



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МГУ им. М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ФЦП "ИНТЕГРАЦИЯ"

МАТЕРИАЛЫ
СОВЕЩАНИЯ

МОСКВА

2005

Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых

Том II



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В.ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ФЦП «ИНТЕГРАЦИЯ»

Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых

**Материалы
XXXVIII Тектонического совещания**

Том 2

Москва
ГЕОС
2005

ББК 26.3

Т 31

УДК 549.903.55(1)

Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Том 2. – М.: ГЕОС, 2005. – 416 ISBN 5-89118-377-3

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05-05-74001), Программы Президиума РАН «Поддержка молодых ученых» и ФЦП «Интеграция» (проект T0283/816)

Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Раннепалеозойская коллизионная система Западного Прибайкалья. Синметаморфическая базит-гранитная комбинированная дайка этапа коллапса коллизионной структуры. Остров Ольхон. Март 2004 г. Фото В.С. Федоровского и Е.В.Склярова.

ББК 26.3

ISBN 5-89118-377-3

© ГИН РАН, 2005

© ГЕОС, 2005

Геодинамические модели магматизма и рудообразования на примере платформ Северной Евразии

Постулируемые геодинамические модели двух самых сложных в геологии процессов – магматизма и рудообразования – исходят из рассмотрения в качестве главной динамической силы изменение веса образований земной коры, связанное с закономерным изменением количества слагающего ее вещества в ходе эволюции геологических периодов. Такое понимание в известной степени противостоит представлению об энергетических процессах, существующему в тектонике литосферных плит и соответствующему скорее термодинамике, с предположением, что неподтвержденные экспериментально, противоборствующие природной гравитации силы эндогенного происхождения создают конвективные потоки, изменение радиального направления которых на горизонтальное может раздвигать континенты.

Если придерживаться принципов теории литогенеза и естественного хода накопления слоистых осадочных толщ и переслаивающихся с ними вулканогенных, следует признать, что процесс механического нагружения мантии силой веса этих отложений может происходить только сверху, в пределах блоков первичной делимости Земли, обозначившихся уже с нижнего архея как платформы [3]. На современном этапе эволюции на геологической карте мира платформы занимают большую часть поверхности континентов и, безусловно, представляют собой самые не только значительные, но и значимые в истории формирования земной коры глобальные структуры. Принято считать, что процессы магматизма и рудообразования, проявленные в земной коре, связаны между собой прямой генетической связью, при которой рудные компоненты рассматриваются как продукты обогащения постмагматических растворов. Однако четкая определенность контролирующих эти процессы разрывных структур как мантийно-коровых для магматизма и сугубо коровых для руды говорит об их разделении в пространстве и времени, об образовании этих структур на различных, хоть и следующих друг за другом этапах эволюции земной коры.

На рисунке схематически изображено сочленение трех из общего числа шести блоков – меридиональных долей первичного разделения Земли, выделившихся на первичной геосфере 4,5 млрд. лет назад. До глобального мезозойского пенеплена, т.е. в течение всех древнейших и древних геологических периодов, эти блоки были связаны одним геодинамическим алгоритмом попеременного вертикального подъема и опускания, так что каждый опускающийся блок граничил с двумя поднимающимися и, наоборот, каждый поднимающийся – с двумя опускающимися. Особенно-

¹ Государственный научно-исследовательский институт горной геомеханики и маркшейдерского дела (ВНИМИ), Санкт-Петербург, Россия

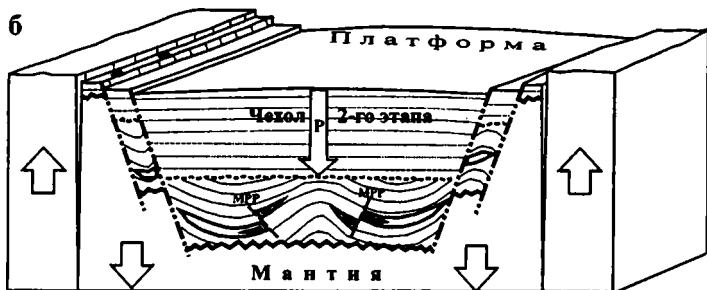
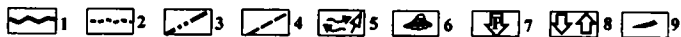
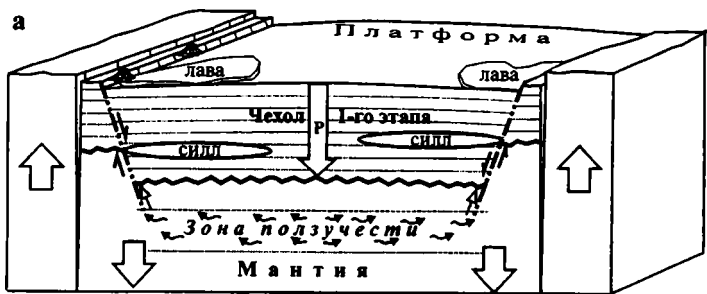


Рис. Геодинамические условия проявления магматизма (а) и рудообразования (б) на последовательных этапах эволюции платформ (земной коры)

1 – граница земной коры и мантии; 2 – перерыв в осадконакоплении между этапами; 3,4 – разломы: 3 – мантийно-коровые (магмаконтролирующие), 4 – коровые (магистральные рудоконтролирующие); 5 – направление течения магматических масс из зоны ползучести; 6 – палеовулканы; 7 – вектор силы тяжести чехла; 8 – направления движений по краевым разломам платформ; 9 – рудные залежи в крыльях МРР

стью данного геодинамического алгоритма была унаследованность движений, в результате чего блоки преимущественного поднятия и размыва сформировались в виде т.н. молодых платформ, а блоки преимущественного опускания и накопления – в виде древних платформ, как, например, слайка платформ Северной Евразии – Восточно-Европейской, Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской [3].

В докембрийско-палеозойском платформенном геодинамическом алгоритме выделяются пять крупных этапов осадконакопления (AR, PR, R, V-S и D-T₁), вызвавших к жизни свои тектоно-магматические проявления. Тектонические процессы, как результат геодинамических движений по вышеупомянутому алгоритму, была сконцентрирована по границам платформ и выражалась в образовании краевых разломов с падени-

ем к центру платформы при ее опускании и от центра к границам – при поднятии (рисунок).

Сверхглубокое бурение экспериментально доказало отсутствие базальтового слоя как такового в составе земной коры. С другой стороны, очевидна не только условность, но и петрологическая и генетическая необоснованность проведения ее нижней границы по сейсмической поверхности Мохо. Границу земной коры с верхней мантией логичнее всего осознать как генетическую границу между геосферой первично-магматического происхождения (аналогичную таковой на других планетах земной группы) и вторичной геосферой – земной корой, сложенной стратифицированными вулканогенно-осадочными породами, уникальность которой для Земли не только в Солнечной системе, но и за ее пределами, пока не может быть оспорена. Сиалический состав древнейших осадочных отложений архея объясним только при условии, что размываемым субстратом для него служили первично-магматические породы также близкого к кислороду состава, т.е. нижняя граница земной коры – это эрозионная граница между верхней мантией и осадочной (до неузнаваемости метаморфизованной в последующее время) архейской частью земной коры [3].

Весь магматизм в земной коре проявлен через посредство механизма движения платформ и имеет с точки зрения физической механики вторичный реологический характер. Под весом осадков, мощность которых (что доказано подсчетами на огромной базе данных трех евразийских платформ), достигает на каждом этапе 15–20 км, на примерно той же глубине нагружает ими верхнюю мантию возникает зона ползучести, из которой происходит истечение вещества к поверхности, как только краевые разломы достигают ее уровня. С накоплением все большей мощности осадочных и сингенетических им пород эти разломы все глубже проникают в мантию и по сопряженным с ними открытым трещинным системам поэтапно последовательно транспортируют в земную кору магматиты (см. рис. а) закономерно изменяющегося состава – от кислых через основные до щелочно-ультраосновных, в форме силлов, эффузивных покровов и даек.

Процессы рудообразования генерируются в инъецированной магматитами толще только на следующем этапе осадконакопления, после подъема платформы и размыва ее верхних слоев, при нагружении массой новых осадков, что приводит к складчатым, а затем и разрывным деформациям более древней толщи. Одновременно с образованием складок к местам максимальных напряжений на их перегибах происходит миграция рудных компонентов из испытывающих нагрузку вмещающих толщ, самыми компетентными из которых оказываются, чаще всего, именно магматиты. Окончательная рудолокализация с образованием месторождения происходит в двух перекрестно-симметричных зонах приразломного растяжения магистрального рудоконтролирующего разлома (см. рис. б), так что каждое месторождение изначально состоит

из двух равноценных половин, которые в зависимости от параметров сместителя могут размещаться на одном или на разных гипсометрических уровнях, что имеет первоочередное значение для сохранности запасов месторождения [1]. Приведенной геодинамической модели, в которой разрывная и сопряженная с нею складчатая структуры полностью соответствуют геомеханическим расчетам при условии давления механической нагрузки сверху, отвечают все крупнейшие Cu-Ni месторождения российского Севера – Печенга, Мончегорск, Норильск, а также месторождения алмазов. Математические соотношения амплитуды смещения и трех осей объемной системы разлома показывают, что она конечна, ограничена в пространстве и никогда не выходит за пределы земной коры, в отличие от мантийно-коровых магмаконтролирующих разломов [1,2].

Литература

1. Мишин Н.И., Степина З.А. Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 2. С. 349–353.
2. Мишин Н.И., Степина З.А. Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 1. С.84–86.
3. Мишин Н.И., Степина З.А. Платформенный панцирь Земли. СПб. Изд-во «Тема», 2000. 200с.

М.А. Мишкин¹, Г.М. Вовна¹

Мантийные плюмы и формирование земной коры: корреляция с данными сейсмотомографии

Ранее [1] нами была предложена новая модель формирования земной коры, основанная на понятиях гетерогенной аккреции Земли [2 и др.] Основные положения предлагаемой модели заключаются в следующем.

1. Сиалическая кора Земли была образована в результате магматической деятельности верхнемантийных плюмов. Образование мантийных плюмов (и, соответственно, земной коры) имело определенную направленность во времени и пространстве. Эта направленность обусловлена изначально, заложенным на стадии аккреции Земли, неравномерным распределением теплотворных радиоактивных элементов – U, Th, ⁴⁰K(РАЭ): от наиболее обогащенных РАЭ верхнемантийных резервуаров под нынешними архейскими кратонами к наиболее бедным ими под Тихим океаном.

2. Первые по времени появления раннеархейские разогретые долгоживущие резервуары верхней мантии были источниками верхнемантийных плюмов, в образовании которых выделено три стадии, отражающие главные этапы формирования земной коры. Первая стадия – образование плюмов, сформировавших первичную базальтовую кору. Вторая стадия – подъем плюмов второго поколения, плавление первич-

¹ Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

ной базальтовой коры и образование ранней сиалической коры. Третья стадия – подъем плюмов третьего поколения, за счет магматической деятельности которых происходит утолщение сиалической коры в результате формирования наложенных структур – зеленокаменных поясов. Выделенные стадии деятельности плюмов разделены временными интервалами, необходимыми для возобновления запасов тепла в мантийном резервуаре. В каждой из стадий выделяются более дробные циклы плюмового магмообразования. По представлениям авторов подобный механизм формирования земной коры, заложенный в раннем архее, осуществлялся и в дальнейшей геологической истории Земли, включая и фанерозой. Со временем первые архейские разогретые резервуары мантии постепенно разрастались за счет областей с более низкими содержаниями РАЭ.

3. В раннем протерозое произошло дальнейшее значительное наращивание сиалической коры вокруг архейских кратонов (рис.1), в результате которого сформировалась Пангея. Как видно на рис.1 сиалическая кора раннепротерозойского возраста слагает области занятые современными Атлантическим, Индийским, Арктическим океанами, что доказывается данными изотопного датирования метаморфических пород из скважин морского бурения и из драгировок океанического дна [3,4 и др.], а также геофизическими исследованиями [5 и др.].

4. Оставшаяся часть поверхности Земли была занята Панталассой – прародительницей Палеооцифики, а затем и современного Тихого океана. Область Панталассы соответствовала мантийным резервуарам наиболее бедным по содержанию РАЭ. В силу этого в позднем протерозое резко замедлились процессы формирования сиалической коры. На этом этапе развития Земли сиалическая кора образует узкие зоны на окраинах Пангеи, обрамляющие Палеооцифику (рис.1). В фанерозое дискретные эмбриональные блоки сиалия формировались в основном в западной части Тихого океана. В восточной части Тихого океана, по нашему мнению, эмбриональная сиалическая кора отсутствует и здесь, по существу, продолжается формирование первичной базальтовой коры (рис.1). Представленная на рис.1 схема распространения разновозрастной ранней сиалической коры Земли подтверждена изотопными датировками возраста протолитов метаморфических пород.

