвиговой зоны вдоль Сарматско-Туранского линеамента, обусловили возникновение и развитие Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы и инверсию Донецкого складчатого сооружения.

Литература

1. Апарин В.П., Веденков В.С. Периодические изменения скорости перемещения палеомагнитных полюсов в фанерозое // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222, № 2. С. 415-416.

2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

3. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

4. Поляченко Е.Б., Бахмутов В.Г. Балтика в системе среднепалеозойских палеотектонических реконструкций // Геоінформатика. 2014. № 3. С. 40–46.

5. Рослий І.С. Космохронологія і періодичність галактичних років за геодинамічними, структурно-тектонічними і палеогеографічними ознаками геохронології // Геол. журн. 2014. № 4. С. 115–130.

6. Субботин С.И., Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете нових данных // Геофиз. сборник 1976. Вып. 70. С. 13–44.

7. International Commission on Stratigraphy, August 2012 // www.stratigraphy.org.

8. Kurilenko V., Petrova E., Gusynina T. Towards the problem of genesis of Pripyat-Dnieper-Donetsk avlacogen // Геофиз. журн. 2010. № 4. С. 73–75.

Отражение современной тектонической активности Кандалакшского (Онежского) грабена в геологогеофизических материалах

Тектоническая активность морской части Кандалакшского грабена и его продолжения на территории Балтийского щита подробно рассмотрена в работе А.С. Балуева [1]. Современное состояние континентальной части Кандалакшского (Онежского) грабена на территории севера Русской плиты практически не изучалось, что связано с интегральным характером потенциальных полей и слабым развитием сети геофизических наблюдений. Тем не менее, отражение современной активности структуры фиксируется в многочисленных геолого-геофизических материалах. Анализ распределения очагов землетрясений в Беломорском регионе показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы, вплоть до Урала. Разрядка тектонических напряжений часто происходит в секущих (северо-восточных) зонах, связанных с трансблоковыми зонами. В этих зонах по нашим данным распространены левосторонние вращения, т.е. отчетливо выражена сдвиговая составляющая [4].

Для выяснения вопроса о связи современной активизации Кандалакшского грабена с наблюдаемыми эффектами нами были проведены: исследования облачного покрова над Кандалакшским грабеном и прилегающими территориями (данные с КА MODIS) и наземные измерения флуктуаций атмосферного давления и плотности атмосферных электрических разрядов.

В результате исследований структуры барического поля было выявлено отражение Кандалакшского грабена в характере атмосферного давления (рис. 1). Измерения содержания кислорода по тем же профилям показало совпадение участков понижения содержания последнего с участками дефицита атмосферного давления. В результате была выделена отчетливая граница в строении графиков атмосферного давления по профилю Архангельск–Оленегорск, совпадающая с границей активного на современном этапе Кандалакшского грабена в районе Канда-

¹ Центр космического мониторинга Арктики Северного (Арктического) федерального университета имени М.В. Ломоносова. Россия

² ФГБУН Институт экологических проблем Севера УрО РАН



Рис. 1. Результаты исследований по профилю Архангельск–Оленегорск. (1) – Положение профиля наблюдений (жирная линия);

(2) – Положение современной активной структуры Кандалакшского грабена с элементами геодинамической интерпретации [3]: 1 – области современных поднятий; 2 – области современных прогибов; 3 - Архангельский выступ фундамента (Ар). Буквенные обозначения на схеме: положительные морфоструктуры: Кл – Кулойская; Он – Онежская; отрицательные морфоструктуры: Кл – Кулойская; Он – Онежская; отрицательные морфоструктуры: Кл – Кандалакшская; Ог – Онежской губы; трансформные зоны: Юк – Южно-Кандалакшский опущенный блок. Стрелками показаны предполагаемые направления перемещения блоков. (3) - Графики измерения атмосферного давления по маршруту Архангельск– Оленегорск

ленегорс

лакшско-Двинской депрессии на западе и Архангельской отрицательной морфоструктуры на востоке (см. рис. 1). Она выделяется большей изрезанностью графиков и значениями амплитуд.

Активность этой структуры на современном этапе подтверждается также и анализом пространственного распределения очагов землетрясений, строением литосферы и характером напряженно-деформированного состояния земной коры. Т.е., можно говорить о наличии современной активной геодинамической границы, отражающейся не только в геолого-геофизических материалах, но и в структуре атмосферного давления.

В результате обработки данных с КА MODIS было зафиксировано практически полное отсутствие облачности в летние периоды над Белым морем, что указывает на существование восходящих потоков [5], обусловленных, возможно, глубинной дегазацией Кандалакшского грабена (рис. 2). Такое строение облачного покрова в течение 5 сезонов не может быть случайным или объясняться климатическими особенностями. Следует отметить, что такое же явление наблюдается и над тектоническими узлами более мелкого масштаба (данные Landsat-8 и наземных наблюдений) (рис. 2, Б, В, Г), не совпадающими с крупными акваториями, что позволяет исключить влияние водных масс на наблюдаемый характер облачности.

Вдоль активизированного на современном этапе Кандалакшского грабена, на его материковом продолжении (Онежский грабен) наблюдается повышенная плотность грозовых и атмосферных разрядов, что говорит о преобладании режима сжатия и подтверждается результатами расчета векторов скольжения горных масс в очагах землетрясений [4].

В дельте р. Северная Двина (северо-восточный борт Онежского грабена) было зафиксировано эндогенное излучение [7], говорящее о наличие подвижек по разломам активизированного на современном этапе Кандалакшского грабена в зоне перехода море–суша. На северовосточном борту Онежского грабена 28 марта 2013 г. было зафиксировано землетрясение с М= 3.1 [2]. Следует отметить, что положение эпицентра землетрясения по данным различных сейсмологических центров существенно различается, что связано с различным удалением последних от центра событий. Но, тем не менее, все предлагаемые варианты находятся в пределах Онежского грабена.

В дневном рельефе Онежский грабен отражается на ЦМР ASTER GDEM [6], где наиболее отчетливо выделяется его северо-западный борт и поперечные (диагональные) структуры, такие например как Унский грабен, усложняющие его строение.





А – средняя облачность в летние месяцы над Белым морем и прилегающими территориями по результатам обработки данных с КА MODIS; Б – облачность над Холмогорским тектоническим узлом (Landsat-8); В – облачность над Зимнебережным тектоническим узлом (Landsat-8); Г - облачность над Холмогорским узлом (наземные наблюдения)

Проведенные комплексные исследования Кандалакшского грабена и его континентального продолжения (Онежский грабен) показали, что на современном этапе эти структуры характеризуются аномальными параметрами и оказывают воздействие на окружающую среду на уровне литосфера–атмосфера и, частично, ионосфера.

Таким образом, наиболее полную картину можно получить, только рассматривая Кандалакшский грабен и его континентальное продолжение (Онежский грабен) как единую структуру, характеризующуюся сходными параметрами, происходящих здесь на современном этапе их развития процессов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке ФАНО России в рамках темы 0410-2014-0024 «Разработка комплексной физикогеоэкологической количественной модели взаимодействия (литосфера, гидросфера, биосфера, атмосфера и, частично, ионосфера) в районах тектонических узлов севера Русской плиты и оценка их влияния на окружающую среду» и программы УрО РАН в рамках темы 0410-2015-0016 "Отражение проявлений кимберлитового магматизма и зон глубинного нефтегазообразования в современном геодинамическом режиме Арктического сегмента земной коры"

Литература

1. Балуев А.С. Континентальный рифтогенез севера Восточно-Европейской платформы в неогее: история развития, сравнительный анализ. Дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2013. 320 с.

2. Ваганова Н.В., Морозов А.Н. Параметры очага землетрясения в Архангельской области 28 марта 2013 г. // Вестн. САФУ. Сер. Естеств. науки. 2013. № 4. С. 5-11.

3. Зыков Д. С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Горизонтальные неотектонические перемещения в районе Беломорья //Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики: Матер. XLI Тектон. совещ., Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 340-344.

4. *Кутинов Ю. Г., Беленович Т.Я.* Современная геодинамическая модель Севера Евразии // Геофизика XXI столетие: 2006 год: Сборн. трудов геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М., 2007. С. 119-124.

5. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Гофаров М.Ю., Минеев А.Л. Современная тектоническая активность Кандалакшского грабена по комплексу данных // Вестн. САФУ. Сер. Естеств. науки. 2013. № 4. С. 21-29.

6. Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Минеев А.Л. Современная тектоническая активность Кандалакшского грабена. Межгеосферное взаимодействие. Дегазация, ионизация и влияние на окружающую среду. LAP Lambert Academic Publishing. 175 с.

7. Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Шахова Е.В. Исследования активности платформенных территорий с использованием микросейсм. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 128 с.

Неотектонические движения и структуры Белорусского Полесья

Неотектоническая стадия эволюции земной коры относится к альпийскому подэтапу киммерийско-альпийского этапа тектонического развития. На территории Беларуси эта стадия началась в позднем олигоцене, с отступлением последнего харьковского (рюпельского) моря, и охватывает интервал геологического времени около 30–32 млн лет. За этот период наибольшее поднятие испытали две области в пределах Беларуси: южные и юго-западные районы республики, соответствующие северным склонам Украинского щита, Микашевичско-Житковичскому выступу, Полесской седловине и прилегающим участкам Припятского прогиба, а также юго-восточные районы, соответствующие западу Воронежской антеклизы. Перечисленные области наибольшего проявления неотектонических движений составляют современную территорию Белорусского Полесья.

Неотектонические структуры. По показателю суммарных амплитуд вертикальных неотектонических движений земной коры территория Белорусского Полесья относится к платформенным областям с относительно стабильным тектоническим режимом в поздем кайнозое, характеризующимся небольшим (до 200 м) размахом вертикальных смещений. Амплитуда неотектонических движений на разных участках Белорусского Полесья заметно различается, но несмотря на эти локальные изменения, распределение амплитуд закономерно: наибольшее поднятие испытали южные и восточные области, наименьшее – западные и северо-западные. Значительная часть территории Белорусского Полесья расположена в пределах одной из крупнейших неотектонических структур Центрально-Европейского сектора Евразийской литосферной плиты – Балтийско-Белорусской синеклизы.

Балтийско-Белорусская синеклиза представлена двумя структурами второго порядка – Литовско-Эстонской моноклиналью и Припятской ступенью. Несколько меньшие по площади районы Полесья относятся к двум другим крупнейшим неотектоническим структурам: Воронежско-Тверской антеклизе, которая представлена Смоленской ступенью, и Украинской антеклизе [6].

¹ Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, Гомель, Беларусь

Литовско-Эстонская моноклиналь вытянута на 800 км, располагается на северо-западе и севере Белорусского Полесья, граничит с Воронежско-Тверской антеклизой на востоке, Украинской антеклизой и Десненской (Брагинско-Лоевской) седловиной на юго-востоке и Припятской ступенью на юге. Она имеет общий наклон на северо-запад, в сторону Балтийского моря и налагается на южные районы Белорусской антеклизы и восточную часть Припятского прогиба. Характеризуется неотектоническим поднятием с амплитудами от 75 до 150 м.

Березинский структурный залив располагается на юго-востоке Литовско-Эстонской моноклинали. Включает в себя восточную часть Припятского прогиба; характеризуется наименьшими значениями суммарных неотектонических поднятий относительно смежных районов Припятской и Смоленской ступеней, амплитуда которых составляет от 75 до 100 м. В пределах структуры широкое распространение имеют соляные купола, проявившиеся на неотектоническом этапе.

Припятская ступень является одной из крупнейших неотектонических структур регионального ранга. Имеет размеры 300 × 100 км, располагается южнее Литовско-Эстонской моноклинали и налагается на древние палеозойские структуры – Подлясско-Брестскую впадину, Полесскую седловину и западную часть Припятского прогиба, включая тем самым западные, южные и центральные районы Белорусского Полесья. В пределах Припятской ступени отмечается зона наиболее значительных неотектонических поднятий с изобазой до 170 м и более. В состав Припятской ступени включается несколько неотектонических структур субрегионального уровня и множество локальных структур [1].

Воронежско-Тверская антеклиза представлена своим западным склоном в виде вытянутой в направлении с севера на юг на 350–400 км и имеющей наклон к западу Смоленской ступени с амплитудой неотектонического поднятия до 150 м и более. Она граничит на западе с Литовско-Эстонской моноклиналью и с Десненской седловиной на юге, в пределах Белорусского Полесья наследует Воронежскую антеклизу, Жлобинскую седловину и северо-восточную часть Северо-Припятского плеча.

Смоленская ступень относится к Воронежско-Тверской антеклизе и имеет размеры 350 × 100 км, на западе граничит с Литовско-Эстонской моноклиналью, является областью значительного неотектонического воздымания с амплитудой до 150 м и более, имеет меридиональное простирание и характеризуется общим уклоном на запад, расположена на крайнем востоке Белорусского Полесья.