5. Представленная схема формирования сиалической земной коры находит свое отражение в скоростной структуре верхней мантии, полученной методами сейсмической томографии [6 и др.]. В результате трехстадийной магматической деятельности мантийных плюмов, под земной корой сформировался слой истощенной некогерентными элементами высокоскоростной «холодной» мантии различной мощности: наиболее мощной (300–700 км) под архейскими кратонами, умеренной мощности (100–300 км) под раннепротерозойским складчатым обрамлением архейских кратонов, незначительной (70–170 км.) в западной части Тихого океана (возвышенность Шатского, южное окончание Гавайской

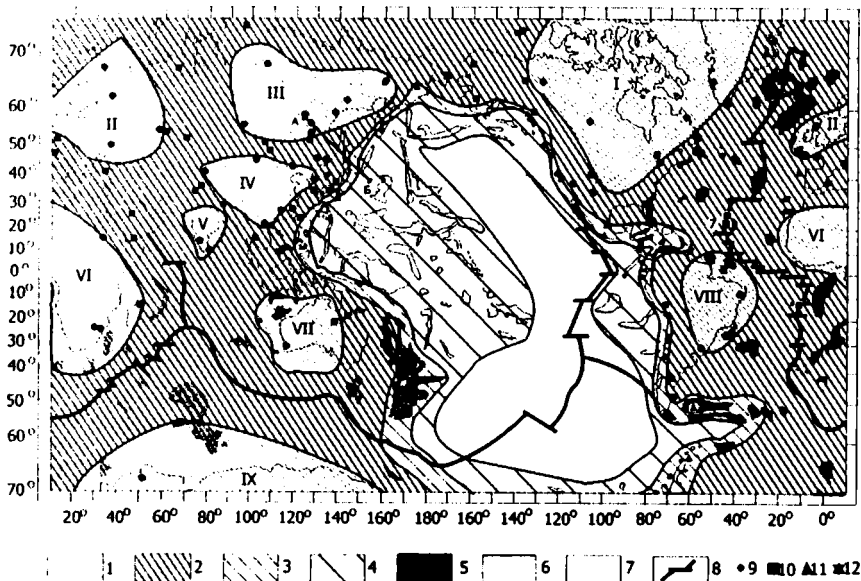


Рис.1. Схема распространения ранней сиалической коры Земли

1 – архейской (4-2,5 млрд. лет); 2 – раннепротерозойской (2,5-1,6 млрд. лет); 3 – позднепротерозойской (1,6-0,54 млрд. лет); 4 – эмбриональной палеозойско-мезозойской (0,54-0,065 млрд. лет); 5 – область отсутствия сиалической коры; 6 – океанические поднятия; 7 – фрагменты континентальной коры; 8 – срединно-океанические рифты; 9-12 – точки расположения изотопных датировок возраста: 9 – архейского; 10 – раннепротерозойского; 11 – позднепротерозойского; 12 – палеозойского. Римскими цифрами обозначены архейские кратоны: I – Северо-Атлантический; II – Восточно-Европейский; III – Сибирский; IV – Китайский; V – Индийский; VI – Африканский; VII – Австралийский; VIII – Южно-Американский; IX – Антарктический

островной цепи, поднятие Манихики). Можно полагать, что здесь под мезозойско-кайнозойскими океаническими базальтами погребены значительные блоки палеозойской(?) сиалической коры.

6. Мантийные плюмы, как и питавшие их резервуары, сформировавшие земную кору Пангеи, в настоящее время являются вымершими. За счет них в верхней мантии сформировался высокоскоростной «холодный» слой. Исключение составляет отчетливо фиксируемый методом сейсмотомографии протяженный Циркум-Тихоокеанский резервуар «горячей» низкоскоростной мантии, залегающий на глубинах 80-350 км. Плюмовая деятельность указанного резервуара началась в мезозое и продолжается до настоящего времени. С ней связано формирование «андезитового» кольца Тихого океана, включающего окраинно-континентальные вулканические пояса и островные дуги. Плюмы этого резервуара относятся к третьей стадии формирования земной коры – то-есть образования наложенных структур на уже сформированной ранее, более древней сиалической коре.

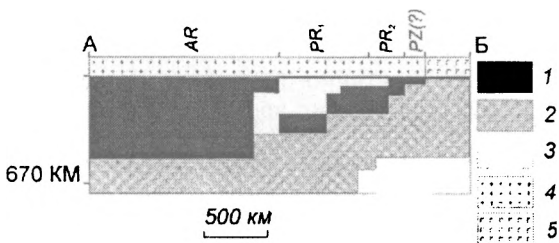


Рис.2. Скоростная структура мантии по линии А-Б рисунка 1 [6] с упрощениями

1–3 – участки мантии с различными скоростями сейсмических волн: 1 – быстрыми; 2 – близкими к средним значениям; 3 – медленными; 4 – континентальная кора; 5 – океаническая кора. Мощность коры показана вне масштаба. Символами обозначен возраст ранней сиалической коры в соответствии с положением на линии разреза А-Б, рис. 1

7. Существующий верхнемантийный разогретый резервуар Тихоокеанского кольца, позволяет установить некоторые особенности геодинамики действующих мантийных плюмов. На рис.2 приведен сейсмотомографический разрез верхней мантии по [6] в направлении: Сибирский кратон – Центрально-Азиатская складчатая область – о.Хоккайдо-акватория Тихого океана. В соответствии с этим рисунком, по представлениям авторов, вертикальное внедрение плюма в холодную мантию корня Сибирского кратона сменилось в последующем горизонтальным продвижением на восток под влиянием ротационных напряжений Земли. Подобный механизм течения астеносферной мантии в восточном направлении под действием ротационных сил ранее рассматривался многими исследователями [7 и др.]. Продвижение этого суперплюма на восток сопровождалось возникновением растягивающих усилий в литосфере, что способствовало проявлению процессов рифтогенеза, образованию впадины энсиалического окраинного Японского моря, отделившего часть континента в виде Японской островной дуги и постепенным омоложением вулканизма вплоть до современного. Смещение мезозойского плюма по другую сторону Тихого океана на западных окраинах северной и южной Америк под действием ротационных сил затрудняли мощные холодные корни Северо-Американского и Южно-Американского кратонов, что привело к возникновению геодинамической обстановки континентальной окраины с увеличенной мощностью коры, обусловленной деятельностью мантийного магмообразования в мезозое и кайнозое на ограниченном по латерали пространстве. Петрологически и Re-Os изотопными исследованиями ксенолитов мантийных перидотитов из миоценовых базальтов установлено [8], что под континентальной окраиной Северной Америки в Сьерра-Неваде мантия имеет вертикальное стратифицированное строение. Верхняя ее часть (до

60 км, шпинелевая фация) имеет протерозойский Os модельный возраст и нижней части (глубина до 100км, гранатовая фация) соответствует фанерозою. Петрологические данные свидетельствуют о внедрении горячего фанерозойского мантийного плюма в протерозойскую относительно холодную мантию. В тоже время, маломощный слой холодной мантии в Центральной Америке способствовал продвижению мезозойского плюма на восток, в сторону Атлантического океана, с образованием окраинного Карибского моря и Малой Антильской островной дуги. Изложенные в работе данные, по мнению авторов, подтверждают предложенную модель.

Литература

1. *Мишкин М.А., Вовна Г.М.* Эволюция мантийных диапиров и формирование земной коры.// Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Тез. докл. Сыктывкар. 2000. С. 71-74.
2. *Turekian K.K, Clark S.P.*// Earth Planet. Sci. Lett., 1969, V.6, №5. P.346-357.
3. *Pilot J., Werner C-D., Haubrich F. et. al.* Paleozoic and Proterozoic zircons from the Mid-Atlantic Ridge.// Nature. 1988. V.393.. P.676-679.
4. *Nicolausen K., Bowring S., Frey F. et. al.* Provenance of Proterozoic garnet-biotite gneiss recovered from Elan Bank, Kergellen Plateau, Southern Indian Ocean.// Geology. 2001. V.29, P.235-238.
5. *Заманский Ю.Я., Иванова Н.Н., Лангинен А.Е. и др.* Сейсмологические исследования земной коры в экспедиции «Арктика 2000». // Разведка и охрана недр. 2002. №9. С.2-7.
6. *Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M. et.al.* Geologic implication of the Whole mantle p-wave tomography. // J. Geol. Soc. Japan, 1994, vol. 100, №1. P.4-23.
7. *Мельников О.А.* О механизме образования островных дуг северо-запада Тихого океана. // Тихоокеанская геология. 1988. №3. С.9-13.
8. *Lee C.T., Yin Q., Rudnick R.Z. et. al.* Osmium Isotopic Evidence for Mesozoic Removal of Lithospheric mantle beneath the Sierra Nevada, California. // Science. V.289., № 5486. P.1912-1916.

В.М. Мишин¹, В.С. Гриненко¹

Перспективы открытия нефтяных гигантов в сквозной тектонической зоне, соединяющей транзитали Северного Ледовитого и Тихого океанов (на примере региона Якутия)

1. На рубеже тысячелетий, в связи с истощением легко осваиваемых месторождений нефти и газа, особое внимание специалистов привлекает феномен нефтяных провинций, расположенных в США: Скалистые горы (бассейн Уол-Крик, штат Вайоминг), Аппалачи (форланд складчатых систем Уашита и Вичита) и др., где в поднадвиговых резервуарах в пограничном пространстве между древней платформой и складчатой областью мезозоид Тихоокеанского кольца выявлены значительные по объему запасы углеводородного сырья (нефть, газ, битумы, конденсат). Уникальная по масштабу продуктивность бассейнов обусловлена не только хорошими

¹ ГУП Республики Саха «Якутская поисково-съёмочная экспедиция», Якутск, Россия

ёмкостными свойствами коллекторов, вмещающих нефтяные залежи, но и высоким экранирующим эффектом перекрывающих их региональных покровов. В качестве последних в Скалистых горах и Аппалачах фигурируют тектонически выдвинутые из глубинного разреза в осадочный слой аллохтонные пластины глубоко метаморфизованных пород дорифейского кристаллического фундамента. Экранирующее влияние пластин предохранило осадочное заполнение «запечатанных» нефтяных бассейнов от деструктивного влияния режима завершающей складчатости Тихоокеанского мезозойского периода, сопровождавшегося разрушением коллекторов и уничтожением залежей углеводородов.

2. Результаты обработки материалов площадных гравиметрических съемок и данных геолого-геофизического моделирования [1–4] позволили разработать положение о том, что геологическая ситуация, аналогичная представленной выше, наблюдается и в пределах восточного складчатого обрамления древней Сибирской платформы со стороны Арктической и Тихоокеанской транзиталей, но надвиговые дислокации, в отличие от провинций Скалистых гор и Аппалачей, в Якутском регионе имеют не внутриконтинентальный, а сквозной (от океана к океану) линейный характер. На территории исследований аллохтонные пластины надвиговых чешуй в сравнении с нормальным осадочным разрезом ($\sigma = 2.56\text{--}2.6 \text{ г/см}^3$) имеют избыточную плотность ($\sigma = 2.70 \text{ г/см}^3$ и более). Поэтому они достаточно уверенно прослеживаются на местности по характерным полосовым максимумам силы тяжести (Прончищевский, Чекановского, Булкурский, Уэль-Сиктяхский, Джарджанский, Томпонский, Верхне-Майский, Приохотский и др.) и зонам тектонического дробления, брекчирования, расщепления, милонитизации, с признаками метасоматоза хлоритовой фации и включениями олистостром. В совокупности они образуют Таймырско-Сахалинскую олистостромово-надвиговую грядку, имеющую в плане коленообразное строение и протягивающуюся с северо-запада на юго-восток от предгорий полуострова Таймыр до подводных возвышенностей Сахалинского шельфа.

3. В поднадвиговом геологическом разрезе Таймырско-Сахалинской олистостромово-надвиговой грядки выделены и прослежены три продуктивных литостратиграфических комплекса – верхнепротерозойский, нижнепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемезозойский. На территории Якутии они в совокупности формируют реликтовые погребенные резервуары (с севера-запада на юго-восток) с различными глубинами залегания: Бегичевский (2.5–3.0 км), Булкурский (3.0–4.0 км), Уэль-Сиктяхский (3.5–4 км), Джарджанский (3.0–3.5 км), Томпонский (6–8 км), осадочное заполнение которых не подверглось деструктивному воздействию процессов мезозойской складчатости и протоорогенеза. Базальные продуктивные гранулярные коллекторы трансгрессивных седиментационных ритмов (хандинская серия рифея; юдомская серия венда; иниканская свита нижнего-среднего кембрия; нерская свита верхнего палеозоя континентального генезиса, а также их возрастны и

коррелятивные аналоги) сохранили своё поровое пространство открытым, горизонты пород с высоким содержанием первичного органического вещества (битуминозные доломиты, доманикиты, сапропелевые аргиллиты, дельтовые песчанистые и угленосные фации) не претерпели значительной литификации, а внутрибассейновые покрывки (бикская, мускельская, малгинская свиты рифея; усть-майская свита нижнего кембрия; неджелинская, таганджинская и мономская свиты нижнего триаса, а также их возрастные и литологические аналоги) не утратили своих реологически пластичных свойств.

4. По результатам глубинного геолого-геофизического моделирования, поднадвиговые бассейны концентрированных углеводородов зоны сочленения Сибирской платформы и мезозойд Тихоокеанского кольца обладают не меньшим, а, возможно, значительно более крупным потенциалом нефтегазоносности в сравнении с установленными и прогнозируемыми ресурсами провинций Скалистых гор и Аппалачей США. В пользу такого заключения свидетельствует сочетание уникальной сквозной (океан-океан) тектонической позиции поднадвиговой провинции Якутского региона с аномально высоким уровнем глубинного энерготока и газово-жидкого флюидопотока, восходящего от внешнего ядра Земли к её коровой оболочке по диаметральной плоскости геораздела Атлантика–Пацифик [5]. На достигнутом уровне геолого-геофизической изученности рассматриваемая поднадвиговая провинция фигурирует в качестве связующего звена между Арктическим и Тихоокеанским супербассейнами концентрированных углеводородов. Вместе с тем, она является составной частью планетарного кольцевого Атлантическо-Восточно-Тихоокеанского суперлинеамента (геораздел Атлантика–Пацифик, протяженность 44000 км, ширина от 100–150 км до 700–1000 км, глубина заложения 2900 км), отделяющего Атлантический тектонический сегмент Земли от Тихоокеанского. Это самый глубинный, самый протяженный и наиболее насыщенный мантийным флюидизированным термически активным веществом геораздел Земли. Тектонические корни суперлинеамента (геораздел Атлантика–Пацифик) уходят на глубину 2900 км в пограничные слои внешнего ядра Земли и служат активными каналами миграции и доставки в верхние геосферы Земли (мантия, кора) не только углеводородов (ювенильная вода, метан), свободного мантийного углерода (эндогенный алмаз), но и ценных и особо дефицитных тяжелых металлов (хром, никель, кобальт, ванадий и др.). Последнее обстоятельство создает предпосылки для формирования комплексных месторождений концентрированных углеводородов и месторождений металлонафтидов в поднадвиговом глубинном разрезе Якутского региона и сопредельных территорий. В общей системе мировых супербассейнов концентрированных углеводородов геораздел Атлантика–Пацифик является планетарным связующим тектоническим элементом между Арктическим и Антарктическим нефтегазоносными супербассейнами, из недр которых, по мнению ведущих специалистов Севмор-

гео, в наступившем веке будет проводиться добыча основных объемов (до 70%) извлекаемых мировых запасов углеводородов.

Выводы

1. Территория Якутского региона перспективна на открытие нефтяных месторождений-гигантов не в традиционной для неё геолого-структурной обстановке: не в плитном слабо дислоцированном комплексе древней Сибирской платформы, а в сложно-дислоцированном комплексе складчатого (горного) обрамления (со стороны Тихоокеанского подвижного пояса).