Неотектонически активные разломы Белорусского Полесья. Неотектонические_активные разломы принадлежат к системе новейших разрывных нарушений запада Восточно-Европейской платформы. Новейшие разломные зоны характеризуются небольшими амплитудами вертикальных движений и преобладанием их диагонального и ортогонального простирания. Согласно классификации, разработанной Р.Е. Айзбергом и Р.Г. Гарецким, разломы относятся к типу платформенных и подразделяются по рангу ограничиваемых тектонических структур на суперрегиональные, региональные, субрегиональные и локальные [3].

На территории Белорусского Полесья разломы субширотного направления представлены наиболее полно. Разломы диагональной ориентировки образуют флексурно-разломные зоны шириной 5–10 км. Разломы разграничивают новейшие тектонические структуры и иногда наследуют разломные структуры более древнего заложения. Наиболее развитой является система новейших разломов Припятского прогиба [4].

Особенности неотектоники повлияли на процессы формирования территории Белорусского Полесья. Четко устанавливается связь разломных зон с образованием ледниковых покровов и ледниковым морфогенезом, своеобразием речных долин, эоловых форм и т.д. Согласно А.В. Матвееву, более приподнятое положение юго-восточной части территории создавало препятствия для проникновения сюда ледникового покрова, высокое положение кристаллического фундамента и активность разломных зон обусловили контроль размещения большинства линейных краевых ледниковых образований и гляциодислокаций, ложбин ледникового выпахивания и размыва и т.д. [2].

Неотектонические движения непосредственно влияли на развитие гидрографической сети Белорусского Полесья. Следует отметить, что с неотектоникой связано оформление современного Черноморско-Балтийского водораздела. Этот процесс связан с прогибанием котловины Балтийского моря, а также поднятием Центрально-Европейской зоны и Украинской антеклизы. Это определило рисунок гидрографической сети и направление стока. Реки Белорусского Полесья, относящихся к бассейну Черного моря, формируют единую Днепровскую речную систему со множеством притоком. По данным исследований А.К. Карабанова, такая форма бассейна хорошо вписывается в структуру изобаз новейших вертикальных движений. Припять, Днепр и Сож огибают основные районы неотектонических поднятий. Полноводность Днепра и Припяти во многом объясняется их расположением на склонах или у подножий неотектонических структур – Припятской ступени и Воронежско-Тверской антеклизы, что обеспечивает направление стока с их приподнятых областей в районы современного положения речных русел [1].

Эоловые образования также приурочены_к активным разрывным нарушениям. Эта связь отчетливо отмечается в Белорусском Полесье, где распространены перевеваемые песчаные массивы. Малоамплитудные подвижки в пределах активного разлома повлекли_за собой изменение гидрологического режима на крыльях таких нарушений [2].

Выводы. На основании неотектонического районирования выделены крупнейшие неотектонические структуры Белорусского Полесья. Крупнейшими неотектоническими структурами первого ранга являются Балтийско-Белорусская синеклиза, Воронежско-Тверская и Украинская антеклизы, Десненская седловина. Установлено, что для неотектонических структур Восточно-Европейского кратона характерен наложенный стиль строения по отношению к допозднеолигоценовым платформенным структурам. На территории Белорусского Полесья преобладали новейшие вертикальные движения с суммарными амплитудами от 70 до 170 м и более. Особенности неотектоники влияют на характер и расположение ледниковых покровов, развитие гидрографической сети и проявление эоловых процессов.

Литература

1. Карабанов А.К. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука, 2009. 183 с.

2. Матвеев А.В. Рельеф Белорусского Полесья. Минск: Науки и техника, 1982. 131 с.

3. Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1976. 198 с.

4. *Айзберг Р.Е.* Разломы земной коры Беларуси. Минск: Красико-Принт, 2007. 371 с.

5. Геология Беларуси / Под ред. А.С. Махнача. Минск: Ин-т геол. наук, 2001. 814 с.

6. *Матвеев А.В.* Неотектоника и полезные ископаемые Белорусского Полесья. Минск: Наука и техника, 1984. 136 с.

7. Гарецкий Р.Г. Тектоносфера Беларуси: глубинное строение и закономерности размещения полезных ископаемых. Минск: Ин-т геол. наук, 2001. 133 с.
Геолого-геофизические условия и нефтеносность Припятского прогиба

Палеорифты Восточно-Европейской платформы контролируют размещение основных видов ископаемого топлива – нефти и газа. Исходя из этого, понимание процессов рифтогенеза имеет большое прикладное и теоретическое значение при изучении недр и разведке полезных ископаемых. Впервые обстановки рифтообразования на территории Беларуси проявились в позднем протерозое, формирование же крупнейшего отрицательного структурного элемента – Припятского прогиба – происходило в позднем девоне – среднем карбоне, в эпоху герцинского рифтогенеза.

Припятский прогиб является западным сегментом Припятско-Донецкого авлакогена, расположенного в пределах Восточно-Европейской платформы. Располагается между Белорусской и Воронежской антеклизами и Жлобинской седловиной на севере и Украинским кристаллическим щитом на юге. Он входит в состав так называемого Сарматско-Туранского линеамента, который представляет собой пояс глубинных разломов, протяженностью около 4000 км от Подлясско-Брестского прогиба на северо-западе до отрогов Гиссарского хребта на юго-востоке, достигая ширины 100–150 км.

Для Припятского прогиба характерен ряд особенностей, типичных для рифтовых структур, связанных с глубокой перестройкой земной коры и верхней мантии: строение прогиба в виде грабена, ограниченного крупными краевыми разломами типа сбросов с глубинным заложением; сбросовый характер разрывных нарушений внутри прогиба; отсутствие протяженных взбросов и надвигов и возможное существование только единичных локальных взбросов, связанных с заключительным этапом развития прогиба; проявление щелочно-ультраосновного магматизма; повышенный тепловой поток; сходство морфологии фундамента с морфологией современных рифтов [2].

Припятский прогиб сложен мощной толщей вулканогенно-осадочных пород верхнепротерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста мощностью до 6000 м. В восточной части Припятского прогиба широко распространены вулканогенные породы, возраст которых соответствует позднедевонскому времени.

¹ Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины, Гомель, Беларусь

Современная структура фундамента и осадочно-вулканогенное выполнение прогиба определяются развитием глубинных разломов, наиболее протяженными и высокоамплитудными из которых являются субширотные разломы. Они ограничивают прогиб с севера и юга и расчленяют ложе прогиба на систему вытянутых ступенеобразных блоков, называемых структурными зонами. В связи с этим территория Припятского прогиба по поверхности фундамента и подразделениям осадочного чехла подразделяется на Северную, Центральную и Южную структурные зоны. Кроме основных разломов, имеющих субширотное простирание, структура фундамента и осадочный чехол прогиба осложнены сетью диагональных разрывных нарушений с меньшей амплитудой, расчленяющих выделенные ступени на более мелкие блоки и участвующих в формировании ловушек углеводородов. Разломы, сформировавшие структуру Припятского прогиба, развивались длительное время – с позднего девона до антропогена.

Припятский палеорифт возник в результате листрического раскалывания, при котором по плоскостям скалывания нормальных листрических сбросов происходило проседание клинообразных блоков земной коры. Система листрических сбросов пронизывает земную кору и проникает в верхнюю мантию до глубин 50–60 км. Названная зона листрического раскалывания охватывает не только территорию Припятского прогиба, но и примыкающие области Белорусской антеклизы и Украинского щита.

Листрическое раскалывание охватило окрестности Припятского прогиба и заняло полосу шириной 200–230 км, эта полоса выделяется как зона рифтогенеза. Припятский грабен в ее пределах ограничивается Северо-Припятским и Южно-Припятским бортовыми суперрегиональными листрическими разломами мантийного заложения. Северо- и Южно-Припятские плечи грабена представлены более приподнятыми блоками фундамента, осложненными серией субрегиональных разломов мантийного заложения.

Припятский грабен, в свою очередь, делится на Внутренний грабен и Северную зону ступеней. Внутренний грабен ограничен Южно-Припятским суперрегиональным и Червонослободско-Малодушинским листрическими разломами мантийного заложения со встречными наклонами поверхностей разрыва, которые, замыкаясь на глубине 38–40 км, образуют грабен. Северная зона ступеней ограничивается Северо-Припятским и тем же Червонослободско-Малодушинским мантийными разломами с согласными в отличие от грабена падениями разрывных поверхностей. Эта зона разделена Речицко-Вишанским региональным разломом мантийного заложения на две крупные тектонические ступени – Речицко-Шатилковскую и Червонослободскую. Во Внутреннем грабене также выделяется ряд ступеней и других структурых элементов, ограниченных листрическими коровыми разломами. Некоторые ступени делятся на более мелкие элементы – моноклинали, зоны поднятий и погружений, ограниченные субрегиональными сопутствующими листрическими и прочими оперяющими разломами [3].

На основании анализа и обобщения результатов гравиметрической разведки и измерений плотности пород по керну установлена зависимость плотности осадочных пород от глубины их залегания. Построены литолого-плотностные карты основных горизонтов осадочного чехла прогиба. Для северной части прогиба плотности различных горизонтов осадочного чехла имеют следующие значения: мезозойско-кайнозойские и пермские отложения 1,98-2,21 г/см³; надсолевые девонские и каменноугольные отложения – 2,19–2,43 г/см³; верхняя соленосная толща – 2,16–2,25 г/см³; межсолевые отложения – 2,31–2,48 г/см³; подсолевые отложения – 2,65–2,7 г/см³. Породы кристаллического фундамента характеризуются большим разнообразием по составу и физическим свойствам. Значения плотности колеблются от 2,59 до 3,1 г/см³. Основной плотностной границей является поверхность кристаллического фундамента (избыточная плотность 0,3–0,4 г/см³). Резкой плотностной границей являются поверхность межсолевых отложений (избыточная плотность более 0,4 г/см³), а также поверхность соленосной толщи в межкупольных зонах (избыточная плотность до 0,3 г/см³). Наиболее поднятые и погруженные части ступеней, а также разломы, их разделяющие, с амплитудой более 300-500 м отображаются соответственно положительными и отрицательными аномалиями и зонами градиентов: соляные купола – отрицательными, а межкупольные зоны – положительными аномалиями.

Тектоническое строение Припятского прогиба находит отражение в характере распределения теплового потока, которое характеризует также динамику прогиба в новейший и современный периоды. Считается, что аномалии теплового поля создаются главным образом конвективным переносом тепла флюидными системами по наиболее проницаемым зонам – разломам. Выявлена существенная дифференциация прогиба в отношении распределения теплового поля. Наиболее прогретой является северная структурная зона, где максимальные температуры установлены в пределах Речицко-Вишанской зоны поднятий. Существенное повышение температуры отмечается также в центральной части Шатилковской ступени. Центральная и Южная структурные зоны прогиба характеризуются значительно меньшими температурами.

Промышленная нефтеносность Припятского прогиба связана с отложениями широкого стратиграфического диапазона – от пярнуского горизонта до лебедянского горизонта девона. Нефтепроявления отмечаются по всему палеозойскому разрезу. Все промышленные месторождения нефти выявлены в пределах Северной структурной зоны. Залежи нефти приурочены в основном к подсолевым и межсолевым карбонатным отложениям. Зоны нефтегазонакопления и отдельные месторождения контролируются субширотными региональными разломами. Кратко следует отметить два важных обстоятельства, связанных с процессами размещения и формирования залежей углеводородов: наличие трещинных коллекторов и процессов флюидной разгрузки как проявления динамики прогиба [1].

Определяющая роль в формировании карбонатных коллекторов месторождений Припятского прогиба принадлежит трещинным нарушениям. Была выявлена одноплановость изменчивости и локализации, улучшенных коллекторских свойств в подсолевых и межсолевых отложениях, что может быть вызвано лишь одной системой трещин, определивших циркуляцию глубинных флюидов (гидротермальных систем), взаимодействие которых с породами привело к вторичным преобразованиям пород-коллекторов. По многочисленным данным, показана определяющая роль трещин в строении коллектора межсолевых и подсолевых отложений. Преобладающей является вертикальная система трещин. Нефтеотдача каверн и трещин, создающих основную емкость коллектора, составляет 50-60 % и более. Нефть, содержащаяся в порах матрицы, может быть извлечена в количестве не более 7 %. Установлена определенная контролирующая роль разрывных нарушений в распределении зон повышенной трещиноватости, а отсюда и залежей нефти.

Выводы. По материалам глубинного сейсмического зондирования выделена Припятская область рифтогенеза, которая является зоной развития листрического раскалывания, которое развивается также и в прилегающих к прогибу территориях. Выделена система разломов различного ранга, имеющих глубинное заложение, отделяющих собственно Припятский грабен (палеорифт) от Северо- и Южно-Припятских плеч. Прогиб сложен мощной толщей разновозрастных вулканогенноосадочных пород, причем нефтепроявления располагаются по всему палеозойскому разрезу. Перспективными направлениями развития нефтепромысла на территории Припятского прогиба являются применение новых технологий для разведки новых нефтеносных площадей, а также доразведка уже эксплуатирующихся месторождений с целью повышения нефтеотдачи и уменьшения вредных экологических последствий.

Литература

1. *Айзберг Р.Е.* Синрифтовая геодинамика Припятского прогиба. Минск: Беларуская навука, 2013. 146 с.

2. Гарецкий Р.Г. Глубинное строение и нефтегеологическое районирование Припятского прогиба // Докл. АН БССР. 1988. Т. 132, № 1. С. 49-52.

3. Тектоника Белоруссии / Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1976. 198 с.

4. *Каропа Г.Н.* Физическая география Беларуси: курс лекций. Гомель: ГГУ им. Ф. Скорины, 2010. 165 с.

Е.В. Лаврушина, <u>Е.С. Пржиялговский¹</u>

Реконструкция параметров палеонапряжений и стрессовых режимов в дезинтегрированных гранитоидах северного склона Киргизского хребта

Чуйская впадина Северного Тянь-Шаня представляет собой асимметричный прогиб, заполненный кайнозойскими отложениями большой мощности, с пологим северным крылом и крутым южным. Фундамент, выходящий в южном обрамлении впадины на склонах и в предгорьях Киргизского хребта, представлен породами докембрия-палеозоя, среди которых преобладают гранитоиды. Интенсивное прогибание в южной части впадины и деформации кайнозойского чехла связаны с тектонической активизацией северной границы палеозойского сооружения Тянь-Шаня в альпийское время. Деформация пенепленезированной к началу палеогена кровли палеозойско-докембрийского фундамента с общей вертикальной амплитудой (с учетом прогиба ложа впадины и воздымания Киргизского хребта) до 7 км, так же как и сложная складчатая структура поверхности пенеплена, предполагают интенсивную тектоническую переработку пород фундамента. Исследования структур

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

тектонической дезинтеграции в гранитах и реконструкция палеострессовых режимов проводились параллельно с изучением структур кровли фундамента и вышележащего чехла [3]).

Палеозойские гранитоиды, выходящие на поверхность на северном склоне Киргизского хребта, среди которых доминируют ордовикские граниты и гранодиориты аламединского комплекса, интенсивно дезинтегрированы. Они разбиты на многочисленные линзовидные блоки с размерностью от полуметра до сотен метров, что выявляется как в обнажениях, так и в процессе детального структурно-геологического картирования [2, 3]. Во внутренних частях блоков граниты более массивные, сохраняют первоначальную магматическую структуру, а в межблоковом пространстве преобладают катаклазированные разности. Крупноблочная делимость предопределяет морфологию складчатоблоковых деформаций кровли пенепленизированного фундамента, что указывает на кайнозойский возраст структур тектонической дезинтеграции гранитоидов. Крупные блоки разбиты системами трещин, которые использовались для анализа полей напряжений и условий деформации внутри блоков или в более крупных объемах пород.

Исследования параметров палеонапряжений периода образования структур дезинтеграции в ордовикских гранитных массивах северного склона Киргизского хребта нами проводились в пределах Бишкекского геодинамического полигона в междуречье Ала-Арча – Иссык-Ата. В поле производились массовые замеры ориентировок трещин и кинематических индикаторов смещений на стандартных площадках. Для реконструкции палеонапряжений использовалась программа «Win-Tenzor» [5]. На основании данных о кинематике смещений по трещинам, об их ориентировках и других структурных данных программа рассчитывает положение главных осей напряжений, коэффициента Лоде-Надаи и другие параметры. В данной программе используется усовершенствованный метод Р- и Т-диэдров [6], а также метод ротационной оптимизации [5], который позволяет выделить из всего объема замеров группу структур, характеризующихся оптимальными значениями функций и которому соответствует определенный тектонический режим. Таким образом, программа "Win-Tenzor" позволяет сепарировать трещины на несколько генераций и для каждой выборки реконструировать параметры поля тектонических напряжений с оценкой представительности данных и погрешности вычислений. Проведенный нами анализ параметров поля в точках наблюдений базировался на данных по наиболее представительным выборкам трещин (90-35% замеров) с учетом площади полей погрешности при определении ориентировок главных осей напряжений.



Рис. 1. Стрессовые режимы, определенные по системам трещиноватости в палеозойских гранитах на северном склоне Киргизского хребта в междуречье Ала-Арча – Иссык-Ата.

I – четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – палеоген-неогеновые терригенные отложения чехла; 3 – докембрийско-палеозойские нерасчлененные комплексы фундамента; 4 – палеозойские гранитоиды; 5 – разломы: взбросы (а), сдвиги и сбросы (б), в том числе предполагаемые (в); 6 – реконструированные стресс-режимы на локальных участках (белые стрелки – горизонтальная проекция оси растяжения, черные – оси сжатия, серые – промежуточной)

Проведенная реконструкция параметров палеонапряжений в гранитах выявила общие черты и различия напряженного состояния в разных районах Киргизского хребта (рис. 1). Во всех точках замеров субгоризонтальное положение осей сжатия и растяжения указывает на обстановки разнонаправленного горизонтального сдвига. Для гранитного массива Чункурчак, который расположен между реками Аламедин и Ала-Арча, ось максимального сжатия имеет пологие углы наклона и простирается преимущественно субмеридионально. Положение оси сжатия совпадает с преобладающим направлением горизонтального сжатия, определенного по зеркалам смещений в красноцветных отложениях киргизской серии (P_3 –N₁) в этом районе [1]. При этом ось растяжения остается субгоризонтальной при субширотном простирании. На противоположной стороне р. Аламедин, в районе НС РАН, положение главных осей меняется на противоположное, но углы погружения остаются пологими. Похожее распределение главных осей наблюдается и восточнее до долины р. Иссык-Ата.

Полученные данные в целом согласуются с ранее сделанными выводами о закономерном постепенном изменении стресс-состояний, реконструируемых по кинематике современных (?) тектонических смещений в породах чехла и фундамента, по простиранию южного борта Чуйской впадины [1]. При этом установлено, что для палеонапряжений этапа развития основных систем трещиноватости в гранитоидах (предположительно отвечающего позднеорогенной фазе тектонической эволюции [3]) было свойственно постепенное изменение ориентировок главных осей от точки к точке. Осредненные параметры поля и стресс-состояния остаются близкими в больших объемах пород, но могут резко изменяться на границах блоков с разной макроструктурой. Такая резкая смена положения главных осей наблюдается по разные стороны Аламединского сдвига, ограничивающего с юго-востока Чункурчакский локальный прогиб, заполненный палеогеновыми красноцветами. Субмеридионое растяжение с преимущественно левосторонними сдвиговыми напряжениями вдоль широтных нарушений борта впадины, установленное для междуречья Аламедин – Иссык-Ата, резко меняется в Чункурчакском прогибе на обстановку сжатия, поперечного простиранию бортовой зоны. Различие полей палеонапряжений согласуется с различием строения бортовой зоны на указанных участках: восточнее р. Аламедин граниты непосредственно контактируют с осадочными комплексами чехла в виде козырьковой опрокинутой складки, осложняющей крутой борт впадины, в то время как в Чункурчакском рампе граниты зажаты в основании встречных флексурно-надвиговых структур [2, 3]).

В районе НС РАН и р. Иссык-Ата гранитный фундамент ступенчато погружается под отложения чехла и местами надвинут на него. При этом отсутствует единое разрывное нарушение, а сама область сочленения хребта с впадиной представляет собой зону сгущения малоамплитудных разрывных нарушений и пликативных структур. В условиях региональных лево-сдвиговых смещений вдоль бортовой зоны горизонтальное положение оси растяжения, расположенной субперпендикулярно основным структурам, вероятно, обусловлено условиями растяжения в своде антиклинальной структуры над фронтом пластично надвигающихся масс фундамента Киргизского хребта.

Исследования проводились при финансовой поддержке Программ ОНЗ № 6 и 10, Проектов РФФИ №13-05-00298 и 14-05-90112.

Литература

1. Маринин А.В., Сим Л.А., Сычева Н.А., Сычев В.Н. Реконструкции палеонапряжений северного склона Киргизского хребта // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2015. С. 290-295.

2. Пржиялговский Е.С., Кузиков С.И. Детальные морфоструктурные исследования в районе Бишкекского геодинамического полигона // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тез. докл. 6 Междунар. симпозиум. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 36-38.

3. Пржиялговский Е.С., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г. Деформации кайнозойского чехла и кровли палеозойского фундамента в южном борту Чуйской впадины (Северный Тянь-Шань) (в этом сборнике).

4. *Angelier J*. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits / J. Angelier, P. Mechler // Bull. Soc. Géol. France. 1977. Vol. 19. P. 1309-1318.

5. *Delvaux D., Sperner B.* New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program / Ed. Nieuwland D. // New Insights into structural interpretation and modelling. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. Vol. 212. P. 75–100.

Е.П. Леликов¹

Окраинные моря Тихого океана: геологическое строение и типизация

Зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану представлена уникальной планетарной структурой сложенной окраинными морями: Беринговым, Охотским, Японским, Восточно-Китайским, Южно-Китайским и Филиппинским.

Берингово море является самым северным звеном переходной зоны от континента к Тихому океану. Оно граничит с двумя континентами: на западе с Азиатским, а на востоке с Североамериканским. Морфологически в его пределах выделяются шельф, подводный хребет Ширшо-

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

ва и глубоководные котловины – Командорская и Алеутская. Земная кора на шельфе составляет 27–30 км, под хребтом Ширшова – 14–27 км, а в глубоководных котловинах – 8–14 км [1]. Фундамент бассейна в шельфовых областях представлен сложно дислоцированными мезозойскими образованиями, метаморфическими комплексами и вулканогенными толщами. Хребет Ширшова сложен терригенными и кремнистыми породами, амфиболитами и базальтами, а в глубоководных котловинах акустическим фундаментом служат базальтоидные породы. Мощность осадочного чехла в Командорской котловине колеблется от 0,5– 1,0 км в сводовых поднятиях и до 3,0–3,5 км в прогибах (возраст осадков ранний миоцен – голоцен). В Алеутской котловине осадочный чехол имеет мощность от 3,0 км в сводовых поднятиях, до 9,0–10 км в подсклоновых прогибах (возраст эоценом–голоцен) [1].

Охотское море распространяется вглубь Азиатского континента и характеризуется наличием обширного глубокого шельфа, который составляет значительную часть его площади. Мощность земной коры Охотского моря почти повсеместно составляет 28-32 км, сокращаясь до 24 км во впадине Дерюгина и до 15 км в Курильской котловине [2]. Блоки фундамента выступают из-под осадочного чехла в центральной части моря на банках Кашеварова, Ионы, возвышенностях Института Океанологии и Академии наук, на склонах Охотского свода и Курильских островов. В составе метаморфического комплекса развиты метаэффузивы, гнейсы, амфиболиты и сланцы. Магматические породы представлены мезозойскими эффузивными и интрузивными разностями, которые формируют единые вулкано-плутонические комплексы по составу близкие образованиям островодужной серии. Юрско-меловые вулканиты являются аналогами вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Среди терригенных пород фундамента установлены породы триасового и мелового возраста. В Курильской котловине широко развиты вулканические постройки сложенные плиоцен-плейстоценовыми базальтоидами островодужного типа. Охотоморская плита представляет сложную систему мезозойских блоков, сформировавшихся в позднемеловое время. Кайнозойский рифтогенез привел к разрушению плиты на отдельные блоки, развития разломных зон, по которым возникали рифтогенные прогибы, грабены, и котловины [2]. В них накапливались мощные (от 6,0 до 10 км) толщи кайнозойских осадков, обладающих огромным углеводородным потенциалом.

Японское море представляет собой кайнозойскую рифтогенную систему, основными морфоструктурами которого являются шельф, подводные возвышенности, вулканические постройки и глубоководные котловины. Мощность земной коры шельфа – 30–26 км, подводных

возвышенностей – 22–24 км. Земная кора Центральной котловины в восточной части имеет мощность 6.0 км (океанический тип), а в западной – 8.0 км, существенно отличаясь от земной коры котловин Ямато и Цусимской мощностью до 14,0 км [3]. В строении шельфа и складчатого фундамента подводных возвышенностей участвуют разнообразные по происхождению, составу и возрасту горные породы. Метаморфические породы представлены образованиями архей-ранепротерозойского (2729-1983 млн лет), позднепротерозойского возраста, а также среднепозднепалеозойскими (355-240 млн лет) зелеными сланцами. Гранитоиды шести разновозрастных комплексов: раннепротерозойского, позднепротерозойского, среднепалеозойского, позднепалеозойского, ранне- и позднемелового. Вулканогенные породы верхнемелового комплекса является подводным продолжением вулканитов прибрежного вулканогенного пояса Сихоте-Алиня. Осадочные породы в составе фундамента представлены терригенными толщами: девонского, верхнепалеозойского и нижнемелового возраста. Позднекайнозойские вулканиты трех возрастных комплексов связанные непосредственно с рифтогенным формированием Японского моря. Олигоцен-раннемиоценового (18-27 млн лет) субщелочных вулканитов, базальтоидов среднемиоцен-плиоценового (13,1-4,5 млн лет) и плиоцен-голоценового комплексов (3,5-2,2 млн лет). Осадочный чехол сложен морскими осадками, формирования которых началось в раннем-среднем миоцене.