2. Тектоническая позиция перспективной территории по ряду признаков (краевые экранирующие надвиги с участием аллохтонных пластин кристаллического фундамента, поднадвиговые «запечатанные» доорогенные бассейны-резервуары с горизонтами продуктивных доманитов, нормирующие форланды стабильных кратонов и др.), аналогично таковой провинций Скалистых гор и Аппалачей, но имеет сквозной (океан-океан) характер и сопровождается более высоким глубинным энергостоком и более мощным флюидопотоком.

3. Высокая перспектива Якутского региона на открытие поднадвиговых месторождений-гигантов предопределена уникальной структурной ситуацией – её приуроченностью к сквозьмантийному георазделу Атлантика–Пацифик.

4. Рекомендуется региональное изучение перспективной территории методами глубинной структурной сейсморазведки и сейсмической томографии в сочетании с проходкой скважин глубокого бурения по предлагаемым опорным профилям: 1) Нижне-Амгинская скв.№1 (р. Амга) – нижнее течение реки Менкюле (басс. р. Томпо); 2) Бахынайская скв. (устье р. Бахынай) – верхнее течение реки Соболах-Майан; 3) устье реки Тас-Эекит–Булкурская антиклиналь (устье р. Чобукулах, басс. р. Лена); 4) низовья реки Анабар – остров Бегичева.

Литература

1. *Гриненко В.С., Мишин В.М., Истомин И.Н.* Новые представления о перспективах нефтегазоносности шарьяжно-надвиговых структур Алданского Приверхоянья //Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). № 1(4). Якутск: Якутский филиал Изд.-ва СО РАН, 2003. С. 35–43.
2. *Гриненко В.С., Мишин В.М., Истомин И.Н.* Многоярусный экранированный бассейн концентрированных углеводородов в Алданском Приверхоянье //Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. Материалы региональной научно-практической конференции. Воронеж: Воронежский Государственный университет, 2003. С. 683–686.
3. *Гриненко В.С., Мишин В.М., Истомин И.Н.* Перспективы поиска месторождения-гиганта в поднадвиговом резервуаре Западного Верхоянья (Томпонский сегмент: концентрированные углеводороды, нефть, газ) //Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания. Т. 2. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 59–62.
4. *Мишин В.М., Гриненко В.С.* Трансконтинентальный рудоносный тренд на востоке Сибирской платформы (металлоносные абиссолиты, алмазоносные кимберлиты, залежи концен-

трированных углеводородов) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания. Т.2. Новосибирск, Изд.-во «Гео», 2004. С. 35–38.

5. Мишин В.М., Стогний В.В. Структурная диссиметрия Земли и нелинейная металлогения Якутии // Биниология, симметрия и синергетика в естественных науках: Труды IV-ой Международной конференции. Тюмень: ТюмГНГУ, 2004. с.71-74.

В.Н. Мораховский¹

О проблеме тектогенеза и нефтометаллогении «зон разуплотнения»

Зоны разуплотнения (ЗР) принадлежат к особому типу «объёмных»[4] глобально развитых структур, наиболее отчётливо фиксируемых в пределах платформенных кратонов и других образований материковой коры. Они представляют многоярусные системы субгоризонтальных форм, находящихся на разных глубинах, с пиками 6–12 и 35–40км [1]. Существование современных ЗР устанавливается бурением и геофизическими методами. Несмотря на достаточно большую информацию об общей конфигурации и физико-механических особенностях ЗР, имеющиеся данные пока недостаточны для картографического отображения их особенностей – мощностей, стратоизогипс кровли и подошвы, степени насыщенности флюидами и пр. Из наиболее характерных свойств зоны разрыхления наиболее важного в теоретическом и практическом отношении верхнего (6-12км) горизонта можно назвать следующие:

1. ЗР не могут быть представлены комбинациями параклазовых разрывов, вследствие некинематического характера создающей их трещиноватости. Фиксируемые смещающие поверхности по контактам ЗР отсутствуют [2, 3].

2. ЗР пересекают все пликативные и дизъюнктивные структуры вмещающих их кристаллических пород с заключенными в них магматическими телами, не изменяя контуров этих структур.

3. ЗР слагаются трещинно и межгранулярно дезинтегрированными фоновыми породами с образованием катакластических либо брекчиевидных текстур, при микросмещениях внутри их контура. Поровое пространство насыщается минерализованными флюидами [5, 9]

4. ЗР в различной степени нефтегазоносны – от следов УВ, до скопленений дающих выбросы при вскрытии их скважинами и образующих промышленные залежи [8, 12, 13, 14].

Возникает вопрос: являются ли ЗР образованиями, связанными только с неотектоническими процессами, или их формирование захватывает широкий временной диапазон? В связи с нереальностью сохранения открытых микрополостей в течение длительных промежутков геологиче-

¹ Санкт-Петербургский горный институт (технический университет), Санкт Петербург, Россия

ского времени представляется очевидным, что они должны быть либо закристаллизованы при бластезе трещинно деформированных минералов, либо служить местами развития метасом, фиксирующих ЗР в виде вновь образованного тела, минералогически контрастного по отношению к окружающему фону. Такие материализованные ЗР – результат некинематического тектогенеза – в процессе геологической эволюции различных частей литосферы испытывают перемещения вместе с заключающими их блоками земной коры – горизонтальные и вертикальные, обнажаясь на дневной поверхности. Проведенный анализ позволил выявить определенные закономерности их строения. Минерализация ЗР наиболее интенсивно проявлена в гранитных массивах, в которых возникают бескорневые жилы гранитных пегматитов, оловоносных и вольфрамоносных грейзенов, а также, в меньшей степени, в железисто-магнезиальных, флогопитоносных скарнах, ультрамафитах, гнейсах и кристаллических сланцах. Палео-ЗР не представляют континуальных образований – они распадаются на отдельные фрагменты – очаговые некинематические структуры, форма которых приближенно аппроксимируется эллипсоидом с различным соотношением осей. Происходит образование тел линзовидной, лентовидной, брусковидной и др. форм, закономерно пространственно ориентированных и разделенных эквидистантными интервалами. В ЗР системы очаговых структур сгруппированы в соответствии с принципам выделения латентных структур – полосовидных зон регионального или трансрегионального масштаба с субгоризонтальным уплощением. Ориентировка кристаллографических элементов метасоматических минералов, их состав и распределение в пределах очаговых структур позволяют выполнить тектонофизический анализ условий главных стадий образования палео ЗР [5, 7].

Палео-ЗР в определенной геологической обстановке служат протоструктурами, в которых сегрегировавшие минеральные компоненты не достигают концентраций, соответствующих промышленным условиям. Испытав дальнейшую ремобилизацию, они могут перемещаться в более поздние структурные конструкции с образованием жильных тел как метасоматического, так и свободно кристаллизационного типов, создающих регенерационные месторождения [11]. Привлечение модели минерализованных ЗР, позволяет преодолеть принципиальное противоречие гипотезы регенерированных месторождений, не объяснявшей механизма изначальной концентрации «металлических элементов, находящихся в рассредоточенном виде в горных породах» (предисловие В.И.Смирнова к [10], стр.9).

ЗР представляют структурные образования аутигенного типа, для которых свойственно саморазвитие в результате освобождения внутренней энергии, предположительно при «всплытии» и экзогенной разгрузке платформенных кратонов. Дискретный тип строения создает в современных ЗР «сейсмическую мутность» [1], возникающую вследствие изолированности и разобщенности локальных волноводов – неминера-

лизованных трещинных матриц очаговых структур. Развитие наиболее типичных палео-ЗР происходит благодаря многофазному минерагенезу, фиксирующему трещиноватость образующуюся в условиях тектонических пульсаций. Процесс минерального развития ЗР происходит на фоне дилатансии, приуроченной к регрессивным стадиям эволюционных циклов. Данные структурные формы относятся к категории «креативного ретрогенеза», т.к. трещинная деструкция имеет следствием эволюцию минералов-метасом, использующих для своего роста вещество внутри определенного объема («in situ»).

Необходимо заметить, что в практике геологической съемки и геологоразведочных работ анализ рудоносных палео-ЗР производился с позиций принципа кинематического тектогенеза. Некинематические очаговые рудоносные структуры искусственно соединялись несуществующими магистральными разрывами, которые рассматривались как каналы, подводящие полезную минерализацию к местам рудообразования. В соответствии с логикой кинематического принципа, эти места совпадали с данными структурами, и вся картина структурного развития ошибочно рисовалась с позиций параклазовой тектоники. Представляется очевидным, что в случае реального наличия таких разрывов они были более поздними по отношению к очаговым структурам, обеспечивая мобилизацию и транзит рудных компонентов, в соответствии с идеей Г. Шнейдерхена, из этих структур в жилы окончательной концентрации. Особенности развития и роль в рудогенезе двух типов магистральных разрывов – аутигенных – саморазвития и аллогенных – «вспарывания» – были проанализированы ранее [6].

Таким образом, основные закономерности, установленные при изучении древних минерализованных зон разуплотнения – латентных структур, – могут быть экстраполированы с определенными коррективами и на современные ЗР, имеющие особое значение как потенциальные коллектора нефти и газа.

Литература

1. Булин Н.К. Строение верхней части литосферы территории СССР по сейсмическим данным. Автореф. дисс. ...доктора геол.-мин. наук. Новосибирск. Сиб. отд. АН СССР, 1984. 33с.
2. Епинатьева А.М. // Физика Земли. 1989. № 5. С. 35–46.
3. Литвиненко И.В., Лизинский М.Д. Сейсмические исследования района Кольской сверхглубокой скважины. В кн.: Литосфера Центральной и Восточной Европы. Киев.: Наукова Думка, 1987. С. 32–39.
4. Лукьянов А.В. Объемные разломы. В кн.: Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере. Тез. докл. Иркутск.: ИЗК СО АН СССР, 1991. С. 201–202.
5. Мораховский В.Н. // Зап. ЛГИ. 1990. Т. 121. С. 18–26.
6. Мораховский В.Н. Некинематические рудоносные структуры – минеральные зародыши разломов. В кн.: Геология, поиски и разведка полезных ископаемых. Межв. сб-к. науч. тр. 1994. С. 110–118
7. Мораховский В.Н. Некинематическая тектоника и её рудообразующее значение. СПб.: СПбГИ (ТУ), 2000. 116с.

8. *Муслимов Р.Х.* Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов – резерв пополнения ресурсов углеводородного сырья в XXI веке. В кн.: Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 204–206.
9. *Соколов Б.А., Старостин В.И.* // Вестник МГУ. 1998.. Сер. геол. № 5. С. 3–8.
10. Рудные регенерированные месторождения. М.: ИЛ, 1957. 251с.
11. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958. 501с.
12. *Aldhause P.* // Nature. 1991. № 6315. P. 595.
13. *Morakhovsky V., Dertev A.* Bitumen as a result of retrograde metamorphism processes in crystalline complexes of Scandia Region // MAEG 9: Abstr. SPb. IPGG RAS. 1995. P.73.
14. *Sidikova L., Izotov V.* Destruction Zones in the crystalline basement as potential hydrocarbon-bearing reservoirs // Georesources. Kazan. 2000. № 1. P. 26–29.

**А.А. Моссаковский¹, Е.Н. Меланхолина¹, Г.Е. Некрасов¹,
С.В. Руженцев¹**

Тектоника Корякско-Камчатской складчатой области и проблема пространственно-временных соотношений палеоокеанических структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов

В значительной части публикаций последних лет в качестве основного аспекта геодинамики палеоокеанических структур в Центрально-Азиатском регионе рассматривается процесс взаимодействия Палеоазиатского океана («залива» Пацифики) и палеокеана Тетис, завершившийся на рубеже раннего-среднего палеозоя закрытием Палеоазиатского океана. Собственно Пацифика на протяжении значительной части неоптерозоя и всего фанерозоя оставалась областью океанической литосферы [2, 4, 3, 8, 9 и др.]. Анализ тектонических структур Корякско-Камчатской области [5, 6] и имеющиеся на сегодня материалы по тектонике Центрально-Азиатского пояса [1, 4, 9 и др.] показывают, что на допозднемезозойском этапе развития структурный план Пацифики и ее соотношения со структурами Палеоазиатского океана и палеокеана Тетис были, вероятно, более сложными.

Корякско-Камчатская область подразделяется на две зоны: внешнюю по отношению к океану зону раннемеловых аккреционных структур (Тайгонско-Западно-Корякская система) и очень сложно построенную внутреннюю, представленную в Корякско-Камчатской части области позднемеловой-раннеэоценовой Корякско-Камчатской и эоцено-миоценовой Восточно-Камчатской системами, а в Охотской – системой кайнозойских поднятий, рифтогенных прогибов и глубоководных впадин, сформированных на месте докайнозойских структур.

Внешняя зона образована комплексами позднепалеозойско-раннемеловой Кони-Тайгонской и позднелюрско-раннемеловой Мургальской остров-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

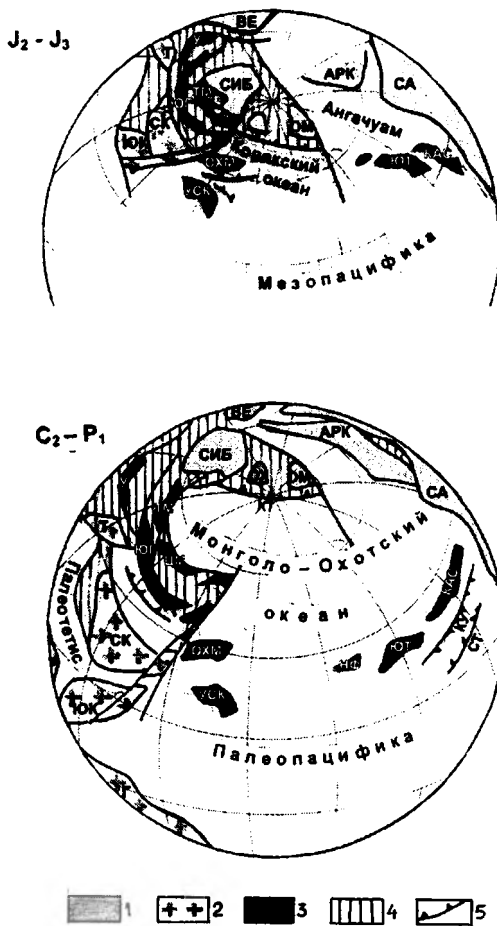


Рис. Геодинамические реконструкции палеоокеанических структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов, выполненные с использованием материалов [1, 10-15].