Восточно-Китайское море на западе граничит с Азиатским континентом, на востоке с островными дугами Японской, архипелагом Амама, островами Окинава и Тайвань. Основную площадь моря занимает шельф, который протягивается от Северо-Китайской равнины до трога Окинава. Геологический фундамент на шельфе представлен мезозойско-палеозойскими структурами, продолжающимися со стороны материкового Китая. Он имеет кору континентального типа мощностью 30– 35 км [4]. Осадочный чехол залегает на денудированной поверхности фундамента, нарушенного раннемезозойскими разломами. Мощность отложений достигает 5000 м. Трог Окинава – современная рифтогенная система, ограниченная кайназойскими разломами с мощностью земной коры до 17 км. Он представляет собой грабен шириной до 200 км, образование которого сопровождалось магматизмом. Возраст вулканитов не превышает 1,0 млн лет [4].

Южно-Китайское море расположено между полуостровом Индостан и островами Калимантан, Палаван, Лусон и Тайвань. В южной части моря и вдоль берегов Вьетнама и Китая выделяется область обширного шельфа. В центральной и северной части моря развита глубоководная котловина, а вдоль берегов островов Палаван и Лусон глубоководный желоб. Широкий континентальный шельф и узкий шельф Калимантан-Тайванской островной области характеризуется типичной континентальной корой мощностью 30–38 км. В глубоководной котловине наблюдается океаническая кора мощностью до 10 км (вместе с водным слоем). Под подводными возвышенностями, мелководными банками и осадочными депрессиями развита кора субконтинентального типа сокращенной мощности (17–24 км) с редуцированным «гранитным» слоем [5]. Фундаментом приконтинентальной шельфовой области моря служат деформированные и метаморфизованные осадочновулканогенные и интрузивные комплексы докайнозойского возраста. Мощность осадочного чехла в отдельных осадочных бассейнах на шельфе достигает 9–10 км, осадки в них формировались начиная с позднего мела. Мощность осадков глубоководных котловин до 2 км и начало их формирования – поздний олигоцен.

Филиппинское море в системе окраинных морей Тихого океана – это море является наиболее крупным морским бассейном. Оно ограничено с запада и востока активными островодужными системами и разделено подводным хребтом Кюсю-Палау на две разнородные области. К западу от хребта располагается обширная Западно-Филиппинская котловина с глубинами 5500-5800 м, а к востоку - котловины Парасе-Вела и Сикоку с глубинами 4500-5200 м. Глубоководные котловины формировались на коре океанического типа, мощность которой под Западно-Филиппинской составляет 6-8 км, а под восточными – не превышает 4-6 км, увеличиваясь до 12-15 км под хребтами и поднятиями [4]. Осадочный чехол выполняет отдельные глубоководные впадины, мощность его не превышает первых сотен метров. Он сложен осадочными и вулканогенно-осадочными породами в Филиппинской котловине палеогенового, а в Парасе-Вела миоценового возраста. Хребет Кюсю-Палау заложился на океанической коре в позднемезозойское время и претерпел несколько различных по значимости и характеру приложения сил (растяжение и сжатие) этапов в своем развитии. Главным фактором формирования хребта Кюсю-Палау был разновозрастный вулканизм (от мелового до позднемиоценового возраста и состава от океанических толеитов до известково-щелочных базальтоидов), который привел к наращиванию земной коры под хребтом.

Вышеописанные моря, кроме Филиппинского, обладают многими общими чертами. Они граничат с Азиатским континентом и отделены от Тихого океана островными дугами. В их строении отмечаются широкие шельфовые области, подводные возвышенности с корой континентального типа и глубоководные котловины с редуцированной континентальной или океанической корой. Моря заложились на коре континентального типа и геологические структуры континентального обрамления продолжаются под их водами. Осадочный чехол, перекрывающий выступы фундамента и глубоководные котловины сложен в основном морскими отложениями. Во всех их проявлен молодой активный кайнозойский вулканизм, сопровождающий рифтогенные процессы и деструкцию коры. Образование впадин каждого из этих морей явилось следствием внедрения мантийного диапира в литосферу на границе континент-океан. Его внедрение сопровождалось повышением теплового потока, разуплотнением, растяжением земной коры, проявлением рифтогенных процессов, которые привели к деструкции континентальной коры, образованию депрессий вдоль разломных зон, выполненных мощными осадочными комплексами и появлению спрединговых зон в виде глубоководных котловин с океанической корой. Наиболее отчетливо эти процессы проявлены и изучены в Японском море. Наряду с общими признаками каждое из этих морей имеет индивидуальные особенности, связанные с различием в геологическом строении прилегающего континента, временем заложения впадин этих морей и их геологической эволюцией.

Филиппинское море резко отличается от вышеописанных морей. Оно ограничено с запада и востока активными островодужными системами, не имеет непосредственной границы с Азиатским материком, заложилось на океанической коре и кайнозойский вулканизм приводил к наращиванию коры на его подводных хребтах и возвышенностях.

Таким образом, среди окраинных морей Тихого океана можно выделить моря двух типов: Япономорский (Берингово, Охотское, Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское) и Филиппинский.

Литература

1. Дундо О.П. Берингоморский седиментационный супербассейн // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 96–100.

2. *Харахинов В.В.* Охотоморская плита// Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона м-ба 1: 2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. С. 71–81.

3. *Леликов Е.П., Карп Б.Я.* Глубинное строение и рифтогенез в Японском море // Литосфера. 2004. № 2. С. 16–29.

4. Родников А.Г., Забаринская Л.П., Рашидов В.А. и др. Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Магеллановы горы // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. Вып. 9. № 1. С. 79–89.

5. Кулинич Р.Г., Заболотников А.А., Марков Ю.Д. и др. Кайнозойская эволюция земной коры и тектогенез Юго-Восточной Азии. М.: Наука, 1989. 255 с.

Памиро-Алай и взаимоотношение Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского подвижных поясов (геолого-геофизическая модель)

Горные сооружения Туркестано-Алая (Алая) и Памира в последнее время рассматриваются в качестве единой геодинамической системы Памиро-Алая, геодинамика которой определяется Индоевропейской коллизией [1, 2, 5–7]. Тем не менее, Алай и Памир обладают индивидуальными чертами геологического строения и входят в состав двух разнородных подвижных поясов: Алай – в состав Центрально-Азиатского (ЦАП), Памир – Альпийско-Гималайского (АГП), характер взаимодействия между которыми до конца не ясен. В целях расшифровки геодинамики Памиро-Алайского сегмента земной коры нами проведен сравнительно-тектонический анализ этих горных систем, результаты которого сформулированы ниже.

Новейший орогенез захватывает территории с различными структурой и историй развития, предшествующей орогенезу [3]. Алай и Памир входят в состав единого новейшего Евразийского орогена, но принадлежат подвижным поясам с разным возрастом консолидации коры. Консолидация ЦАП произошла в конце палеозоя, после чего наступил платформенный режим. Оформление АГП связано с позднегерцинским, киммерийским и альпийским этапами развития, и новейший орогенез в его пределах охватил структуры герцинид, киммерид и альпид.

Тренды тектонической эволюции Памира и Алая различны. Алай имеет эволюционный тренд развития: палеоокеан—морфоструктурная дифференциация бассейна—латеральная аккреция—формирование складчато-надвиговой области—эпигерцинская платформа—ороген. Памир – область с дискретно-импульсным развитием: неоднократным заложением/отмиранием эпиплатформенных и субокеанических бассейнов, чередованием режимов сжатия/растяжения и этапов раскола континентальной коры и тектонического скучивания, отсутствием платформенной стадии, наложением орогенеза на разновозрастные сегменты.

(3) Алай и Памир обладают различными геометрией и морфоструктурой. Алай имеет линейный габитус и представлен системой вытянутых на сотни километров субширотных хребтов и структурных эле-

¹ ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия

² ФГБУН Научная станция РАН в г. Бишкек, Киргизия

ментов. Хребты разделены речными долинами и узкими внутригорным впадинами. Памир соответствует фронтальной части Памирско-Пенджабского синтаксиса, в целом имеет «горизонтально-грибовидную» форму и представлен серией сжатых, выгнутых к северу морфоструктурных дуг с «разваливанием» горных масс в краевых зонах. Линейные внутригорные впадины не характерны. Высоты хребтов и эрозионные врезы на Памире превышают таковые в Алае на 1,5–2 тыс. м.

Алай и Памир имеют разную тектоническую инфраструтуру. Алай характеризуется наличием протяженных синклинорных и антиклинорных структурно-формационных зон и разделяющих их зон концентрированной деформации (ЗКД). Выделяются два структурных этажа: палеозойский (фундамент) и мезозойско-кайнозойский (чехол). Стиль тектоники нижнего этажа - складчато-надвиговый, аккреционный, альпийская структура - это система складок основания с вертикальным или дивергентным расположением осевых плоскостей относительно оси горного сооружения. Шарьяжи и тектоническое «перехлёстывание» отложений разных зон Алаю (за отдельными исключениями) не свойственны, их современное расположение относительно друг друга соответствует первичному. Характерно 3D сдвиговое течение. Генеральный структурный план – складчато-надвиговый с тесной связью структур фундамента и чехла (thick-skinned tectonics). Строение Памира гетерогенно и в продольном и в поперечном направлениях. Общий стиль шарьяжно-надвиговый. Характерны срывы чехольных комплексов с основания, перехлёстывание структурно-формационных элементов друг через друга, ретрошарьирование, структурное наслоение пород и образование сложных аллохтонов. Генеральный структурный план Памира горизонтально-плоскостной и соответствует типу thin-skinned tectonics .

Алай и Памир являются составными частями единого Евразийского новейшего орогена, но стиль их неотектонического развития и кинематики движения горных масс неодинаковы. Алай – это линейновытянутый новейший мегасвод, осложненный системой синклинальных и антиклинальных перегибов (складок основания) и вторичных по отношению к складкам малоамплитудных разрывов на их крыльях. Деформация поверхности фундамента в центральных частях сводов и прогибов незначительна, в зонах их сопряжения – интенсивна, вплоть до запрокинутого залегания. В Алае отсутствуют значимые поперечные пороги и уступы. Общая кинематика альпийских движений в Алае – взбросо-сдвиговая с билатеральным по отношению к оси горного сооружения разваливанием горных масс, сопровождающаяся их сдвиговым течением в пределах ЗКД. Памир – это подковообразная структура шириной около 250–300 км, которая ограничена взбросо-сдвигами и «накатывается» на соседние сегменты. По центру изгиба расположен поперечный к общему простиранию структурный порог с амплитудой перепада 2–3 км. Общая кинематика – шарьяжно-надвиговая. Памир является структурой горизонтального нагнетания (плито-потоком) со всеми признаками этой категории геоструктур.

Алай и Памир различаются интенсивностью гранитоидного магматизма. На Памире гранитоидный магматизм известен во всех структурно-формационных зонах и на всех этапах развития от докембрия до палеогена. Формируются и обширные поля метаморфитов, инъецированных колоссальными массами гранитного материала. Гранитный магматизм в Алае проявлен в меньших объемах и приурочен к отдельным зонам и узкому временному интервалу (средний карбон).

Механизм формирования консолидированного гранитно-метаморфического слоя Алая и Памира различен. Гранитно-метаморфический слой Алая сформирован за счет процессов двухстадийной вертикальной аккреции «автохтонного» типа. Кора Памира является, результатом структурно-вещественной трансформации горных масс, связанной с тектоническим скучиванием литопластин и их гранитизации при сокращении пространства в области Памирского синтаксиса (аллохтонный тип).

Алайско-Таджикская впадина – демпфер (зона аккомодации) между системами Алая и Памира. Алай и Памир отделены друг от друга альпийской платформенно-орогенной Алайско-Таджикской депрессией (включая хр. Петра I). В палеотектоническом смысле депрессия тяготеет к Алаю, в структурном же отношении отличается от Алая и Памира по стилю тектоники, механизмам деформации, кинематике горных масс.

Глубинное строение Памира, Алая и разделяющей их Алайско-Таджикской депрессии существенно различно [4, 5–7]. Главные отличия: наличие на территории Алая и Сев. Памира коры и верхней мантии евразийского типа, на остальной территории Памира – индо-синийского; согласованность строения коры и верхней мантии в пределах Алая и резкая дискордантность структуры в разных горизонтах коры Памира; наличие тектонического несогласия (детачмента) на границе фундамента и аллохтонного чехла на Памире и отсутствие такового в Алае.

Алай и Памир принадлежат различным сегментам земной коры и сформированы в разных геодинамических обстановках. Алай принадлежит ЦАПП, которому свойственны преимущественно субширотнолинейный структурный план, аккреционно-автохтонный тип коры, стадийное развитие (палеоокеан — покровно-складчатая область — платформа — ороген), преимущественно продольное латеральное течение горных масс на поздних этапах развития. Памир принадлежит АГП, для которого характерны петлеобразный структурный план, аллохтонно-

аккреционный тип консолидированной коры, субмеридиональное нагнетание горных масс, тонкокожая тектоника, сложное полихронное развитие, отсутствие платформенной стадии.