1, 2 – кратоны лавразийского (1) и гондванского (2) рядов и их фрагменты; 3 – блоки континентальной коры полициклического развития (микроконтиненты); 4 – аккреционно-коллизонные системы; 5 – островодужные и окраинно-континентальные вулканические пояса. Кратоны лавразийского ряда и их фрагменты: СИБ – Сибирский, ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, АРК – Арктический, СА – Северо-Американский, ВЕ – Восточно-Европейский. Кратоны гондванского ряда: Г – Гондвана, ЮК – Южно-Китайский, СК – Северо-Китайский, Т – Таримский. Блоки континентальной коры полициклического развития: У – Улутасуский, ТМ – Тувимо-Монгольского, ЮГ – Южно-Гобийский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ОХМ – Охотоморский, УСК – Укэлят-Срединно-Камчатский, НФ – Ньюс Форк, ЮТ – Юкон-Танана, КАС – Кассиар. Вулканические пояса: Кони-Тайгоносский, Стикиния, Куиснелия.

ных дуг и аккреционными структурами поздней юры—раннего мела, в строении которых участвуют комплексы позднедокембрийско-среднепалеозойского плато, океанические, островодужные, флишево-олистостромовые комплексы позднего палеозоя—раннего мела и несогласно кроющая их угленосная моласса позднего альба-позднего мела.

Основным структурообразующим элементом внутренней зоны является композитный Охотоморско-Камчатский терреин. В состав его входят два континентальных массива: Укэляят-Срединно-Камчатский и Охотоморский. Первый из них формирует ядро позднемеловой—раннеэоценовой покровно-складчатой структуры Камчатки, Камчатского перешейка и бассейна р. Укэляят, играя внутри нее роль автохтона. Второй, Охотоморский, представлен реликтами домеловой континентальной коры, фиксирующимися в поднятиях дна Охотского моря (Охотоморском, Прикамчатском, Института океанологии, Большерецком) по результатам драгирования и геофизическим данным. Зона сочленения этих двух массивов протягивается вдоль западного побережья Камчатки. Выражением ее здесь являются субмеридиональная ориентировка складчатых и разрывных структур, увеличение мощности земной коры с одновременным варьированием мощности гранитного слоя, а также присутствие внутри нее Срединно-Камчатского и Ганальского массивов метаморфических пород, плотностные и скоростные свойства которых отождествляются исследователями с выходами на поверхность гранитно-метаморфического слоя.

Характерными чертами строения метаморфических массивов является наличие в них глубоко метаморфизованного ядра, сложенного парагнейсами гранулитовой фации, и обрамляющей его зоны бластомилонитов, наложенной как на породы ядра, так и на неметаморфизованные меловые—раннеэоценовые породы чехла, содержащие обломки гранитов и метаморфических пород, развитых в ядрах массивов. По изотопным данным, верхний возрастной предел гранулитового метаморфизма пород ядра в Срединно-Камчатском массиве может быть оценен рубежом поздней юры—раннего мела, возраст метаосадков и метавулкаников как более древний. Возраст гранулитового метаморфизма в Ганальском массиве определяется как олигоценый, а возраст протолита метавулкаников в интервале раннего палеозоя—позднего мезозоя. Эти характеристики позволяют с определенной долей вероятности предположить, что эти массивы являются зональными метаморфическими ядрами, в которых на поверхность выведены комплексы зоны коллизии Охотоморского и Укэляят-Срединно-Камчатского массивов. Возрастной диапазон тектонически совмещенных в них метаморфизованных толщ эпикратонного, океанического и островодужного генезиса, принадлежность споро-пыльцевых комплексов к катазиатской провинции и низкие широты формирования среднеюрских аркозов в аккреционных структурах юго-восточного побережья полуострова Тайгонос позволяют предположить, что эта коллизионная зона является восточным продолжением

ем коллизийной зоны Цинлинь-Даби -Хида-Хитачи-Такануки [13, 14]. В меловое–раннеэоценовое время эта зона вместе с сочленяющимися вдоль нее блоками континентальной коры испытала перемещение по системе разломов Тан Лу на север и была причленена к Верхояно-Чукотской окраине.

Вышеизложенное позволяет говорить о присутствии среди палеокеанических комплексов в Корякско-Камчатском секторе Тихоокеанского пояса двух доменов: внешнего и внутреннего. Внешний объединяет позднедокембрийско-среднепалеозойские, позднепалеозойско-раннемезозойские и позднемезозойские палеокеанические комплексы Тайгонско-Западно-Корякской и Корякско-Камчатской систем. Структурная позиция их определяется положением между кратонными структурами лавразийского ряда (Сибирский кратон, Охотский и Омолонский докембрийские массивы) и Охотско-Камчатским массивом, имеющим, скорее всего, катазиатское происхождение. Аналогичную позицию занимают позднедокембрийско-раннепалеозойские и позднепалеозойско-раннемезозойские океанические комплексы Центрально-Азиатского пояса и ранне-среднепалеозойские и позднепалеозойские океанические комплексы внешней части Северо-Американского сектора Тихоокеанского тектонического пояса (офиолитовые комплексы террейнов Фетер Ривер, Тринити, Слайд Маунтин, Севенти Майл, Ливенгуд, Ангачуам). Позиция первых определяется положением их между Сибирским кратоном и массивами катазиатской группы, позиция северо-американских – положением между Северо-Американским кратоном и континентальными террейнами Никсон Форк, Юкон-Танана и Кассиар. Последние были перемещены сюда из низких широт [7] и играли в структуре этого сектора Тихоокеанского пояса ту же структурную роль, что и Охотоморско-Камчатский массив в структуре Корякско-Камчатского сектора, а катазиатские массивы в структуре Центрально-Азиатского пояса. Это позволяет рассматривать палеокеанические комплексы перечисленных структур в качестве реликтов палеокеана, получившего на разных этапах эволюции названия Палеоазиатского, Монголо-Охотского, Корякского и океана Ангачуам.

Второй палеокеанический домен Корякско-Камчатского региона объединяет в различной степени метаморфизованные терригенные и вулканогенные породы Срединного и Ганальского массивов и метапороды некоторых поднятий Восточной Камчатки (Хавывенское и др.). Структурная позиция их определяется положением между Охотоморско-Камчатским массивом и современным ложем Тихого океана. В Северо-Американском секторе Тихоокеанского пояса принципиально такую же позицию занимают позднепалеозойско-позднемезозойские комплексы внутренней зоны этого сектора, ограниченные с внешней стороны континентальными террейнами Никсон Форк, Юкон-Танана и Кассиар, а с внутренней – ложем Тихого океана. Структурная позиция его позволяет с большой осторожностью предположить, что он, возможно,

является продолжением структур тетического ряда. Однако данных, подтверждающих это исключительно важное предположение, пока недостаточно.

Охарактеризованные закономерности в распределении комплексов палеоокеанических структур позволяют придти к выводу о присутствии на месте современной впадины Тихого океана двух палеоокеанов. Развитие Северного (в современных координатах) отражает результат эволюции Палеоазиатского океана. По мнению ряда исследователей, этот океан возник в результате неопротерозойского раскола суперконтинента Родинии [2, 4, 9]. Южный океан, возможно, являлся Палеоокеаном Тетис. Этот океан возник в процессе венд-кембрийской деструкции Гондваны [3, 9]. Эти деструктивные события привели к существенной перестройке структурного плана Палеоазиатского океана и его аналогов в Корякском и Северо-Американском секторах Тихоокеанского пояса, выразившейся в появлении вдоль внутри него протяженного пояса микроконтинентальных структур, ставшего на ранне-среднепалеозойской стадии развития океанических структур структурным барьером между Палеоазиатским океаном и Прототетисом, на позднепалеозойско-раннемезозойской – барьером между Палеотетисом и Монголо-Охотским океаном, а на позднемезозойской – структурным рубежом между Мезопацификой, с одной стороны, Корякским океаном и океаном Ангачуам – с другой [6].

В позднем мезозое и кайнозое в процессе формирования современной океанической литосферы Тихого океана микроконтинентальные блоки этого структурного рубежа вместе с аккрецированными к ним островодужными террейнами испытали дрейф на север и были причленены к Верхояно-Чукотской и Северо-Американской окраинам.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-65027).

Литература

1. Диденко А. Н., Моссаковский А. А., Печерский Д. М., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59–75.
2. Зоненийн Л. П., Кузьмин М. И., Напатов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн.1, 327 с., кн. 2, 334 с.
3. Моссаковский А. А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 6. С. 799–802.
4. Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–31.
5. Некрасов Г. Е., Заборовская Н. Б., Ляпунов С. М. // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
6. Некрасов Г. Е. // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
7. Парфенов Л. М., Ноклеберг У. Дж., Монгер Дж. У. Х. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
8. Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН. Вып. 473).
9. Руженцев С. В., Моссаковский А. А. // Геотектоника. 1995. № 1. С. 29–47.
10. Enkin R., Yang Z., Chen Y., Courtillot V. // Journ. Geoph. Res. 1992. V. 97. N B10. P. 13953–13989.

11. *Gilder S. A., Gill J., Coe R. S., Zhao X. et al. // Journ. Geoph. Res. 1996. V. 101. N B7. P. 16137–16154.*
12. *Besse J., Courtillot V. // Journ. Geoph. Res. 1991. V. 96. N B3. P. 4029–4050.*
13. *Isozaki Y. // The Island Arc. 1996. V. 5. P. 289–320.*
14. *Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. // The Island Arc. 1997. V. 6. Iss. 1. P. 121–142.*
15. *Xu X., Harbert W., Dril S., Kravchinsky V. // Tectonophysics. 1997. V. 269. P. 113–129.*

В.В. Муравьев¹, А.Д. Ситников¹

Очаговая тектодинамика и структура минерагенического поля

Тектодинамические процессы являются мощным фактором диссипации энергии недр. Они ответственны за генерацию и эволюцию полей напряжений и деформации. Как следствие изменения напряженно-деформированного состояния геосреды, меняются условия транслито-сферной проницаемости для глубинного флюидомассопереноса. С тектодинамическими процессами благодаря этому парагенетически сопряжены минерагенические объекты.

На современном уровне развития теории систем широко признан синергетический механизм эволюции открытых неравновесных динамических систем в направлении их самоорганизации, к которым относятся и геодинамическая мегасистема нашей планеты. До настоящего времени нет ответа на главный вопрос: какова геодинамическая природа и алгоритм организации структуры мегасистемы Земля.

Свидетельства проявления геологической организации многочисленны. Установлены факты параметризованной упорядоченности структуры морфотектонических объектов [Пиатровский, 1964], дискретной «кусковатости» геосреды [Садовский и др., 1982], регулярности линейных решеток [Шульц, 1964]. Открыт концентрически зональный тип геосистемы [Рихтер, 1955, Леонов, 1964, Зайцев, 1982] с дискретным распределением от фокуса заложения систем концентрических элементов (концентров) их структурного каркаса (В.В. Муравьев, 1982). Отмечено развитие системы мобильных (океанических) и стабильных (континентальных) транспланетарных поясов, подчиняющихся симметрии октаэдра [Суворов, 1998-1999] и куба [Муравьев, 1999].

Предложена очагово-геодинамическая модель самоорганизации геологического пространства (О.Л. Кузнецов и др., 2000). Она развита с учетом новейших достижений сейсмо-томографических исследований строения Земли и, прежде всего, инструментального доказательства существования мантийных плюмов. За последние годы в работах Муравье-

¹ ГНЦ РФ – Всероссийский научно-исследовательский институт геологических, геофизических и геохимических систем (ВНИИГеосистем), Москва, Россия

ева В.В. модель получила дальнейшее уточнение и апробацию. Основные положения модели следующие:

- многоуровневая (по радиусу Земли) очаговая геодинамика [Поспелов, 1971], обеспеченная энергией плюмов в нижней мантии, астенолитов, очагов дилатансии и магматических очагов в литосфере, соляных куполов и глиняных диапиров в осадочном чехле и т.д.;
- радиальная (по стволу тектонических узлов) разрядка энергетического потенциала очагов, в результате которой за счет пульсационного характера процесса диссипации и центральной симметрии зоны динамического влияния (ЗДВ) узла в геосреде развиваются тектоногенные системы концентрической делимости (СКД);
- в верхних горизонтах литосферы СКД отражаются в развитии систем дуговых градиентных и аномалийных структур геополей с концентрическим планом их заложения и закономерно-дискретным распределением [Муравьев, 1994] относительно фокуса узла (предельный радиус концентров в каркасе СКД по поверхности земной сферы составит 10 тыс. км или четверть длины экватора);
- внешние концентры СКД планетарного ранга – это, так называемые, Большие Круги [Шейнманн, 1938] или тектонические «экваторы» Земли – ее большекрупные тектоногены, распределение которых по поверхности земного шара подчиняется системам симметрии правильных многогранников либо системе гексагональной симметрии (для древних ядер роста материков).

Пример тектодинамической и минерагенической реализации очаговых геодинамических процессов разного масштабного уровня приведен на рис. 1 применительно к структуре центральной области Волго-Уральского региона. С наших позиций структурные зоны первого порядка представлены здесь системами сквозных линеаментов, второго – трансрегиональными дуговыми зонами большого радиуса кривизны, третьего – полнопрофильными системами концентров провинциального ранга.

Становыми тектоногенами в структуре Урала являются зоны Уралауского линеамента и линеамента меридиана 60-ого градуса. Первый составляет восточное ребро гексагонального Восточно-Европейского мегаблока Северной Евразии и является фрагментом Урало-Оманского линеамента. 60-градусный линеамент – один из «критических меридианов» Земли, являющийся осью Западноиндоокеанско-Восточнотихоокеанского тектодинамически мобильного пояса планеты. Это один из каркасных элементов решеток большекрупных тектоногенов, отвечающих системам симметрии и кубо-октаэдра, и икосаэдро-пентагон-додекаэдра.