Таким образом, Алай и Памир принадлежат разным подвижным поясам и существенно различаются по морфоструктуре, геометрии, тектоническому стилю, кинематике, последовательности событий, магматизму, глубинному строению. Такое различие труднообъяснимо только с позиций влияния на регион движений Индостанской плиты. Их развитие, по-видимому, связано с интерференцией, как минимум, двух главных геодинамических режимов: 1) глобального орогенеза, охватившего значительные территории Евразии и общего для Алая и Памира; 2) различных для Памира и Алая региональных режимов, действующих относительно независимо в пределах Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималайского подвижных поясов. Реальное воздействие Индостанской плиты в секторе Памиро-Алая, по-видимому, не распространяется севернее Алайско-Таджиксой депрессии, которая служит здесь зоной аккомодации между двумя разнородными подвижными поясами.

Работа выполнена по темам госзадания (ГИН РАН: тема № 01201459182, НС РАН: тема №015520140001), проектов РФФИ 13-05-00298 и 14-05-00545 и ПФИ ОНЗ № 9.

Литература

1. *Буртман В.С.* Геодинамика Тибета, Тарима и Тянь-Шаня в позднем кайнозое // Геотектоника. 2012. № 3. С. 18–46.

2. Буслов М.М., Кох Д.А., Де 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.

3. *Леонов Ю.Г., Никонов А.А.* Проблема неотектонического развития Памиро-Тянь-Шаньского горного сооружения // Геотектоника.1988. № 6. С. 108–119.

4. Лукк А.А., Шевченко В.И. Роль локальных процессов тектогенеза в деформировании слоистых толщ Таджикской депрессии // Физика Земли. 2004. № 11. С. 5–25.

5. Матюков В.Е., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Глубинная геоэлектрическаяя структура Памиро-Алайской зоны // Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Мат. Шестого Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2014. С. 200–201.

6. Mechie J., Yuan X., Schurr B. et al. Crustal and uppermost mantle velocity structure along a profile across the Pamir and southern Tien Shan as derived

from project TIPAGE wide-angle seismic data // Geophys. J. International. 2012. Vol. 188. N 2. P. 385-407.

7. Sass P., Oliver R., Muñoz G. et al. Magnetotelluric data from the continental collision zone in the Pamir and Tien Shan, Central Asia // Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов. Тезисы докладов 5 Междунар. симп. Бишкек: НС РАН, 2011. С. 326.

<u>Е.Ф. Летникова</u>¹, Н.В. Дмитриева¹, А.А. Третьяков², Ф.И. Жимулев¹, Н.А. Каныгина², И.А. Вишневская¹

Докембрийская история развития Улутауского континентального блока (Центральный Казахстан): по данным датирования цирконов методом LA ICP-MS

Улутауский массив является одним из наиболее крупных докембрийских сиалических блоков Центрального Казахстана и окружен породами палеозойских тектонических блоков различного происхождения. В настоящий момент достоверное геохронологическое обоснование возраста в пределах Улутауского континентального блока есть у нескольких массивов магматических пород. U-Pb методом датирования по цирконам было установлено время образования гнейсогранитов жаункарского комплекса – 803±27 млн лет и гранитоидов актасского комплекса – 791±7 млн лет [1, 2]. Для щелочных сиенитов Карсакпайского массива получена оценка возраста кристаллизации – 673±2 млн лет [3]. С целью получения информации о времени активизации тектономагматической деятельности в пределах континентального блока Улутау было проведено геологическое изучение и U-Pb датирование цирконов осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов – бектурганской, боздакской, жийдинской, коксуйской и улутауской серий. U-Pb изотопное датирование было выполнено методом лазерной абляции в Университете Гонконга.

В результате проведенных ранее геохронологических исследований вулканитов актасской свиты коксуйской серии на основе данных U-Pb

¹ Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск ² Геологический институт РАН, Москва

датирования был получен их возраст – 797±4 млн лет [4]. При U-Pb датировании цирконов из вулканитов этой же свиты методом LA ICP-MS нами был получен узкий интервал значений – 790–797 млн лет, идентичный, полученному более точным геохронологическим методом датирования. При этом в этот же интервал времени – 787–797 млн лет, были образованы метавулканиты, расположенные западнее в поле выхода пород более древней бектурганской серии. Таким образом, одним из неопротерозойских этапов активизации Улутауского континентального блока был преимущественно кислый вулканизм в интервале 787– 797 млн лет.

При этом детритовые цирконы из гнейсов бектурганской свиты имеют широкий диапазон возраста от 655 млн лет до 2,6 млрд лет. Цирконы с возрастом 2.4–2.6 млрд лет в основном представлены зернами с хорошо выраженной осцилляционной зональностью и выраженной метаморфической каймой. Наиболее представлена популяция цирконов с возрастом 2.4 млрд лет. При этом более молодые цирконы имеют округлую форму и неясную структуру, что указывает на их метаморфическую природу или перекристаллизацию при термических воздействиях и не рассматриваются нами как информативные. Отсутствие выраженного неопротерозойского пика возрастов цирконов в этих породах рассматривается нами как свидетельство того, что они сформировались до проявления основных событий в неопротерозое и не древнее 2,4 млрд лет.

Двуслюдяные гнейсы жийдинской серии образовались в результате разрушения пород с возрастом 840–1010 млн лет. Выделяется две популяции цирконов, имеющих наибольшее распространение в районе 846 и 904 млн лет. В катодолюминесцентные изображения большинства цирконов имеют хорошо выраженную осцилляционную зональность, что указывает на их магматическую природу. Немногочисленные цирконы имеют палеопротерозойский 1.6–2.2 млрд лет возраст. В основном это цирконы округлой формы с неясной структурой. Таким образом, породы жийдинской серии образовались в неопротерозое не древнее 840 млн лет в основном за счет разрушения пород с возрастом 840–904 млн лет, при незначительном вкладе пород палеопротерозойского возраста.

Проведено U-Pb исследование детритовых цирконов в двух пробах сланцев бедкудукской свиты боздакской серии. На основе полученных данных установлено, что возрастной интервал возраста цирконов составляет 0.8–2.9 млрд лет. Потенциальными источниками сноса для доминирующей группы цирконов с возрастами 804–925 млн лет могли быть вулканогенно-осадочные породы майтюбинской и жийдинской серий. Присутствующие в изученных образцах боздакской серии цирконы с возрастом > 2.0 млрд лет, а также Nd-изотопные данные осадочных и вулканогенно-осадочных пород ($\epsilon_{Nd}(t) = -7.5...-11$ и $T_{Nd}(DM) = 2.2-2.3$ млрд лет) отражают поступление в бассейн осадочного материала из более древних раннекембрийских источников [5]. Таким образом, образование осадков боздакской серии происходило за счет разрушения пород неопротерозойских комплексов с участием кристаллических образований не моложе палеопротерозоя. Осадконакопление терригенных отложений боздакской серии происходило не древнее ~800 млн лет назад в неопротерозое.

В матриксе неметаморфизованных конглобрекчий в основании позднедокембрийской сатанской серии преобладают магматические цирконы с возрастом около 815 млн лет и существенным вкладом источников с палеопротерозойским возрастом.

Проведено U-Pb исследование детритовых цирконов из матрикса тиллитов байконурской серии. Среди обломков в тиллитах в разном количестве присутствует галька гранитоидов, кислых вулканитов, сиенитов, карбонатных и кремнистых пород, зеленых и лиловых аргиллитов, жильного кварца. Обломков метаморфических пород и базитов среди них не обнаружено. Обломочные цирконы, выделенные из песчаного матрикса, представлены в различной степени окатанными зернами, имеющими как магматическую осцилляторную зональность, так и незональную или пятнистую структуру, указывающую на метаморфическую переработку цирконов.

Среди цирконов с конкордантными значениям встречаются единичные округлые не отчетливо зональные зерна с возрастом 2.4–2.6 млрд лет (Th/U 0.4–0.6). Следует отметить, что широко проявленный в пределах древних платформ рубеж около 1.8 млрд лет при датировании детритовых цирконов из тиллитов байконурского горизонта не обнаружен. Встречаются единичные конкордантные значения возраста в интервале 1.0–1.2 млрд лет.

На рубеже 900–910 млн лет в пределах Улутауского блока фиксируется метаморфичекое событие, для которого характерны округлые зерна цирконов с пятнистой структурой и Th/U отношение 1–2.2. Незначительное количество зерен с этим возрастом, возможно, указывает на локальный характер этого события. Значительная популяция цирконов имеет возраст от 890 до 830 млн лет. Для них характерны удлиненные формы зерен, с преимущественно осцилляторной зональностью и отношением Th/U=0.3–0.8, что указывает на эрозию магматических пород неопротерозойского возраста. В интервале 830–730 млн лет дискретно проявлено несколько этапов метаморфизма с формированием синметаморфических гранитоидов. Подтверждением этого является обширная популяция цирконов с незональными или не отчетливо зональными зернами, в некоторых зернах первичная магматическая осцилляторная зональность принимает неясные очертания. Th/U отношение варьирует от 0.6 до 2.1. Эти признаки указывают на метаморфическую переработку цирконов или их образование в ходе метаморфизма. По форме зерен и их внутренней структуре с учетом Th/U отношения можно выделить четыре пика метаморфизма – 830-820, 815-805, 796-790, 760-730. Между этими событиями протекали процессы гранитообразования. Это хорошо согласуется с геохронологическим данными для жаункарского и актасского комплекса гранитов.

Локальное магматическое событие фиксируется по детритовым цирконам в интервале 713-706 млн лет. Зерна этого возрастного интервала имеют удлиненную форму с осцилляторной зональностью и отношением Th/U=0.3-0.5. Подобное строение зерен цирконов и Th/U отношение имеет большая популяция цирконов с возрастом от 694 до 650 млн лет, указывая на активную магматическую деятельность в пределах Улутауского блока. Нижнее ограничение времени формирования тиллитов байконурской свиты, судя по минимальному возрасту детритового циркона, соответствует 650 млн лет. Такой близкий возраст имеют пять зерен.

Обобщая полученные результаты по U-Pb датированию детритовых цирконов из метаосадков метаморфических серий – бектурганской, жанукарской и боздакской, вулканитов коксуйской серии и неметаморфизованных отложений сатанской серии и байконурской свиты улутауской серии, можно выделить как минимум несколько этапов эволюции древнего континентального Улутауского блока. В неопротерозое проявлены три пика тектоно-магматических событий – максимальный на 835-845 млн лет, слабее на 790-800 млн лет и менее значительный на 670 млн лет. При этом в неопротерозое, обоснованно, выделяются периоды обширной магматической активности, сменяющиеся разноранговыми по степени своего проявления двумя метаморфическими событиями. Менее значительно представлены палеопротерозойские источники поступления обломочного материала, отражающие два события на рубежах 2.4 и 2.0 млрд лет. Небольшая, но все так значимая популяция из 25 зерен цирконов в возрастном интервале 2.55-2.9 млрд лет указывают на существование в фундаменте Улутауского континентального блока пород неоархейского возраста. Следует отметить отсутствие популяции цирконов на рубеже 1.8 млрд лет и с мезопротерозкими возрастами, что указывает на отсутствие проявлений тектоно-магматических событий в это время в пределах Улутауского континентального блока.

Работа выполнена в рамках базового проекта НИР, при финансовой поддержке РФФИ (гранты 13-05-12025-офи_м, 15-35-20516 мол_а_вед) и за счет средств Российского Научного фонда (проект 14-27-00058).

Литература

1. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б. и др. Позднедокембрийский магматизм Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск, 2011. С. 213-215.

2. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б. и др. Возраст последнего эпизода докембрийского регионального метаморфизма в Южном Улутау (Центральный Казахстан): результаты геохронологических U-Pb-исследований гранитов Актасского комплекса // ДАН. 2012а. Т. 446. № 1. С. 58-63.

3. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальников Е.Б. и др. Позднерифейский возраст Карсакпайского массива щелочных сиенитов Южного Улутау (Центральный Казахстан) // ДАН. 20126. Т. 442. № 2. С. 219-222.

4. *Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н. и др.* Неопротерозойские риолиты Улутауского докембрийского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // ДАН. 2015. Т. 462. № 3. С. 325-329.

5. Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф, Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Дженг Х. Возраст пород источников сноса позднедокембрийских метатерригенных отложений Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопные U-Pb- и Sm-Nd-данные // ДАН. 2015. Т. 463. № 2. С. 201-205.

Л.И. Лобковский¹

Тектоника деформируемых литосферных плит и геодинамическая модель эволюции Арктики и Северо-Восточной Азии в мелу и кайнозое

Обсуждаются трудности и противоречия классической концепции тектоники плит. Проанализированы ее исходные положения (постулаты). Показано, что постулат о твердотельном вращении плит по поверхности Земли (так называемая теорема Эйлера), на котором основаны кинематические построения тектоники плит, далеко не всегда применим, в частности, при анализе меловых реконструкций Северной Атлантики и Арктики. Также не выполняется исходное положение о пол-

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

ной механической обособленности литосферных плит, эквивалентное допущению о замкнутости всех границ плит. Предлагается обобщение классической теории тектоники плит, в котором плиты рассматриваются как деформируемые тела – **тектоника деформируемых литосферных плит.** Обосновывается новая региональная геодинамическая модель, описывающая меловую и кайнозойскую эволюцию литосферы Арктики и Северо-Восточной Азии. Модель основывается на представлении о существовании горизонтально протяженной конвективной ячейки в верхней мантии, сопряженной с конвейерным механизмом субдукции Тихоокеанской литосферы. В рамках предложенной модели находят свое естественное физическое объяснение такие известные тектономагматические процессы, как отступание островных дуг в сторону океана с образованием задуговых бассейнов, возникновение континентальных рифтовых зон и магматических провинций на значительных (несколько тысяч километров) расстояниях от зон субдукции и т.д.