Пологодуговые тектоногены связаны с дальним динамическим влиянием активных узлов Саян, Средне-Русской области Восточно-Европейской

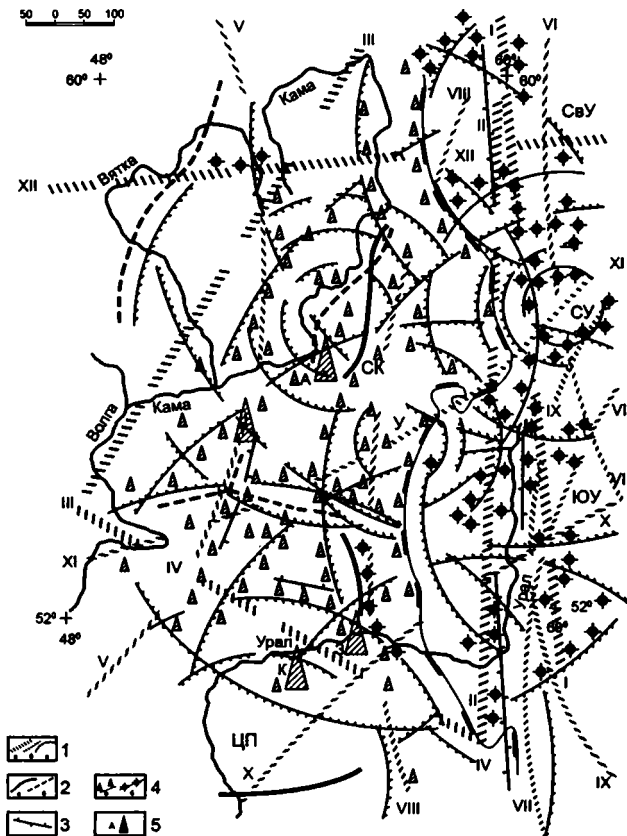


Рис. 1. Отражение очаговых тектодинамических объектов в структурном плане Волго-Уральской минерагенической области (по гравитационным данным – поле Δg в свободном воздухе)

1 – гравитационные ступени (градиентные зоны), геоиндикаторы элементов структурного каркаса региона: а – сквозных линейментов (1-й ранг) – меридиана 60-го градуса (I), Урала (II), Полярноурал-Нижневолжского (III), Токмовско-Южноуральского (IV), Западнобелорусско-Североуральского (V)], б – трансрегиональных концентров (2-й ранг) – 2200 км радиуса – Саянской (VI), 1000 км – Центрально-Казахстанской (VII), 1000 и 700 км – Кочетавской (VIII, IX), 1600 км – Средне-Азиатской (X), 2200 км – Северо-Скандинавской (XI), 1000 км – Средне-Русской СКД (XII)], в – концентров структурного каркаса СКД провинциального ранга, расположенных в створе Уральского орогена – Северно (СВУ)-, Средне (СУ)-, Южно-Уральская (ЮУ) и на восточном борту ВЕП – Средне-Камская (СК), Уфимская (У), Центрально-Прикаспийская (ЦП); 2 – оси глубинных структур: а – авлакогенов, б – выступов поверхности Мохоровичича; 3 – оси цепочек положительных гравитационных аномалий; 4 – высокопродуктивные минерагенические пояса и зоны: а – рудной, б – нефтяной специализации; 5 – нефтегазовые месторождения-гиганты: А – Арланское, К – Карачаганакское, О – Оренбургское, Р – Рамашкинское.

платформы (ВЕП), Средней Азии, Центрального Казахстана и Кокчетавского массива. Из провинциальных систем концентров показаны хорошо проявляющиеся в гравитационном поле в виде циркум-депрессивных морфоструктур Средне-Камская, Уфимская и Центрально-Прикаспийская. Это структуры, приуроченные к сводовым поднятиям по кровле мантии. В их ядерной области и по периферии расположены позднедокембрийские палеорифтовые зоны (авлакогены). По-видимому, это длительно существующие структуры литосферы ВЕП, оказавшие кардинальное влияние на заложение Прикаспийской впадины (Центрально-Прикаспийская СКД), а также определившие простирание южного звена Кировско-Кажимского авлакогена на западном фланге Средне-Камской СКД, а на восточном – дуговое (по оси зоны гравитационных максимумов) «вдавливание» платформы в складчатый Урал.

Рассмотренные тектодинамические составляющие геосреды Урала контролируют развитие рудных поясов, определяя их протяженность, простирание и морфологию. На рисунке также показаны рудоносные концентры провинциальных СКД, заложенных относительно фокусов тектонических узлов, приуроченных к Саянскому пологодуговому (радиус 2200 км) тектоногену и образованных его пересечениями с поперечными линеаментами и трансрегиональными концентриками. Это СКД, составившие структурный каркас Северного, Среднего и Южного Урала, что отразилось в строгой конформности фронта складчатости указанных звеньев Уральского орогена концентрикам этих СКД. Зоны рудоносных концентров уральских систем, вышедшие на борта платформы, трассируются поясами высокой продуктивности на углеводородное сырье. Аномальная продуктивность (например, размещение нефтегазовых гигантов) отмечается на площадях, приуроченных к фокусам синергетического взаимодействия (интерференции) этих концентров с активными концентриками платформенных СКД. Подтверждается на структурном уровне справедливость флюидодинамической модели нефтегазонакопления Ф.А. Летникова (2001).

Таким образом, диссипативные, дефлюидизационные системы служат геодинамической основой формирования в зоне их влияния единых рудно-нафтидных провинций со строго концентрической, дискретной структурой минерагенического поля в их пределах. Геометрическая параметризация тектонического каркаса минерагенических систем существенно повышает геологическую эффективность прогнозно-поисковых работ.

К одной закономерности минерагении главных тектонических элементов Земли

Тектонические элементы Земли характеризуются различными геодинамическими условиями формирования: океанической рифтовой, континентальной рифтовой, островодужной, коллизионной и др. Несмотря на различия геодинамических обстановок заложения, развития и формирования этих тектонических элементов, для всех них характерно образование на определенном этапе становления колчеданного генетического типа месторождений.

Известно [1, 2 и др.], что колчеданные месторождения формировались, начиная с раннего протерозоя, а по некоторым данным и с архея, и этот процесс продолжается в настоящее время, например, в Красном море. Таким образом, колчеданное рудообразование сопровождало весь период образования Земной коры. Установлено также закономерность – оруденение приурочено во всем периоде становления Земной коры к кислым магматическим дериватам, дифференциатам базальтовой магмы. При этом колчеданные месторождения устанавливаются во всех главных тектонических элементах коры. В частности, на Южном Кавказе [3], на окраинноморском бассейне южного склона Большого Кавказа (Хаин, Бородаевская, Курбанов и др.), в аспидно-глинистой терригенной толще при ограниченном развитии магматизма широкое развитие получили промышленные колчеданно-полиметаллические (Филизчай, Кацдаг, Катех, Кызыл-дере и др.) и медно-пирротиновые (Мазымчай, Жихих-Сагатор и др.) месторождения. На северо-восточном обрамлении Малого Кавказа, являющемся вулканогенной островной дугой в среднем мезозое, широко представлены серно-медноколчеданные, медно-золоторудноколчеданные (Чирагдере, Кедабек, Гызылбулаг, Гоша и др.) месторождения. На самом юге Малого Кавказа, в Ордубад-Зангезурской металогенической зоне кайнозойского коллизионного этапа развития к локальным сводовым поднятиям вулканических построек также приурочены колчеданно-полиметаллические месторождения (Агдара и др.) и проявления. Таким образом, только на территории Азербайджана в трех разнородных тектонических элементах образовались колчеданные месторождения со сходным минеральным составом, морфологией и др. параметрами. Правда имеются и отличия: если в окраинноморском бассейне преобладают месторождения свинца и цинка, в островодужном – меди и золота, а в коллизионном – цинка, свинца, меди.

Обзор обширной литературы по колчеданным месторождениям мира и, в частности, Кавказа, позволяет сделать некоторые обобщения.

1. Колчеданное рудообразование происходило во всем временном интервале образования Земной коры. Механизм образования колчеданных ме-

¹ Институт геологии Национальной Академии наук Азербайджана, Баку, Азербайджан

сторождений независимо от времени формирования был один и тот же и сопровождает кислые дифференциаты основной магмы. Источником руд являются глубинные растворы с избытком железа, серы и др. феррических металлов, неосвоенных в процессе кристаллизации основной магмы.

2. Колчеданное рудообразование происходит во всех главных тектонических элементах, но определяющим является не тектоническая обстановка и геодинамическая позиция структур, а проявление магматизма и, главное, наиболее полная дифференциация магмы, достигающая самых кислых разностей. Если рудообразование тесно связано с магматизмом, то с тектоникой – опосредованно, ибо без магматизма ни в одном из тектонических элементов образования руд происходить не может, но активная тектоника провоцирует активность магматизма.

3. Колчеданный генетический тип месторождений имеет различия в минеральном (химическом) составе в зависимости от образования в тех или иных тектонических элементах Земной коры. Это можно объяснить только геохимической специализацией магматического плюма, ибо имеющийся материал показывает, что роль субстрата (фундамента) или вмещающих пород в преобладании того или иного главного рудообразующего металла, равно как и концентрации промышленных примесей благородных и редких металлов никакой роли не играют.

Литература

1. Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 586–648.
2. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 289 с.
3. Геология Азербайджана. Т. VI. Полезные ископаемые, Баку: Нафта-Пресс, 2003. 576 с.

Э.Б. Наливкина¹

Эволюция эндогенной минерагении основных типов тектонических структур раннедокембрийской земной коры

1. Изначальная неоднородность строения Земли и цикличность развития земной коры определили особенности эволюции раннедокембрийской земной коры.

Опираясь на концепцию эволюции раннедокембрийской земной коры о «единстве и борьбе» стадий океанизации (преобладание мафического магматизма и изохимического метаморфизма) и континентализации (преобладание салического магматизма и аллохимического метаморфизма), удалось проследить эволюцию тектонических структур. Она прослежена во взаимосвязи с эволюцией магматизма, метаморфизма, глубинного

¹ Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

строения, эндогенной минерагении во времени от 3,7–3,5 до 1 млрд лет. В процессе их образования выделены стадии: океаническая, континентальная (AR_1); океанизации континентальной земной коры, кратонизации (AR_2 - PR_1); рифтогенеза, регенерации кратонов (PR_1^2) (таблица).

2. Образования двух первых стадий слагают древнейшие в геологической истории земной коры мозаичные тектонические структуры. В них породы преимущественно мафитового состава примитивной офиолитовой ассоциации и других сохранились в виде фрагментов «пятен» в полях развития последующих гранитоидных формаций.

Образования двух вторых стадий формируют первые в истории развития земной коры поясовые тектонические структуры, структуры будинажа в масштабах подвижных областей или так называемые гранитно-зеленокаменные структуры. В них породы протоофиолитовой ассоциации слагают протяженные, прерывистые пояса, разделенные полями развития гранитоидных формаций стадии кратонизации.

Образования двух третьих стадий представляют поясово-блоковые тектонические структуры. В них развиты формации в основном мафитового состава, разделенные тектоническими блоками, в которых представлены гранитоидные формации стадий континентальной и кратонизации в различных соотношениях плюс новообразованные формации гранитоидов стадии регенерации кратонов.

3. Каждая из стадий несет свою эндогенную минерагению (см. таблицу), связанную с образованием формаций стадий океанизации и континентализации основных типов тектонических структур, контролирующего распределение оруденения.

В мозаичной тектонической структуре оруденение рассеяно. Рудные элементы связаны в силикатах или акцессорных минералах и не образуют крупных локальных концентраций. Исключением является оруденение железа. При региональной гранитизации древнейших мафитов выделяется магнетит. Магнетит образует обособления по границам участков мафитов и гранитоидов. Обособления магнетита определяют мозаичный характер аномального магнитного поля над областями развития мозаичной структуры. Это первое в истории развития земной коры железооруденение определяет прогнозируемую магнетитовую зону по границе «гранитного» и «базальтового» слоев в глубинном разрезе раннекембрийской земной коры.

Поясовая структура контролирует появление первых в истории развития земной коры рудных поясов. Они объединяют оруденение различных генетических типов, причем к мафической составляющей поясов стадий океанизации тяготеет оруденение фемафильных элементов, а к салической составляющей стадий континентализации – оруденение литофильных элементов. Например, крупнейшие рудные пояса железооруденения, сложенные железистыми кварцитами, (второе крупное железооруденение в развитии земной коры); пояса уранового оруденения (первое крупное урановое оруденение в развитии земной коры).

Таблица 1. Магматические и ультрамафические формации в схеме развития земной коры в раннем докембри

Возраст	Тектоническая структура	Стадии тектонического развития (океанизации, континентализации)	Магматические и ультрамафические формации		Метаморфизм – метасоматизм	Оруденение. Главные элементы	Слой земной коры
			стадии океанизации	стадии континентализации			
1	2	3	4	5	6	7	8
1,6–1 млрд лет	Платформенная	7. Стабилизация кратонов					Преимущественно осадочный слой
2–, 6 млрд. лет	Субплатформенная поясово-блоковая	6. Регенерация кратонов	Габбро-анортозитовая	Риолитовая, трахилипаритовая, граносиенитов и нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов, гранитов рапакиви, гранодиорит-гранитовая	Метасоматизм вдоль линейных зон разломов и приконтактных частей тел гранитоидов	TR, U, Th, Sn, Mo, W, Li, Be, Zr, Au, F, P	Локальное усложнение «гранитного» слоя
		5. Рифтогенез					

1	2	3	4	5	6	7	8
			Кимберлитовая Щелочных габброидов, перидотит-пироксенит-норитовая, габбро-верлитовая, пикрит-базальтовая, трахиандезит-базальтовая		Прогрессивный региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой, пренит-пумпелитовой, фации; сопряженный с ним регрессивный метаморфизм более древних образований	Fe, Ti, Al, Cu, Ni, Co, Cr, V, Pt, Au, Ag, Zn, Pb, Mn, Nb, Ta, C, U, Y, Sb	Линзовидно-поясовое неполное разрушение «гранитного» слоя
2, 6-2 млрд лет	Протогеосинклинально-складчатая, Поясовая, Гранитно-зеленокаменных областей	4. Кратонизация		Гранитов и лейкократовых гранитов, мигматит-гранитовая, мигматит-плагногранитовая	Региональная гранитизация в условиях близких амфиболитовой фации	TR, U, Th, Au, Mo, Li, Be, Zr	Наращивание и усложнение «гранитного» слоя

1	2	3	4	5	6	7	8
	Протогеосинклинально-складчатая, Поясовая, Гранитно-зеленокаменных областей	3. Океанизация континентальной коры	Анортозит-габбровая Протоофиолитовая ассоциация: базальтовая формация, базальт-риолитовая, дунит-гарцбургитовая, дунит-пироксенит-габбровая		Прогрессивный региональный метаморфизм в амфиболитовой, зеленосланцевой фации. Сопряженный с ним регрессивный метаморфизм более древних образований	Fe, Ti, Al, Fe, Mn, Cu, Ni, Co, Cr, Pt, Zn, Pb, Ag, Au	Поясовое разрушение «гранитного» слоя, усложнение «базальтового» слоя
3, 7, 3, 5 – 2,6 млрд лет	Пангеосинклинально-складчатая, Мозанчанная	2. Континентальная	Гнейсо-мигматит-гранитовая, гнейсо-мигматит-плагио-гранитовая, гранат-кордиеритовых мигматит-гранитов, чарнокитовая		Региональная гранитизация в условиях амфиболитовой и близких гранулитовой фаций	Fe, Ti, Th, U	«Гранитный» слой
		1. Океаническая	Анортозитовая Базальт-андезитовая формация, примитивная офиолитовая ассоциация		Прогрессивный региональный метаморфизм в условиях гранулитовой и близких ей фаций	Fe, Ti, Al, Fe, Ti, Ni, Co, Cr, Au, Pt Рассеяны	Магнетитовая зона. «Базальтовый» слой

Поясово-блоковая структура определяет поясовое распределение рудных поясов (вторые в истории развития земной коры рудные пояса) и рудных узлов в «окнах» сочленения тектонических блоков. Появилось первое крупное сульфидное медно-никелевое оруденение, первые алмазы в кимберлитовой формации.

4. Эволюция эндогенной минерализации тектонических структур раннедокембрийской земной коры протекает путем усложнения состава оруденения и его локализации – от рассеянного распределения к поясовому и поясово-узловому. Главная масса оруденения тяготеет к границам стадий океанизации и континентализации развития земной коры во времени, краевым частям тектонических блоков и «окнам» их сочленения в пространстве.

Эволюция эндогенной минерализации тектонических структур раннедокембрийской земной коры стадий океанизации и континентализации представляет собой филогенетические ряды, в поздних членах которых проявлено оруденение предыдущих стадий.

А.И. Некрасов¹, А.В. Костин²

Золото-серебряное оруденение как индикатор геодинамического развития восточной окраины Сибирского кратона

В данной работе под восточной окраиной Сибирского кратона (континента) понимается серия фанерозойских складчатых систем или поясов (Сетте-Дабанского, Верхоянского, Яно-Охотского) Верхояно-Колымской складчатой области. Фундамент Сибирской платформы плавно погружается на восток под эти сооружения до глубин 11–15 км. На востоке складчатые системы плавно огибают субизометричную структуру Колымской петли, происхождение которой дискуссионно. По геофизическим данным, в фундаменте складчатых структур фиксируются кратонные блоки, аналогичные таковым в фундаменте платформы. Участками такие блоки выведены на поверхность или залегают на небольших глубинах (0,5–1,0 км) – Охотский, Хромский, Шеломский массивы и др. Такие блоки, как установлено геологическими и геофизическими наблюдениями имеют Ar возраст и разделяются PR₁ подвижными поясами. Другими словами, структура фундамента погруженной, восточной части Сибирского кратона принципиально не отличается от структуры ее поднятой западной части (собственно Сибирской платформы). Однако в

¹ Государственное унитарное горно-геологическое предприятие (ГУГГП) «Янгеология», Батагай, Республика Саха (Якутия), Россия

² Институт геологии алмаза и благородных металлов ЯФ СО РАН, Якутск, Республика Саха (Якутия), Россия

пределах складчатой области архейские блоки имеют гораздо менее плотную упаковку, чем в фундаменте платформы. Все складчатые системы восточного обрамления платформы характеризуются развитием простых открытых складок с участками полого-волнистого залегания пород, развитием слепых надвиговых дуплексов. Альпинотипная складчатость развита весьма локально и прерывисто, участками, и только вдоль зон региональных разломов. Фактически, мы имеем дело со складчатым чехлом древней платформы, что подтверждается и почти полной амагматичностью складчатых систем (магматиты представлены дайками пестрого состава, единичными субвулканами и крайне редкими гранитоидными интрузиями).

Общезвестно, что благородные металлы имеют глубинное, мантийное происхождение. Но если аномальные концентрации (месторождения) Au генерировались преимущественно в докембрии (наиболее крупные объекты и около 90% запасов), то для Ag подобным периодом времени стал фанерозой. Это безусловно связано с общей направленностью эволюции Земли и опосредованно – с постепенным изменением геодинамики литосферы и мантии. Au в гораздо большей мере, чем Ag обладает сродством к железу, что наглядно демонстрируют результаты изучения ахондритов всех классов. На ранних стадиях развития Земли Au должно было концентрироваться соответственно в ядре и нижней мантии и могло поставляться в нижние горизонты формирующейся коры только в условиях ее тонкостенности и фрагментированности. Серебро же, обладая гораздо меньшей благородностью, на ранних стадиях развития литосферы рассеивалось в качестве примесей в древних рудно-магматических системах. Условия для его концентрации сложились лишь с появлением хрупкой полнопрофильной литосферы двух типов: континентальной и океанской. В зоне их взаимодействия создавались условия для функционирования рудно-флюидно-магматических систем, обогащенных серебром.

Только учитывая вышеизложенное, можно сделать некие общие выводы о докембрийской геодинамике рассматриваемого региона, т.к. породы этого возраста практически недоступны для прямых геологических наблюдений. Следует отметить тот факт, что золотое оруденение во всем мире не характерно для фанерозойских терригенных и преимущественно амагматических складчатых поясов. На восточной окраине Сибири, тем не менее, такое оруденение является профилирующим. Вполне вероятно, что источником Au являлись докембрийские толщи фундамента кратона. Отсюда следуют два важных вывода: 1) восточная окраина Сибири в позднем докембрии и раннем палеозое развивалась в спокойном тектоническом режиме карбонатной платформы, т.к. первые признаки золоторудной минерализации фиксируются в средне-позднепалеозойское время в статиформных полиметаллических месторождениях; 2) по постепенной смене в восточном направлении от окраины платформы благороднометалльного оруденения оловянным (ко-

ровым) мы можем очертить границы распространения на восток тектонически слабо переработанного докембрийского фундамента и, соответственно, наметить область регенерированной консолидированной коры (водораздельная часть бассейнов рр. Яны –Индигирки – Черско-Полоусненская покровно-складчатая система).

Наиболее ранние отложения складчатого чехла восточного обрамления платформы, доступные непосредственному наблюдению, – среднепалеозойские. Данный металлогенический этап соответствует геодинамической обстановке внутриконтинентального рифта. В течение этого этапа образовались месторождения меди и полиметаллов в Северном и Южном Верхоянье, рассматриваемые в качестве базовой формации для образования регенерированных месторождений серебра и золота. Месторождения приурочены к вулканогенно-осадочным формациям среднего-верхнего девона и нижнего карбона и формировались в условиях длительного растяжения и опускания тектонических блоков. В Южном Верхоянье выделяется Сетте-Дабанская рудная зона, включающая несколько перспективных разобренных площадей с меденосным формационным комплексом [1]. Медное оруденение включают пестроцветные песчаники, туфопесчаники, туффиты и туфы. Нередко медная минерализация приурочена к приконтактовым частям базальтовых покровов, встречается внутри самих покровов и во вмещающих их осадочно-пирокластических породах. Рудные тела содержат вкрапленную, реже прожилковую минерализацию, представленную халькозином, борнитом, ковеллином, купритом, малахитом и самородной медью [1, 2]. Отмечается [3] вулканогенно-осадочная природа медистых песчаников и вулканогенно-гидротермальная – медистых базальтов. В пластовых и линзовидных телах фиксируется повышенная золотоносность и устойчиво высокая сереброносность (от 6 до 400г/т) руд.

Позднепалеозойский–раннемезозойский металлогенический этап соответствует геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины и охватывает промежуток времени от $S_{2,3}$ до J_2 включительно. Для этого периода в отложениях терригенного верхоянского комплекса реконструируются авандельтовые конуса, внутренний и внешний шельф, континентальный склон и сложно сочетающиеся фации конусов выноса у подножия склона [4]. На границах разнофациальных зон (шельф–склон и склон–подножие) проявились мощные региональные зоны сквозной проницаемости коры северо-западного простириания (параллельно краю платформы и фронту будущей складчатости), наследующие PZ_2 рифтовые системы. В центральной части Верхоянского палеобассейна были проявлены разрывы северо-восточного простириания – продолжение PZ_2 Вилуйской рифтовой системы. В узлах сочленения этих разрывных систем активно проявлялась деятельность пульсирующих подводных гидротерм. Целый ряд горизонтов пород Верхоянского комплекса обогащен относительно регионального фона Au (0,005–1,12 г/т), Ag (2–22г/т), Zn, Pb, Cu, Mo, Co, Ni и др. В аутигенных пирите и

монаците (куларите) также фиксируются аномальные содержания Ag. В этот период не были сформированы рудные постройки, подобные таковым колчеданных месторождений, однако прошел необходимый этап рудной подготовки вмещающих толщ. Вынос с гидротермами Au и Ag свидетельствует о глубоких расколах земной коры и начале деструкции ее консолидированной части. Au могло также заимствоваться из пород фундамента (на что указывают смешанные корово-мантийные характеристики изотопов свинца из Ag и Au-Ag месторождений [5]), а серебро, наряду с мантийными источниками, могло поступать из вулканогенно-осадочных горизонтов PZ₂, вмещающих стратиформные медно-полиметаллические месторождения. PZ₃-MZ₁, следовательно, характеризуется условиями растяжения земной коры, в результате которого была сформирована сложная система периконтинентальных прогибов, заполнявшихся породами будущих Верхояно-Колымских мезозонд.

Позднемезозойский металлогенический этап (J₃-K₂) соответствует коллизионной геодинамической обстановке и характеризуется сменой режима растяжения на режим сжатия. Кроме мелких проявлений, генетически связанных с магматитами (дайками, субвулканами и штоками гранитоидов), были сформированы крупные регенирированные месторождения: Нежданинское (Au-Ag) [2], Аркачанское и Чочимбальское (Au-Cu) и др., приуроченные к сопряженным трещинам склола и отрыва, которые образовались во фронтальной зоне складчатости. Наличие этапа прерудной подготовки привело к образованию целой серии стратифицированных Au-Ag, Ag и Ag-Pb месторождений (Кысылтасское, Мангазейское и др.). Стратиграфические уровни развития оруденения четко соответствуют горизонтам, обогащенным рудными компонентами в период осадконакопления, при этом сами руды имеют гидротермальный генезис и смешанные корово-мантийные изотопные характеристики.

Структуры складчатых систем восточной окраины Сибирской платформы имеют различный возраст. Наиболее древними [6] являются деформационные структуры Южно-Верхоянского сектора. Они датируются возрастом 150 млн лет, что соответствует ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрасту некоторых интрузивных фаций, прорывающих складчатые структуры. Образование Главного батолитового пояса Черско-Полоусненской системы с преобладающими плутонами гранодиорит-гранитного состава происходило в диапазоне 143-138 млн. лет. Поперечные пояса гранитоидов датируются в интервале 132-124 млн лет [7]. Складчатые структуры Западно-Верхоянского сектора Верхоянской складчато-надвиговой системы образовались во временном диапазоне от 150-134 до 132-98 млн лет [7]. Омоложение структур происходит с востока на запад. В этом же направлении с конца поздней юры формировалась складчатость, которая продвигалась в сторону Сибирской платформы.

Анализируя приведенные данные применительно к модельным свинцовым возрастам серебряных месторождений Западного Верхоянья

[3] становится понятно, что последние образовывались в интервале до складчатости или во время складчатости (таблица).

Месторождение	Интервал свинцовых датировок, млн лет	
	от	до
Чочимбальское	183	156
Безымянное	201	151
Нижнеэндыбальское	174	129
Порфиоровое	164	126
Мангазейское	163	138
Мухалканское	158	119

Таким образом, золото-серебряное оруденение имеет синколлизионный возраст и полигенную природу, что отражает многоэтапность геодинамической эволюции региона.

Литература

1. Костин А.В. //Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62–67.
2. Соболев А.Е. Условия формирования и закономерности размещения медного оруденения Сетте-Дабана. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук.М. 1985. 19 с.
3. Кутырев Э.И., Соболев А.Е., Исправников А.В. и др. Медистые песчаники и медистые базальты Сетте-Дабанского региона. В кн.: Стратиформное оруденение Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. С. 74–87.
4. Некрасов А.И. Покровно-складчатая структура Западного Верхоянья. В кн.: Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. Материалы совещания. М.: МГГА. 2000. С. 38–40.
5. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. Якутск: Изд-во СО РАН, 1997. 155 с.
6. Прокотьев А.В., Дейкуненко А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов. В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.:Наука., 2001. С. 156–198.
7. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L.M. et al. // Geology. 2001. V. 29. P. 167–170.

В.В. Низовцев¹, В.А. Кривицкий²

Парадигмально-физические аспекты проблем глобальной тектоники

Современное концептуальное состояние физики Земли нельзя назвать простым. Ведущие отечественные тектонисты утверждают, что геодинамика находится на перепутье [1–2], ибо тектоника плит исчерпала свой прогностический потенциал, а её постулаты противоречат реальности: латеральная гетерогенность мантии и «корни» континентов несовместимы с

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Международный университет «Дубна», Москва Россия

конвекцией ячеистого типа [3]. Однако патриарх теоретической геологии В.Е.Хаин [4] утверждает, что на глобальном уровне мобилистским представлениям тектоники плит альтернатив не существует.

В любом случае тектонисты стоят перед необходимостью поиска ответов на вопросы об источнике энергии и первичных движущих силах в каждом конкретном случае магматизма или орогенеза. Без системного решения этих двух проблем существенный прогресс в геодинамике невозможен. Начнём наше рассмотрение со второй из них.