<u>М.В. Лучицкая¹</u>, А.В. Соловьев^{1,2}, А.А. Соболева³, И.Д. Соболев⁴, Д.М. Ольшанецкий¹

Новые данные о возрасте плагиогранитных комплексов Ганальского террейна Восточной Камчатки

Метаморфические комплексы Ганальского хребта рассматриваются в аккреционной структуре Восточной Камчатки как Ганальский композитный метаморфический террейн, являющийся составной частью докайнозойского основания Камчатки [1, 2].

В составе Ганальского композитного террейна с севера на юг выделяются три субтеррейна, каждый из которых имеет свою внутреннюю структуру: Кижиченокский, Стеновой и Вахталкинский. Выделяются также четыре доэоценовых вещественных комплекса, имеющих тектонические взаимоотношения: слабо метаморфизованный позднемеловой

¹ Геологический институт Российской академии наук, Москва

² ОАО «Дальморнефтегеофизика», Южно-Сахалинск

³ Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, Сыктывкар

⁴ Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова, геологический ф-т, Москва

(ирунейская свита) преимущественно пирокластического состава; метаморфические терригенно-вулканогенный (ганальская серия); эффузивно-пирокластический (стеновая серия) и терригенно-кремнистовулканогенный [1, 3].

По данным [1–3] аккреция перечисленных субтеррейнов началась в конце позднего мела и продолжалась в течение палеоцена, сопровождалась их тектоническим совмещением, метаморфизмом и становлением интрузий габбро и плагиогранитов. Синкинематические габбро и плагиограниты, которые автором [3] отнесены к аккреционному типу магматизма, участвуют в строении. Вахталкинского субтеррейна, а также приурочены к его границе со Стеновым.

По геологическим данным, возраст габбро и плагиогранитов соответствует рубежу позднего мела – палеоцена. Имеющиеся малочисленные абсолютные датировки их возраста имеют определенный разброс: K-Ar метод – 65 млн лет (плагиограниты) [4], 40Ar/39Ar метод по роговой обманке (габбро) – 35,4 млн лет [5], Rb-Sr метод (плагиограниты) – миоценовый (7±10 млн лет) [6]. В связи с этим были проведены U-Pb геохронологические исследования цирконов из плагиогранитов методом лазерной абляции (LA-ICPMS) в лаборатории Университета Калифорнии, Санта-Круз. Методика датирования изложена в [7].

В Вахталкинском субтеррейне были опробованы два плагиогранитных тела: в юго-восточной части в верховьях правого притока р.Правая Вахталка (обр. SI/02/13) и в северо-западной части в верховьях р. Крутая (обр. KRUT2-13). В первом случае плагиограниты вместе с габбро образуют мощные тела, погружающиеся к юго-востоку вдоль надвига между пластиной, сложенной породами эффузивно-пирокластического (структурно ниже) и пластиной, сложенной породами терригенно-кремнисто-вулканогенного (структурно выше) комплексов. Во втором случае плагиограниты слагают пластовое тело в основании пластины, сложенной неметаморфизованными отложениями верхнего мела (ирунейская свита). Подстилающими образованиями являются метатерригенные породы (плагиогнейсы) ганальской серии. В зоне контакта наблюдаются маломощные инъекции по сланцеватости в плагиогнейсы и по трещинам отдельности в вулканогенные отложения верхнего мела [1, 3].

Плагиограниты обоих участков имеют гнейсовидную текстуру и реликты первичной гипидиоморфнозернистой структуры, представленной таблитчатыми субидиоморфными зернами плагиоклаза (1.0-1.5 мм) и линзами гранулированного кварца (1.0 × 2.5 мм). Реже наблюдаются лейсты первичного биотита с деформационными полосами излома и зерна граната (0.1–0.5 мм). Вдоль плоскостей рассланцевания развит лепидогранобластовый агрегат новообразованного кварца (0.1-0.2 мм), мелкочешуйчатого хлоритизированного биотита, мусковита (0.2–0.4 мм) и зерен эпидота, цоизита (0.05–0.2 мм). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом.

По химическому составу порода р.Правая Вахталка (обр. SI/02/13) соответствует тоналиту (SiO₂=64.60%, K₂O=0.23%, Na₂O=5.54%), р. Крутая (обр. KRUT2-13) – плагиограниту (SiO₂=73.36%, K₂O=0.06%, Na₂O=5.31%).

В обр. SI/02/13 тоналита изучено 50 цирконов. Популяция представлена идиоморфными кристаллами и их фрагментами короткопризматического габитуса, реже – длиннопризматического с магматической осцилляционной зональностью, параллельной граням кристаллов; размер изменяется от 70 до 230 мкм, Кудл.= 2.0–4.0; отношения Th/U находятся в интервале от 0.16 до 0.35; есть два повышенных отношения 0.67 и 1.53, содержания U невысокие, колеблются от 23 до 68 г/т, есть несколько более высоких значений от 100 до 207 и одно значение 1092 г/т. Возраст составляет 80.5±6.4 – 55.1±5.2 млн лет (кампан – ранний эоцен). Возраст наиболее молодой популяции, который, по-видимому, отражает возраст формирования тоналитов, определяется как 60±1 млн лет (±2 σ) – конец палеоцена.

В обр. KRUT2-13 плагиогранита изучено 100 цирконов. Популяция представлена как прозрачными кристаллами и их фрагментами с невысокими содержаниями урана (50 цирконов), так и практически непрозрачными с высокими содержаниями урана (50 цирконов).

Прозрачные цирконы идиоморфные короткопризматического габитуса, реже – длиннопризматического с магматической осцилляционной зональностью; размер изменяется от 70 до 170 мкм, Кудл.= 1.5–5.0; отношения Th/U находятся в интервале от 0.01 до 0.29; содержания U невысокие, колеблются от 11 до 85 г/т, есть два более высоких значения 395 и 546 г/т. Возраст составляет 75.7 \pm 13.3 – 51.3 \pm 3.9 млн лет (кампан – ранний эоцен). Одно кластогенное зерно имеет возраст 1240.0 \pm 52.0 млн лет (мезопротерозой). Возраст наиболее молодой популяции, который, по-видимому, отражает возраст формирования плагиогранитов, определяется как 55 \pm 1 млн лет (\pm 2 σ). Отметим, что возраст формирования плагиогранитов в Ганальском хребте совпадает с раннеэоценновым этапом гранитообразования в Срединном хребте Камчатки 52 \pm 2 млн лет [8, 9].

Непрозрачные темные цирконы редко имеют идиоморфный короткопризматический габитус, большей частью – округлые очертания; размер изменяется от 60 до 180 мкм; отношения Th/U находятся в интервале от 0.25 до 1.10; содержания U повышенные, колеблются от 140 до 1555 г/т, есть несколько значений от 46 и 95. Возраст составляет 1836±77 – 1023±130 млн лет (палео-мезопротерозой). Таким образом, морфология и внутреннее строение цирконов обр. SI/02/13 и прозрачных разностей обр. KRUT2-13 позволяют предполагать, что полученные для них U-Pb датировки отражают возраст внедрения и кристаллизации плагиогранитоидов в интервале кампан – ранний эоцен, что согласуется с геологическими данными [1, 3]. К этому же интервалу времени приурочено два этапа гранитоидного магматизма в Срединном хребте Камчатки, а именно в кампане и раннем эоцене [3, 8, 10, 11]. Непрозрачные цирконы обр. KRUT2-13 с палео-мезопротерозойскими возрастами, вероятнее всего, имеют ксеногенную природу. Протерозойские возрасты характерны также для кластогенных цирконов из метатерригенных пород Срединного и Ганальского хребтов [8, 12–14]. Sm-Nd модельные датировки для тех же пород отражают мезопротерозойский (1.17 млрд лет) усредненный возраст источников сноса осадочного материала [15].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00249, 13-05-00485), ведущей научной школы (НШ-2981.2014.5).

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под ред. Ю.М. Пущаровского. М.: Наука, 1993. 272 с.

2. Zinkevich V.P., Rikhter A.V., Tsukanov N.V. Accretion tectonics and geodynamics of Kamchatka-Sakhalin region // Электронный журнал «Виртуальная геология», 1998.

http://geo.web.ru/users/GeoLIS/virtugeo/articles/tsukanov/articl.htm

3. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. М.: ГЕОС, 2014. 360 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 607).

4. *Герман Л.Л.* Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Недра, 1978. 208 с.

5. Зинкевич В.П., Рихтер А.В., Фугзан М.М. 40Ar/39Ar-датирование метаморфических пород Восточной Камчатки // ДАН. 1993. Т. 333. №. 4. С. 477-480.

6. Виноградов В.И., Григорьев В.С. Rb-Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // ДАН. 1994. Т. 339. № 5. С. 645–649.

7. Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б., Хоуриган Дж.К. Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности состава // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 60–82.

8. *Соловьев А.В.* Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 319 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 577). 9. Лучицкая М.В., Соловьев А.В. Раннеэоценовый магматизм Срединного хребта Камчатки: состав и геодинамические аспекты // Петрология. 2012. Т. 20. № 2. С. 166-207.

10. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Дриль С.И., Чубаров В.М., Герасимов Н.С., Сандимирова Г.П., Ильина Н.Н. Петрология и геохимия мелового гранитоидного магматизма Центральной Камчатки (на примере крутогоровского и кольского интрузивных комплексов) // Петрология. 2014. Т. 22. №6. С. 1–30.

11. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С., Родионов Н.В. Новые U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr данные о кампанском возрасте и генезисе гнейсовидных плагиогранитов Кольского и Крутогоровского массивов (Срединно-Камчатское поднятие) // ДАН. 2014. Т. 450. № 1. С. 70–76.

12.*Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al.* Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal massifs // J. Geol. 2002. Vol. 110. № 3. P. 271–289.

13. Кузьмин В.К., Родионов Н.В. О возрасте осадконакопления и метаморфизма плагиогнейсов ганальского и гранулитового комплексов Ганальского выступа (Восточная Камчатка) // ДАН. 2011. Т. 434. № 4. С. 494–498.

14. Кузьмин В.К. Возраст осадконакопления и метаморфизма терригенных пород Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий по результатам SHRIMP U-Pb датирования циркона // ДАН. 2014. Т. 454. № 6. С. 689–694.

15. Кузьмин В.К., Богомолов Е.С. Источники метатерригенных толщ Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm-Nd изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2013. № 3. С. 87–96.

<u>В.М. Макеев¹</u>, Н.В. Макарова², А.Л. Дорожко¹, Т.В. Суханова², И.В. Коробова¹

Новейшая тектоника Пермского Предуралья

В Пермском Предуралье в пределах предгорного позднегерцинского прогиба, его звена – Соликамской впадины, выделены неотектонические структуры с преимущественным развитием поднятий над прогибами. Они объединены по геодинамическому принципу в Соликамское неотектоническое поднятие, которое изучено в связи с выявлением по-

¹ Институт геоэкологии (ИГЭ РАН), Москва, Россия

² Московский государственный университет (МГУ), геологический ф-т, Москва

тенциально опасных геологических процессов на Верхнекамском калийном месторождении. Район исследований находится к западу от стыка Среднего и Северного Урала в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Уральского орогена. В связи с поднятием Урала предгорный прогиб в течение пермского времени развивался в направлении ВЕП, что привело к нарушению его разрывами и асимметричному строению. Соликамская впадина является западно-асимметричной и нарушена Боровской и Дуринской субширотными зонами сбросового типа. В ней размещается крупнейшее в мире Верхнекамское месторождение калийных солей кунгурского яруса раннепермского возраста мощностью около 800 м.

В платформенный этап развития в течение мезозоя и раннего кайнозоя структуры впадины частично были срезаны в процессе эрозионноденудационного выравнивания, которое привело к образованию обширного пенеплена. В новейший тектонический этап он подвергается деформациям, в результате которых на месте пермского прогиба и Мz-Kz₁ пенеплена начало формироваться предгорье – периорогенное поднятие, динамически связанное с активностью Уральского эпиплатформенного орогена. В нем максимальные амплитуды поднятий устанавливаются на востоке 245 м (верх. р. Бол. Сурмог), минимальные – на западе 98–105 м (р. Кама; район гг. Соликамск, Пожва). Периорогенное поднятие, развивающееся перед горно-складчатым фронтом Урала, имеет восточную асимметрию, нарушающуюся в связи с ростом радиально-концентрических куполов (поднятий). Последние тяготеют к широкой Камской долине.