В последнее время всё чаще отмечают важную роль ротационного фактора в геодинамике [2–4]. При этом если пояса растяжения (Атлантический) и сжатия (Тихоокеанский) можно связать со смещением оси вращения Земли [5], то трансформные разломы широтного простирания следует отнести на счёт постоянно действующего в системе отсчёта покоящейся Земли сдвигового ротационного силового поля с нелинейным радиальным профилем. Очевидно, разломы иной ориентации (например, на дне Индийского океана) соответствуют иным положениям оси вращения. Других глобальных вращающих полей на Земле не заметно, поэтому уместно связать с ним и само вращение Земли, приобретающее, таким образом, вынужденный характер. Данное поле давления обнаруживается также в гидро- и атмосфере. Так, атмосферы всех планет демонстрируют опережающую, то есть вынужденную и также дифференциальную циркуляцию в прямом направлении. Наконец, не следует ли связывать с этим силовым полем и дрейфовое обращение спутников? Дрейфовая природа обращения планет описана ранее в работе [6]. По мнению В.Н.Шолпо [2], подобные вихревые подходы обладают привлекательностью, легко, однако, заметить, что они выводят нас за пределы современной астрофизической парадигмы и возвращают к эфиродинамической парадигме XIX в. Итак, Земля понуждаема к вращению эфирным приводом.

Обратимся к генезису данного вихревого поля. Общеизвестен разброс в ориентациях осей вращения планет, свидетельствующий об изменении их положения. На Земле эти изменения обнаруживаются по размещению типов литогенеза, описанных Н.М.Страховым для фанерозоя. Тем более удивительной представляется примерная изоротация небесных тел: при разнице масс в 12 порядков разброс периодов вращения составляет не более порядка [7]. Изоротация означает постоянство массовой плотности углового момента для тел разной природы. Поэтому естественно связать генезис вихря, вращающего небесное тело, с элементогенезом, происходящим *in situ*, а его эволюцию – с тектонохимической эволюцией материала, слагающего тело. Поясним сказанное. Данные тектонического, геохимического и петрологического характера приводят к заключению, что генезис ядер химических элементов на планетах происходит в протопланетных порциях магмы, сброшенных Солнцем на некотором этапе своей эволюции [8]. Генезис вещества и образование первичной коры на ранней планете сопровожда-

лись появлением вихревых течений в эфирной среде, пропитывающей планету. Причина в следующем. Согласно теореме Гельмгольца о сохранении завихренности, вихри формируются в паре, обладающей нулевой завихренностью. Выделение из магматического континуума атомов (вихревых частиц, по Кельвину) слагающих вещество, сопровождается одновременным формированием поблизости компенсационного течения с завихренностью противоположного направления. Иными словами, атомы химических элементов порождаются вращающимися как целое. Компенсационные течения диффундируют наружу и оформляются в виде автономного планетного вихря. Подобные вихри с короткой осью Х.К.Мюффа называются вортонами.

На рисунке представлен предположительный профиль вихря в случае Земли. Отметим, что в глубине планеты эфирный ветер имеет обратное направление. Эта составляющая течений (по смыслу – векторный потенциал магнитного поля) и ответственна за геомагнетизм. Подтверждается мнение А.Шустера (1912) о несовместимости геомагнетизма с наличием токов, текущих внутри Земли. Кельвину принадлежат (ныне забытые) убедительные доказательства нетоковой природы магнитного поля.

Петрохимические данные свидетельствуют о тектоно-химической эволюции элементов в направлении снижения атомных весов [8]. Это должно приводить к увеличению радиуса Земли и непостоянству её углового момента (последнее подтверждается нарушением правила $g/\omega = \text{const}$ [9]). Однако в рамках стандартной физической парадигмы невозможно указать источник энергии, необходимой для данных взаимосвязанных процессов. За неимением места, ограничимся следующим замечанием. Микрочастицы представляют собой когерентные структуры, построенные из вихревых модулей турбулентного эфира размерами порядка 10^{-15} м. Фиксированный уровень внутренней энергии каждой частицы поддерживается посредством диссипативного процесса в финале прямого каскада распада вихрей, начиная с вихрей метагалактических масштабов (гипотеза В.Нернста). Таким образом, каждая частица вещества является местом превращения кинетической энергии вихревых течений в тепло.

Науки о Земле составляют значительную и самую динамичную составляющую современного естествознания. Не исключено, что очередные парадигмальные изменения фундаментальной науки могут быть инициированы физикой Земли. Вытекающие из всей совокупности экспериментальных данных петрохимии, тектоники и геофизики выводы об элементогенезе, дрейфовом характере ротации и тектонизма планеты и эфиродинамической природе геомагнетизма ставят фундаментальную физику перед необходимостью пересмотра положений о «вечности» атомов, аккреционном генезисе солнечной системы и токовой природе магнитного поля. Иными словами, фундаментальную науку XXI в. придётся строить, начиная с физики Земли.

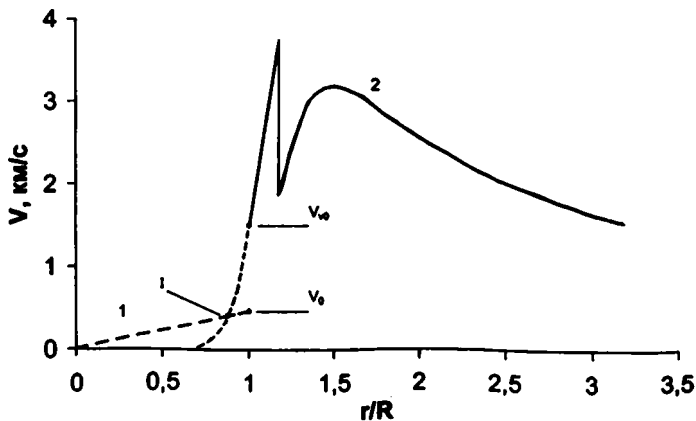


Рис. Кинетическая структура вихревого привода в экваториальном сечении
 1 – твердотельное вращение Земли как твердого тела; 2 – профиль течения эфирного привода; V_0 – скорость поверхности на экваторе; V_{00} – скорость течения на поверхности; I – точка инверсии течения в земной коре

Литература

1. Пуцаровский Ю.М. Новые веяния в тектонике // Геотектоника. 1997. № 4. С. 62–68.
2. Шолто В.Н. Размышления о нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 6. С. 29–37.
3. Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная гипотеза глобальной геотектоники // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Мат-лы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск. 10–13 февр. 2004 г. Н. Изд-во СО РАН. 2004. Т.2. С. 66–69.
4. Хаин В.Е. Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38–42.
5. Авсюк Ю.Н., Афанасьева Л.В. Астрономическая информация в геодинамических построениях // Проблемы эволюции тектоносферы. М. ОИФЗ РАН. 1997. С. 402–412.
6. Низовцев В.В., Панченко О.В. Гидромеханическая модель солнечной системы // Геоинформатика. 2003. № 4. С. 54–58.
7. Tedesco E.F., Zappalá V. Rotational properties of asteroids: correlations and selection effects // Icarus. 1980. V. 43. P. 33–50.
8. Кривицкий В.А. Трансмутация химических элементов в эволюции Земли. М. МПГУ. 2003. 204 с.
9. Кропоткин П.Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В.А.Обручева и мобилизм // Проблемы расширения и пульсаций Земли. М. Наука. 1984. С. 24–33.

Геометрические симметрии тектонического плана Земли, данные глобальной сейсмотомографии мантии и их значение для моделей глобальной тектоники

На современный момент в рамках парадигмы тектоники плит исследователями предложено несколько различающихся моделей мантийной конвекции и, соответственно, глобальной тектоники. Каждая из этих моделей подтверждена численными модельными расчетами. При выборе той из моделей, которая наиболее приближена к действительности, многое может дать наблюдение различных симметричных закономерностей в строении главных тектонических элементов Земли.

Геометрические симметрии в современном расположении континентальных масс

Исследователями Земли достаточно давно были подмечены некоторые факты геометрической симметрии строения различных тектонических элементов Земли. Ниже мы приводим несколько примеров таких геометрических закономерностей.

Одна из таких симметрий хорошо проявлена при «взгляде» на современную Землю с южного полюса: расположение срединно-океанических хребтов относительно Южного полюса обладает высокой степенью симметрии (если включить в их число пояс задуговых бассейнов юго-западной окраины Тихого океана): субмеридионально расположенные хребты ориентированы друг относительно друга под углом 90 градусов. Вероятно, в рамках именно этой «закономерности» срединно-океанический хребет в Тихом океане располагается не в его центре, а аномально прослеживается вдоль восточного края океана.

Второй пример – расположение зон субдукции в глобальном плане. На Земле имеются две основных зоны субдукции: одна вокруг Тихого океана, а вторая – вдоль пояса Тетис; каждая из этих зон, при этом, расположена вдоль дуги большого круга, а сами эти круги пересекаются друг с другом под прямым углом. Аналогичная ситуация, видимо, имела место и в геологическом прошлом. В настоящее время наиболее корректные реконструкции мы имеем для позднепалеозойской Пангеи. В реконструкциях практически всех авторов ее центр показан на экваторе. Пангея околтуривалась кольцом зон субдукции и частично рассекалась океаном Тетис, субдукционная система которого также была ортогональной «Циркум-Пангейской» субдукционной системе.

Приведенные примеры симметрии имеют глобальный характер и должны найти свое объяснение в рамках модели глобальной тектоники.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Одним из наиболее важных критериев при выборе такой модели является ее соответствие данным глобальной сейсмотомографии мантии.

Сейсмотомография и тектоника плит

Бурное развитие сейсмотомографии в последние годы дало исследователям инструмент, позволяющий заглянуть в недра нашей планеты. Ниже сформулированы основные «сейсмотомографические» наблюдения, позволяющие наложить ограничения на модели мантийной конвекции.

1. Отрицательные скоростные аномалии под срединно-океаническими хребтами наблюдаются только в самых верхах мантии; ни в нижней части верхней мантии, ни в нижней мантии срединные хребты никак не выражены. Это дает основания сделать вывод о том, что срединно-океанические хребты не связаны (выражают каких-либо особенностей) с общемантийной конвекцией, а являются скорее пассивными структурами верхней мантии (это же подтверждается и тем фактом, что срединные хребты движутся друг относительно друга).

2. Положительные скоростные аномалии под зонами субдукции хорошо проявлены практически везде; изучение конфигурация этих аномалий, интерпретируемых как погружающиеся в мантию участки литосферных плит (слэбы), может дать нам много информации о геодинамике нисходящих потоков.

3. Высокоскоростные аномалии в нижней мантии, интерпретируемые как скопления субдуцированного материала, локализованы практически в тех же областях, что и субдуцирующие сейчас слэбы, что дает основание предположить «заякоренность» процесса субдукции (т.е. приуроченность нисходящих мантийных потоков к одним и тем же местам).

4. Нисходящие потоки приурочены к дугам двух больших кругов (условно: циркумтихоокеанского и альпийско-гималайского), взаимно ортогональных друг другу.

5. Большинство наиболее значимых нисходящих потоков (субдуцирующих слэбов) прослеживаются от поверхности и до ядра, проникая сквозь границу верхней и нижней мантии; лишь некоторые слэбы «застревают» на этой границе.

6. Крупномасштабные низкоскоростные аномалии, интерпретируемые как восходящие потоки мантийной конвекции, приурочены к областям современного «плюмового» магматизма (Африканский суперплюм, Исландский плюм и др.) и представляют собой скорее нечто похожее на «струи» нежели на «пластины»; к сожалению, точность сейсмотомографии позволяет различать лишь только достаточно крупные структуры, в настоящий момент сейсмотомография не может дать ответ о конфигурации (и даже просто о существовании) восходящих потоков под многими современными горячими точками.

7. Низкоскоростные аномалии под срединными хребтами могут быть объяснены растеканием «низкоскоростного материала», поступающего из нижней мантии в этих «струях».

Модель глобальной тектоники

Суммируя приведенные выше сейсмографические наблюдения, мы заключаем, что определяющую роль в мантийной конвекции на Земле играют нисходящие потоки, реализующиеся в виде субдуцирующих литосферных плит. Основные субдукционные системы «заякорены» в нижней мантии. Они делят Землю на 4 ячейки, в центре которых расположены крупные восходящие потоки, реализующиеся в виде «горячих струй». Горячий материал, поднимающийся в этих «струях», растекается в верхней мантии также не равномерно, а в виде локализованных потоков, направление которых определяется рельефом подошвы мантийных корней континентов и наличием реологически ослабленных участков мантии. В океанах, как правило, горячий материал растекается под срединно-океаническими хребтами (в случае достаточной близости хребта к области подъема). Под континентами направления растекания трассируются новообразованными рифтовыми зонами и областями платобазальтового магматизма. Кроме того, области «растекания» проявляются в виде крупномасштабных топографических сводов с характерной шириной более 1000 км и длиной от нескольких тысяч до десятков тысяч километров (Кенийско-Армянский пояс, Гавайский свод и др.).

Избыточное тепло отдается в срединно-океанических хребтах и рифтовых зонах континентов, служащих своеобразными теплоотводами или «форточками». Таким образом, суммарная длина срединных хребтов должна определяться средней температурой мантии. Многие исследователи показали, что в рамках возможной точности суммарная длина срединно-океанических хребтов, по крайней мере в фанерозое, была постоянной. Закон «постоянства длины хребтов» предполагает, что если одна система срединного хребта закрывается в ходе столкновения континентов, то возникает другая аналогичной длины. В случае повышения средней температуры мантии возникает тенденция к образованию новых хребтов. В случае уменьшения средней длины хребтов происходит «перегрев» мантии. Именно такая ситуация, видимо, имела место в моменты образования суперконтинентов типа Пангеи. При столкновении континентов сначала отмирают межконтинентальные спрединговые системы, затем – субдукционные. Отмирание спрединговых систем приводит к кратковременному перегреву мантии, что, в свою очередь, стимулирует быстрый подъем мантийных плюмов и возникновение новых срединных хребтов. Субдукционные системы в верхней мантии кинематически связаны с холодными зонами в нижней мантии (в них накачено субдуцированное вещество). Отрыв субдукционных систем от литосферы приводит к ускоренному погружению к поверхности ядра огромного количества холодного вещества. Это нарушает равновесие на границе ядра и мантии и обуславливает возникновение нового порядка в организации восходящих мантийных потоков и новой кинематики литосферных плит. Кроме того, пространственное расположение хребтов должно обеспечивать более или

менее равномерное охлаждение мантии. Этим, видимо, и объясняется равноудаленность хребтов друг от друга.