Доновейшая (древняя) тектоника Предуральского прогиба изучена детально в связи с разведкой и эксплуатацией месторождений калийных солей и нефти [2, 4, 7 и др.], но неотектоника, в частности в пределах Соликамской впадины, изучена недостаточно [6, 7]. Согласно экспериментальным исследованиям в шахтных выработках установлено, что максимальные сжимающие напряжения в Северном и Южном Урале и на прилегающей территории соответствуют азимуту ЮВ 120-130° [3]. Сжатие наводится с СЗ стороны и действует в ЮВ направлении, вызывая при этом активизацию древних структур: Тимано-Кокчетавской древней надвиговой зоны, разломов кристаллического фундамента ВЕП, структур Камско-Кинельского прогиба (D₃°C₁) и т.д., а также приводит к формированию сейсмически активной зоны по линии Пермь-Кизел-Североуральск. По другим данным напряжения сжатия действуют в субширотном или ЗСЗ-ВЮВ направлении [1]. Согласно нашим структурно-геоморфологическим исследованиям, Соликамское поднятие и Камский прогиб субмеридионального простирания относятся к относительно узкой периорогенной зоне Урала. От Камского прогиба в западном направлении меридиональные структуры изменяются на слабо выпуклые в юго-восточную сторону. Их формирование связывается с устойчивым ростом и расширением Камского сводового поднятия, который выражен в рельефе Велвинской возвышенностью (в верх. р. Уролка макс. абс. отм. 247 м). Западнее от него расположен Коми-Пермяцкий свод с макс. отм. 395 м. От него в В-ЮВ направлении поверхность фундамента снижается от -1.6 км (верх. рр. Ужва и Лолог) до -4.0 км (район г. Березники) на расстоянии 175 км (уклон 10 м/км). В нижней части осадочного чехла ему соответствует Прикамская (Кудымкарская) моноклиналь, в верхней, – по верхнепермским отложениям – Камская впадина. Коми-пермяцкие и камские устойчиво формирующиеся своды, в т.ч. и на новейшем этапе, входят в дистальную зону (удаленную периферию) Циркум-Балтийской геодинамической системы, выделенной впервые В.И. Макаровым [5]. Структуры этой зоны формируются в условиях тектонических усилий (глубинного отжатия), наведенных со стороны удаленной Скандинавской геодинамически активной области. В свою очередь, ее активность обусловлена Северо-Атлантическим рифтогенезом.

Границей, где разрешаются геодинамические противоречия уральских и камских напряжений и деформаций, является субмеридиональная Камско-Вишерская геодинамически активная зона, которая согласуется с древним Красноуфимским докембрийским разломом. Согласно линеаментам северо-западного простирания с левокулисным характером строения, зона может формироваться в условиях левосдвиговых напряжений сжатия.

Соликамское поднятие осложняется радиально-кольцевыми поднятиями: Боровским, входящим в состав более крупного Осокинского купола, и Центрально-Соликамским, состоящим из менее крупных куполов (рисунок). С этими поднятиями сопряжены узкие, шовного типа, эрозионно-тектонические прогибы, которые согласуются с контурами поднятий, что заставляет предположить об их компенсационной природе. Среди многочисленных линеаментов, отождествляемых с зонами трещиноватости пород, выделяются преимущественно радиальные, делящие купола на сектора, и редкие секущие СВ простирания. Последние могут отвечать правосдвиговым напряжениям сжатия.

Центрально-Соликамское поднятие состоит из Центрального купола диаметром около 6 км и обрамляющего его вала шириной 3–6 км с абс. отм. около 230 м, который возвышается над куполом на 20–30 м. В свою очередь, вал состоит из отдельных куполов и структурной ступени. Возраст рассматриваемых структур эоплейстоценовый.



Рис. 1. Локальные неотектонические структуры центральной части Соликамского поднятия (район Верхнекамского месторождения калийных солей). *1* – структуры надрегиональные общеуральского простирания: Камский прогиб (*a*), Соликамское поднятие (δ); 2 – структуры региональные изометричные: *a* – поднятия, δ – прогибы; 3 – структуры локальные изометричные: *a* – поднятия, б – прогибы; 3 – структуры локальные изометричные: *a* – поднятия, б – прогибы; 4 – линеаменты. Буквенные обозначения в круговой рамке: К – Камский прогиб. Буквенные обозначения в квадратной рамке. Поднятия: Б – Боровское, Ц-С – Центрально-Соликамское, П – Половодовское, Б-Ч – Бельско-Чуринское. Прогибы: У –

Усолковский, Ир – Иренский, Б-П – Боровско-Потымкинский. Буквенные обозначения без рамки. Поднятия: Рд – Родниковское, Пп – Поповское, Цн – Центральное, Мс – Малосоликамское, Кр – Коркинское, Вл – Володинское, Кл – Каменно-Лобское, Юу – Южноусолкинское, Сп – Северо-Половодовское, Кс – Касимовское, Шб – Шубинское, Кк – Кокоркинское, Лг – Логское, Юб – Южноборовское, Гр – Гребешковское, Зр – Зырянское, Кч – Кочкарихское, Бл – Бельское, Чр – Чуринское. Прогибы: Бз – Безымянный, Кл – Клестовский, Чрк – Черкенский, Пт – Потымкинский, Ир – Иренский, Бб – Бубровский, Ву – Верхнеусолкинский. Структурные ступени: Мш – Мешалкинская, Рг – Рогалинская

Сопоставление неотектонических поднятий со структурами кунгурских солей позволяет оценить их согласованность. В Боровской структуре Клестовский неотектонический прогиб не согласуется по морфологии с одноименной древней антиклиналью. Усолкинский неотектонический прогиб на широтном отрезке несогласно пересекает древние антиклинальные поднятия. Центрально-Соликамское неотектоническое поднятие в большей степени согласуется с контуром обширной погребенной структуры. Центральный купол этого поднятия является обращенным относительно древней Тверитинской мульды, что является причиной его опускания. Вал, обрамляющий этот купол, и Родниковское поднятие по морфологии согласуются с древними структурами.

Локальные изометричные поднятия, формирующиеся на фоне региональных линейных поднятий, являются по происхождению компенсационными. Они образуются в связи с деформациями пластичных солей кунгурского яруса. Оценка деформаций солей в условиях современных напряжений – весьма актуальная задача, поскольку ее решение связывается с прогнозом геодинамических и экзогенных опасностей на Верхнекамском месторождении калийных солей, интенсивно разрабатываемых шахтным способом в сложных условиях активизации геологических процессов.

Литература

1. Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев В.Г., Трифонов С.Ф. Неотектоника Урала // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61–75.

2. Джиноридзе В.Т., Плотников Ю.А. Геологическая характеристика Верхнекамского калийного месторождения // Методическое руководство по ведению горных работ на Верхнекамском калийном месторождении. М.: Недра, 1992. С. 4–17.

3. Зубков А.В. Напряженное состояние земной коры Урала // Литосфера. 2002. № 3. С. 3–18.

4. *Кудряшов А.И*. Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 448 с.

5. Макаров В.И. Новейшая тектоника и рельеф Восточно-Европейской платформы. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

6. *Трифонов В.П.* Новейшая тектоника Урала // Геология СССР. Т. 12. Ч. 1. Кн. 2. М.: Недра, 1969. С. 205–240.

7. Чайковский И.И. Типизация основных механизмов соляной тектоники мира: Верхнекамское месторождение как эталон многоэтапного гравитационного скольжения // Вестн. Пермского ун-та. №1. 2013. С. 18–37.

<u>С.В. Малышев¹</u>, А.К. Худолей¹, У.А. Гласмахер², А.В. Шацилло³

Результаты трекового датирования обломочных апатитов песчаников (AFT) Кыллахской зоны Южного Верхоянья

Основная задача проведенных исследований заключалась в установлении возраста деформации и вывода на дневную поверхность осадочных комплексов Верхоянского складчато-надвигового пояса, вовлеченных в надвигообразование. Метод датирования по трекам осколков деления в апатите является чувствительным для определения возраста таких процессов, как прогрев и последующая эксгумация надвиговых пластин, поскольку отжиг треков осколков деления в апатите происходит при воздействии на них температуры выше 80 °C. Методика, основанная на измерении кинетических параметров отжига треков осколков деления, позволяет произвести численное моделирование [1], в результате которого представляется возможным анализировать термическую историю исследуемых объектов.

Кыллахская зона представляет собой одну из четырех надвиговых пластин Южно-Верхоянского сектора, в пределах которой выделяется Горностахская антиклиналь, сложенная рифейскими и вендскими терригенно-карбонатными отложениями [2], содержащими акцессорный

¹ Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия

² Institute of Earth Sciences, University of Heidelberg, Heidelberg, Germany

³ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

апатит. Было произведено опробование рифейских и вендских толщ Горностаха по долине р. Белая (Ханда) и Кыллахской гряды по р. Алдан. Предшествующие АFT исследования данного района сводятся к единичным датировкам – 77.9±5 млн лет [3].

Полученные трековые возрасты по апатиту расположены в интервале 67.5–86.5 млн лет с усредненной стандартной ошибкой \pm 8.6 млн лет. Средняя ошибка измерений отдельных зерен составляет \pm 29.5 млн лет. В 3 из 4 исследованных образцах выборка представлена от 11 до 20 зерен. Все выборки соответствуют нормальному распределению по критерию хи-квадрат, что свидетельствует о том, что все зерна каждого образца принадлежат к одной возрастной популяции. По этой причине приведенные возрасты отдельных образцов рассчитаны как обобщенное среднее (pooled age) [4]. Численное моделирование произведено в программе HeFTy [1] (рисунок).

Полученные данные можно интерпретировать следующим образом:

1. Начало деформационных процессов и начало охлаждения апатитов исследуемых песчаников в районе Кыллахской гряды и Горностахской антиклинали произошло в районе 80–70 млн лет назад, на что указывают обобщенные средние возрасты образцов. Эти данные полностью согласуются с результатами, полученными ранее методом AFT [3].

2. Инверсионные модели охлаждения показывают (см. рис.), что охлаждение происходило в два этапа. Первый, как было указано ранее, фиксирует начало надвигообразования в Кыллахской зоне. Второй этап имеет возраст приблизительно 20–30 млн лет и связан с окончательной эксгумацией изучаемых комплексов Кыллахской зоны с глубин ~2 км. В пределах Кыллахской зоны геологических свидетельств событий этого возраста нет, но в расположенной севернее Нижнеалданской впадине накопление конгломератовых комплексов мощностью в несколько сотен метров происходило в олигоцене, что примерно соответствует по возрасту выделяемому этапу [5].

Таким образом, по предварительным данным можно предполагать, что надвигообразование проходило в два этапа. Надвиги начали формироваться во фронтальной части Южного Верхоянья [4], которые вывели породы Кыллахской зоны в область накопления треков в апатите, т.е. на глубины 1.5–2 км в период 70–80 млн лет назад. Более молодой этап надвигообразования (~20–30 млн лет) послужил причиной финальной эксгумации Кыллахской надвиговой пластины.

Исследования поддержаны проектом СПбГУ 3.38.137.2014 и грантом РФФИ 12-05-12030.



Рис. Инверсионные модели HeFTy, полученные путем измерения длин треков для образцов SM14-01 (венд) и SM14-11 (средний рифей)

Литература

1. *Ketcham R.A.* Hefty version 1.6.7, program by: Richard A. Ketcham. Apatite to Zircon, Inc. and Richard A. Ketcham. 2009. 65 p.

2. Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 156-198.

3. Прокопьев А.В., Торо Х., Думитру Т.А., Миллер Э.Л., Хоуриган Дж.К. История формирования надвиговых структур Южного Верхоянья (Восточная Якутия) на основе метода трекового датирования (АFTA) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: материалы XXXVII Тектонического совещ. Новосибирск, 10-13 февр. 2004 г. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 86-88.

4. *Gleadow A.J.W.* Fission track dating methods – principles and techniques. Third edition. School of Earth Sciences, The University of Melbourne. 2007. 74 p.

5. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В., Спектор В.Б. Рельеф земной поверхности и история его формирования // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 12-32.

СОДЕРЖАНИЕ

Агатова А.Р., Непоп Р.К. Сейсмотектоническая активность	
как триггер солифлюкционно-оползневых процессов в вы-	
сокогорной части Алтая в позднем плейстоцене – голоцене	3
Алексеев Н.Л., Богомолов Е.С., Сергеев С.А., Каменев И.А.,	
Егоров М.С. Тектоно-термальная эволюция метаморфическо-	
о комплекса островов Pevep (Восточная Антарктида) в позд-	
нем докембрии – раннем палеозое	6
Андреев Г.П. Вскрываемая «физика геологии». Резонансная	
природа цикличности седиментогенеза	10
Артамонов А.В. Влияние разломообразования на формирование	ие
внутриплитных тектоно-магматических структур	жтоно-магматических структур
Артюшков Е.В., Чехович П.А. Ретроградный метаморфизм	
в докембрийской коре и его роль в плиоцен-четвертичных	
поднятиях	21
Архипова Е.В., Жигалин А.Д., Гусева И.С., Гусева А.С. Системное	
сейсмотектоническое взаимодействие горизонтов литосферы	
Восточной Сибири и Дальнего Востока	27
Астафьев Д.А. Уточнения основных положений концепции	
геодинамики Земли	30
Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И.,	
Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковишина Е.В. Этапы геологи-	
ческой истории Таймырского орогена и сопряженного	
Енисей-Хатангского бассейна	34
Бабарина И.И., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Соотношения	
палеопротерозойских мафических даек со структурой	
Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и	ровинции Фенноскандинавского щита и
возможности реконструкции неоархейской тектонической	
ЭВОЛЮЦИИ	38
Баженов М.Л., Левашова Н.М. Сравнение палеомагнитных	
полюсов по докембрию и фанерозою Балтики и Лаврентии:	
что бы это значило?	.42
Барышев А.Н. Геодинамика Байкало-Патомского нагорья,	
определяющая генезис и тектоническую позицию	
докеморийских золоторудных месторождений	43

Белоусов Т.П., Стаховская Р.Ю., Гараев А.Б., Белоусова Н.Н.
Трещиноватость осадочных пород и новейшая геодинамика
Азербайджанского Кавказа 47
Божко Н.А. Концепция орогенических фаз в свете суперконти-
нентальной цикличности
Бондарев А.В., Сизиков Е.А. Кайнозойская геодинамическая
эволюция нефтегазоносных комплексов северо-восточной
части присахалинского шельфа
Бочкарев В.С. Тектонические и геодинамические аспекты
рудогенеза планеты Земля в ракурсе её появления
Буртман В.С. Геодинамическая модель развития Тянь-Шаня
в среднем и позднем палеозое
Викулин А.В. Ротационная вихревая геодинамика как основа
новой парадигмы геологии
Виноградов А.М., Мухамедяров Р.Д. Разломно-блоковая текто-
ника Южного Урала в системе металлогенического прогно-
зирования
Войтенко В.Н., Задорожный Д.Н. Определение напряженного
состояния и величины флюидного давления в горном массиве
по ориентировке вторично активизированных трещин
Волков А.В., Сидоров А.А. Тектоно-металлогенические обста-
новки формирования крупных и суперкрупных Ац-суль-
фидных месторождений вкрапленных руд
Гаврилов А.А. Сходство и различия структурной позиции
алмазоносных районов Северо-Западного региона РФ
и Северо-Восточного региона Китая
Гаврилов Ю.О. Сейсмиты в мезозойско-кайнозойских толщах
Северного Кавказа
Генералова Л.В., Гнилко О.М. Структурные парагенезисы
тектонических единиц Внутренних Украинских Карпат 95
Герус А.И., Викулин А.В. Математическое моделирование
сейсмического процесса в рамках ротационной модели
блоковой геосреды
Гиоргобиани Т.В. Структурная неоднородность альпийской
складчатости Большого Кавказа и причины ее возникновения 103
Глуховский М.З., Баянова Т.Б. Тектоника и механизмы
формирования анортозитов Сибирской платформы 106
Голионко Б.Г. Тектоническая природа Янтышевско-Юлукского
разлома (Южный Урал)
Голионко Б.Г. Структурная эволюция позднедокембрийских и

раннепалеозойских комплексов южной части зоны Уралтау,
Эбетинской антиформы и зоны ГУР (Южный Урал) 113
Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Особенности строения зоны
сочленения Предуральского прогиба и складчатого Урала 119
Гуал Перес Х., Фролова Н.С. Определение ориентировки оси
растяжения в рифтовых бассейнах. Триасовый Иберийский
бассейн в качестве примера 125
Гусев Г.С., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Килипко В.А.,
Сироткина О.Н. Обзорная карта тектонического райониро-
вания России масштаба 1:10000000: базовые таксоны, этапы
тектогенеза, тектонические (геодинамические) обстановки 129
Ланукалова М.К., Кузьмичев А.Б. Песчаные интрузии в камен-
ноугольных отложениях о. Котельный: состав. морфология.
причины и механизм образования
<i>Пербеко И.М., Чугаев А.В.</i> Мезозойский магматизм, как пока-
затель тектонических перестроек и геодинамического
развития Бурея-Цзямусинского супертеррейна
Лмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Николаева
<i>М.С.</i> Новые Nd-изотопные данные для метаосадочных
порол Карсакпайской зоны Южного Улутау (Пентральный
Казахстан) 141
Лобрынина А.А. Саньков В.А. Чечельничкий В.В. Левершер Ж
Затухание сейсмических волн в литосфере Байкальского
рифта и его связь с геофизическими полями 144
Лолгая А.А., Викулин А.В., Викулина М.А. Шикличность
геолинамического процесса и ее связь с социумом
Пронов А.В., Каныгин А.В., Тимохин А.В., Гонта Т.В. Кривые
колебаний уровня моря в орловике Русской Сибирской и
Североамериканской платформ: сравнительный анализ 154
Лубинин Е.П. Геолинамические обстановки и возможные меха-
низмы образования микроконтинентов невулканических
островов и погруженных континентальных плато 158
Егоров А.С. Белевская Е.С. Метолический полхол к тектониче-
ской интерпретации молелей глубинного строения земной
коры 160
Егорова С.В. Степанова А.В. Папеопротерозойские габброно-
риты Беломорского полвижного пояса: петрология текто-
нические обстановки формирования 166

Ермаков В.А. Геологические пульсации – на фоне глобального
расширения или сжатия?168
Ершова В.Б., Прокопьев А.В., Худолей А.К. Девон-пермские
отложения Восточной Арктики: палеография и источники
сноса
Родников А.Г., Забаринская Л.П., Сергеева Н.А. Геодинамиче-
ские модели глубинного строения Японской островной дуги. 177
Захаров В.Г. Особенности динамики транспорта морских
и наземных льдов в Арктике и Антарктике
Зыков Л.С., Полешук А.В. О признаках горизонтальных движе-
ний Воронежского выступа кристаллического фунламента
ВЕП на неотектоническом этапе 186
Ибламинов Р Г Суслов С Б Пузик А Ю Позлнелокембрийская
палеотектоника запала Среднего Урала 191
Иганиенко F В. Истопия пазвития Овручского палеопифта 195
Иелееа A C Подховынов В H Епшова В Б Анфинсон О
Y_{v} долей 4 К Федолов П.В. Резиньтаты исспедований
веннских нижнекембрийских отпожений Пенингралской
области 107
U_{T}
ильченко Б.Л. Геоморфологические особенности рельефа
и плубинное строение земной коры (печенга-лицевский
рудный район, мурманская область) $\dots \dots \dots$
Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Структурно-динамиче-
скии анализ сеисмогенерирующих структур сеисмотектони-
ческои зоны Черского
Казанский А.Ю., Матасова Г.Г., Щетников А.А., Филинов И.А.,
Чегис В.В. Петромагнитные маркеры вулканических событий
в четвертичных отложениях Байкальской рифтовой зоны 210
Калинин М.А., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Васильев Д.А.
Тектоническая эволюция северо-западной части острова
Котельный 213
Караковский Е.А., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Прошенкин
А.И. Тестирование модели сонахождения Тувино-Монголь-
ского и Таримского континентальных блоков в неопротерозое 216
Картозия А.А. Неотектонические деформации Канского района 220
Карякин Ю.В. Геологическое строение побережья бухты Тихая
(остров Гукера, архипелаг Земля Франца-Иосифа). (Ответ
на публикацию Н.М. Столбова и Е.Б. Суворовой «О времени

образования ареала платобазальтов Земли Франца-Иосифа	
по геологическим данным»)	225
Кириллова Г.Л. Мезозойский рифтогенез Джагдинского звена	
Монголо-Охотского коллизионного орогена: глобальные	
и региональные аспекты	232
Кирилюк В.П. Направленность и цикличность в раннедокем-	
брийском развитии щитов древних платформ	235
Ковхуто А.М., Конищев В.С. Тектоника, геодинамика и нефте-	
носность Припятского палеорифта	239
Козаков И.К., Ковач В.П. Вендский геодинамический полигон в	
структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии	244
Коковкин А.А. Волновая модель структурирования континен-	
тальной коре Востока Азии (на пути к паралигме волновой	
нелинейной геолинамики)	248
Колодяжный С.Ю. Балуев А.С. Терехов Е.Н. Строение и эво-	
лющия Анломского сегмента окраины Балтийского шита	252
Копп М.Л. Кинематическая асимметрия как универсальная	
причина лугообразного изгиба структур горизонтального	
растяжения (на примере региональных и глобальных текто-	
нических обстановок)	256
Кораго Е.А., Столбов Н.Н. Базитовые провиннии больших	
объёмов в Российской Арктике	263
Корсаков А.К., Межеловская С.В., Межеловский А.Л. Налвиги в	
структуре Ветреного Пояса (Юго-Восток Балтийского шита)	268
Котлер П.Л., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пет-	
рология и геолинамическая интерпретация гранитоилов	
Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан)	272
Котов Ф.С. Специфика вылеления разрывных структур	
в геолого-геофизическом разрезе скважин в осалочных	
отложениях Срелнего Приобъя	275
Криикая О.Ю., Остапенко А.А., Попков В.И. Крупные сейсмо-	
гравитационные выбросы горных пород в акваторию Черно-	
го моря у запалной оконечности Кавказа	280
Кузин А.М. Рулогенез и критерии локализации рулной	
минерализации по ланным сейсмических метолов	285
Кузнеиов Н.Б., Прияткина Н.С., Шашилло А.В., Коллинз В.Лж.,	
Павлов В.Э., Романюк Т.В., Рудько С.В. U/Pb-изотопные	
возрасты и Lu/Hf-изотопно-геохимическая систематика	
детритных ширконов из лопатинской свиты (пограничные	
······································	

уровни венда–кембрия) и тектоническая природа Тейско-	000
	.89
Кузнецов п, Маслов А.В., Мизенс Г.А., Пыжова Е.С., Вовна	
Г.М., КИСЕЛЕВ Д.И., ГОНКИН Ю.Л., ГОМИНЮК Г.Д. АНАЛИЗ На-	
обров возрастов детритных цирконов из территенных отло-	
жении рифенско-палеозонской последовательности запад-	04
ного у рала (тектонические следствия) $\dots \dots \dots \dots \dots \dots$,94
прижений в процессе эропонии Земли с ее образорания	
движении в процессс эволюции земли с се образования	00
Кугьмицее 4 Б. Ланукалова МК Позлистризсовый оросецез	99
на Таймите: полевие наблюдения 2015 г. распространен-	
на таймырс. полевые наолюдения 2015 г., распространен-	03
$K_{V\pi\mu\nu\rho\rho} R C = \Pi_{0}\pi_{\mu\nu} A K$ Эволюция тектонических режимов	05
тепритории Юго-Востонной Фенноскантии от палеоархея	
по папеозоя 3	06
Куриленко В С Олейник Е П Влияние "прейфа" Восточно-	00
Европейской платформы на формирование Прилятско-	
Лнепровско-Лонецкой рифтовой системы	10
Кутинов Ю Г., Чистова 3 Б. Минеев А.Л. Отражение совре-	10
менной тектонической активности Канлалакшского	
(Онежского) грабена в геолого-геофизических материалах 3	15
Кухарик Е.А. Неотектонические движения и структуры	
Белорусского Полесья	20
Кухарик Е.А. Геолого-геофизические условия и нефтеносность	
Припятского прогиба	24
Лаврушина Е.В., Пржиялговский Е.С. Реконструкция парамет-	
ров палеонапряжений и стрессовых режимов в дезинтегри-	
рованных гранитоидах северного склона Киргизского хребта 3	28
Леликов Е.П. Окраинные моря Тихого океана: геологическое	
строение и типизация 3	32
Леонов М.Г., Рыбин А.К., Матюков В.Е. Памиро-Алай и взаимо-	
отношение Центрально-Азиатского и Альпийско-Гималай-	
ского подвижных поясов (геолого-геофизическая модель) 3	37
Летникова Е.Ф., Дмитриева Н.В., Третьяков А.А., Жимулев	
Ф.И., Каныгина Н.А., Вишневская И.А. Докембрийская	
история развития Улутауского континентального блока	
(Центральный Казахстан): по данным датирования цирконов	
методом LA ICP-MS 3	41

Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит
и геодинамическая модель эволюции Арктики и Северо-
Восточной Азии в мелу и кайнозое
Лучицкая М.В., Соловьев А.В., Соболева А.А., Соболев И.Д.,
Ольшанецкий Д.М. Новые данные о возрасте плагиогранит-
ных комплексов Ганальского террейна Восточной Камчатки. 346
Макеев В.М., Макарова Н.В., Дорожко А.Л., Суханова Т.В.,
Коробова И.В. Новейшая тектоника Пермского Предуралья 350
Малышев С.В., Худолей А.К., Гласмахер У.А., Шацилло А.В.
Результаты трекового датирования обломочных апатитов
песчаников (AFT) Кыллахской зоны Южного Верхоянья 355

Научное издание

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И РУДОГЕНЕЗ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ПЛАТФОРМ

Материалы XLVIII Тектонического совещания

Том 1

Утверждено к печати Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН

Подписано к печати 18.01.2016 Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. 23,0 п.л. Тираж 200 экз.

ООО "Издательство ГЕОС" 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16, тел. 8-926-222-30-91 E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Чебоксарская типография № 1" 428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.