Нарушение симметрии и глобальные события

Значительный интерес представляют моменты перестроек, когда происходит кратковременное в геологическом масштабе нарушение симметрии. Один из главных типов перестроек – образование суперконтинента – был рассмотрен выше. Другой пример – перестройка субдукционной системы, когда происходит перескок субдуцирующей литосферной плиты с одной нисходящей ветви на другую.

Тектоника плит и суперплюмовые события

В фанерозое выделено два наиболее крупных суперплюмовых события, между которыми есть принципиальное отличие. Первое событие – пермо-триасовое Сибирское (проявилось в основном на континентах), а второе – раннемеловое событие Онтонг-Джава (проявилось в основном в Тихом океане). Эти события – отклонения от нормального ритма жизни Земли. Возможная причина Сибирского суперплюмового события – образование Пангеи и отрыв субдуцированного вещества от литосферы с его ускоренным «ударом» по поверхности ядра в совокупности с закрытием спрединговых межконтинентальных систем при образовании суперконтинента (закрытии тепловых «форточек» Земли). Вероятная причина суперплюмового события Онтонг-Джава с примерно одновременным подъемом под литосферы Тихого океана нескольких мантийных плюмов пока не ясна, но эта одновременность указывает на то, что был некий единый спусковой механизм (например, быстрое потепление мантии).

Выводы

1. В современном распределении главных тектонических структур Земли и в распределении горячего и холодного вещества в мантии имеются отчетливые симметричные закономерности. Если предположить, что их наличие в современной структуре Земли не есть результат случайного стечения обстоятельств, то необходимо предложить их объяснение в рамках моделей мантийной конвекции и глобальной тектоники. Кроме того, требование их соблюдения в геологическом прошлом может наложить существенное ограничение на палеореконструкции. Это обстоятельство должно учитываться при построении глобальных реконструкций.

2. Такие системы, как граница ядра и мантии, мантии и литосферных плиты с их зонами субдукции взаимосвязаны. Если что-то меняется в одном из компонентов системы, происходит глобальная перестройка всей системы. Из этого, например, следует, что изменение процессов на поверхности планеты (например, столкновение континентов) неизбежно приводит к изменению процессов в мантии и на границе ядра и мантии, и наоборот.

Динамика формирования кайнозойского орогена Большого Кавказа и сопряженных с ним краевых прогибов

Ороген Большого Кавказа является идеальным примером альпийской складчатой структуры, возникшей на месте глубоководного бассейна и сопряженной с двумя краевыми прогибами (Предкавказским и Закавказским). Нашей задачей является установление последовательности событий при образовании самого орогена и его краевых прогибов. Ороген Большого Кавказа, в традиционном понимании, прослеживается от Таманской до Апшеронской зон. Степень деформаций альпийского сжатия уменьшается к его восточным и западным окраинам. К северу от орогена находятся Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы и Ставропольское поднятие, а к югу – Туапсинский, Рионский и Куринский краевые прогибы (Рионский и Куринский бассейны рассматриваются и как межгорные впадины) и Дзирульское поднятие (массив).

Для восстановления кайнозойской истории Кавказского региона нами построен синтетический транскавказский трансект. Трансект пересекает как саму складчатую зону в районе Геленджика, так и сопряженные с ней краевые прогибы (Индоло-Кубанский и Туапсинский). В основу работы положен анализ имеющихся сейсмических профилей и других геофизических данных, полевые работы 2002–2004 годов в разных зонах Западного Кавказа и анализ опубликованных материалов.

Для «Геленджикского» трансекта получены следующие данные:

1. Быстрое погружение Туапсинского краевого прогиба началось на границе эоцена и олигоцена и продолжалось во время олигоцена–раннего миоцена (майкопа). Туапсинский прогиб возник в зоне эоценового шельфа и образован при его быстром олигоценовом погружении. В майкопе Туапсинский прогиб заполнялся турбидитовыми комплексами, олистостромами и глинами. Это был типичный синорогенный флишевый бассейн, при этом транспорт обломочных осадков и олистостромов шел с растущего орогена Большого Кавказа (вероятно, из зоны его современного метаморфического ядра). В Туапсинском бассейне отложения майкопа образуют призму осадков, постепенно сокращающуюся по мощности в сторону поднятия Шатского; максимальная толщина майкопа превышает 3–4 км. Послемайкопские отложения Туапсинского бассейна образуют региональный чехол, который также перекрывает поднятие Шатского и Восточно-Черноморскую впадину. Отложения Туапсинского прогиба деформированы в складки, в разной мере связанные с надвигами и осложненные глиняным диапиризмом; интенсивность складчатости возрастает в сторону Большого Кавказа. Складчатые деформации начались не позднее среднего миоцена и продолжают до современности. Фронт складча-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Кавказгеолсъемка, Ессентуки, Россия

тости мигрировал от орогена в сторону поднятия Шатского. Основная фаза надвигания Кавказского орогена на Туапсинский прогиб была до мэотиса (однако эта проблема пока корректно не решена).

2. Быстрое погружение Западно-Кубанского краевого прогиба (часть Индоло-Кубанского бассейна) к югу от Тимашевской ступени также имело место в олигоцене, при этом он заполнялся в основном глинами с горизонтами песчаников. К западу от линии трансекта в Азовском море вдоль северного борта Индоло-Кубанского прогиба четко выделяется комплекс майкопских клиноформ с транспортом материала на юг. Транспорт обломочного материала в Западно-Кубанский бассейн шел как с растущего Кавказского орогена, так и из области Восточно-Европейской платформы. Западно-Кубанский прогиб возник на месте эоценового шельфа. Начиная со среднего миоцена и далее, молассовые комплексы относительно равномерно перекрывают Предкавказскую область с некоторым максимумом в зоне Западно-Кубанского прогиба. При этом в них на нескольких уровнях в неогене известны клиноформные комплексы в основном в зоне Западно-Кубанского прогиба с транспортом материала как с орогена, так и с севера. Между Кавказским орогеном и зоной Западно-Кубанского прогиба проходит пояс сложных разрывных структур типа взбросов, по которым складчатое сооружение приподнято на несколько км. Главная фаза движений по этой разломной зоне проходила в неогене, но хронология события пока определенно не ясна.

3. В самой складчатой зоне Большого Кавказа отложения от келлевея до позднего эоцена образуют единый чехол глубоководного бассейна. Для него типичны отложения турбидитов в сочетании с разнообразными фоновыми глубоководными осадками (карбонатами, глинами, обломочными отложениями), т. е. до конца эоцена на месте Большого Кавказа был глубоководный трог (можно обсуждать вероятность доолигоценых деформаций сжатия в зоне этого трога, но это отдельная проблема). Майкоп в зоне трога Большого Кавказа представлен Агойским комплексом глубоководных глин в сочетании с потоками неокатаных обломочных пород с включениями блоков отложений палеоцена, эоцена, позднего мела и древнее (?). Эти отложения залегают непосредственно на глубоководных отложениях эоцена. Майкоп трога Большого Кавказа явно является комплексом глубоководных синорогенных отложений. В то же время, с раннего олигодена уже установлен транспорт обломочных осадков как на юг, так и на север от зоны Большого Кавказа. Поэтому в олигоцене, в более центральных зонах Большого Кавказа уже существовал приподнятый ороген, а к востоку и западу он трансформировался в зоны подводных инверсионных деформаций (но хронология этих процессов пока корректно не восстанавливается). В неогене зона Большого Кавказа испытывала сильное сжатие и складчато-надвиговые деформации. При этом ороген Большого Кавказа сплющивался и развивался асимметрично, его южный край надвигался на юг, а центральная часть и северный край выталкивались вверх.

Обсуждение и выводы. В поздней юре-эоцене на месте Большого Кавказа был глубоководный бассейн на утоненной континентальной коре. К северу и югу от трога располагались шельфовые зоны.

На границе эоцена и олигоцена устанавливается сильная фаза сжатия и деформаций. При этом произошло резкое углубление полосы Туапсинского бассейна. Кинематически такое углубление проходило при изгибе литосферы бывшего эоценового шельфа. Поэтому Туапсинский бассейн можно рассматривать как классический олигоценый флексурный (изгибовый) краевой прогиб с флишевым заполнением. Синхронно в олигоцене произошло резкое углубление полосы Индоло-Кубанского прогиба, также в зоне эоценового шельфа. Можно говорить о флексурном характере и этого олигоценового бассейна. В олигоцене-раннем миоцене (майкопе) имело место сильное сокращение ширины трога Большого Кавказа; при этом на его восточных и западных окончаниях сохранялись относительно глубоководные обстановки с накоплением синорогенных отложений с обломочными потоками, а в более центральной части росло и активно эродировалось поднятие. Начиная со среднего миоцена и далее, Туапсинский бассейн стал частью более обширного бассейна восточной части Черного моря; Индоло-Кубанский молассовый бассейн также расширился на север. Зона Большого Кавказа последовательно сокращалась по ширине и трансформировалась в горно-складчатое сооружение; при этом она стала основным источником обломочного материала для сопряженных краевых прогибов.

Туапсинский и Индоло-Кубанский краевые прогибы проходили две четко различающиеся стадии развития. Во время первой, в олигоцене-раннем миоцена (в майкопе), имела место фаза их быстрого некомпенсированного погружения в обстановке сильного сжатия, при этом величина погружения возрастала в сторону орогена, а сама зона орогена в подводном или надводном состоянии испытывала инверсию. Во время второй стадии, также в обстановке сжатия, ширина краевых прогибов резко увеличивалась, а ороген стал превращаться в горно-складчатое сооружение.

Пока нет однозначных представлений, как шаг за шагом шло формирование орогена Большого Кавказа из зоны глубоководного эоценового бассейна. Эта классическая проблема эпохи господства концепции геосклиналей для Кавказа пока не решена.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, программы «Университеты России» и НК ЮКОС.

Континентальные рифты (авлакогены) – наложенные структуры

Явления унаследованности, начиная примерно с середины XX века и поныне, привлекают внимание тектонистов. Несмотря на большое количество исследований, посвященных этому вопросу, до сих пор не создано стройной концепции проявления унаследованности, в том числе по отношению к внутриконтинентальным авлакогенам.

Подробный анализ явления унаследованности провел Р.Г. Гарецкий [2]. Вслед за Н.С.Шатским и А.В. Пейве он отмечает, что в рамках этой проблемы необходимо различать три стороны: 1) унаследованность тектонического плана, 2) унаследованность тектонических форм и 3) унаследованность тектонических движений. Только когда присутствуют все три указанных фактора, можно говорить об унаследованности более молодой структуры от более древней.

В предлагаемой работе предполагается рассмотреть несколько рифтовых структур и их соотношение со структурами основания, включающими кристаллический фундамент и фрагменты дорифтовых осадочных отложений. Для анализа выбраны кайнозойские рифты Байкальской рифтовой зоны и западной ветви Восточно-Африканской рифтовой системы, а также рифейский Среднерусский авлакоген Восточно-Европейской платформы.

В кристаллический фундамент Байкальской рифтовой зоны входят две области: с консолидацией коры к началу девона и к началу рифея. К первой относится Саяно-Становая складчатая область, второй принадлежит территория Сибирской платформы. Граница между этими крупнейшими тектоническими элементами является самой крупной структурой и, несомненно, оказывала влияние на все последующее развитие региона. В целом Байкальская рифтовая зона, конечно, приурочена к границе Сибирской платформы с первичной корой, сформированной к началу рифея, с областью коры, образовавшейся к началу девона, причем концы рифтовой зоны заходят внутрь как той, так и другой области. Комплексы-показатели становления земной коры более поздних этапов не прослеживаются на площади рифтовой зоны.

В районе реки Большой Голоустной (северное побережье Байкала) на фундаменте Сибирской платформы трансгрессивно залегает рифейский комплекс, относимый к чехлу. На отдельных участках граница Сибирской платформы проходит строго под разломными ограничениями Байкальской впадины.

Структуры докембрийского фундамента на большей части территории рифтовой зоны имеют северо-восточное простирание. На юго-

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологических наук НАН Беларуси, Минск, Белоруссия

западном фланге простирается слюдянского комплекса северо-западное (саянское). Южнее главные разломы докембрийского фундамента протягиваются на большие расстояния в северо-восточном направлении.

Мезозойские отложения распространены в непосредственной близости к кайнозойским впадинам в единичных случаях. Наиболее широкие их выходы известны в районе дельты р. Селенги и на противоположном берегу оз. Байкал к востоку от истока р. Ангары. Здесь развиты юрские конгломераты, перекрытые (только в Селенгинском районе) меловыми терригенными породами. В районе пос. Большие Коты выявлен довольно крупный надвиг с амплитудой до 20–30 км. Здесь породы докембрия надвинуты на юрские конгломераты. Возможным продолжением этого надвига является сходная структура в Селенгинском районе на восточном берегу Байкала (Татауровский надвиг).

По данным геофизики [7 и др.], в южной части оз. Байкал прослеживается узкая зона с увеличенной мощностью докайнозойских осадков, предположительно юрско-мелового возраста. Эта зона протягивается от пос. Большие Коты до Татауровского надвига, представляет собой структуру типа грабена и ориентирована с юго-запада на северо-восток, т.е. расположена вкрест простираения кайнозойской Южно-Байкальской впадины.

Таким образом, все данные по вертикальным соотношениям докайнозойского основания и кайнозойских отложений свидетельствуют о существовании перед заложением впадин поднятия. Таким образом, notable смена восходящих тектонических движений на нисходящие.

Кайнозойские грабены Танганьика, Руква, Малави и другие, входящие в западную ветвь, расположены на докембрийском кристаллическом фундаменте, лишь на небольших участках перекрытом осадочными платформенными отложениями.

Все три рифта имеют северо-западное простираение и расположены вкрест простираения докембрийских структур. Это видно, прежде всего, по торцовому примыканию древних тектонических элементов к ограничениям рифтов. Например, южная граница Кибарид пересекает под углом северную часть рифта Танганьика. Также под углом к рифту расположены складки и разломы, образующие внутреннюю структуру Кибарид. Южная часть Танганьики врезается в центральную часть блока Бангвеулу, а складки последнего перпендикулярно подходят к границам рифта.

По первому впечатлению рифт Руква наследует зону Убенде. Однако внутренние блоки зоны Убенде: Ваколе, Катума, Лупа, Уфипа и другие располагаются под углом к простираению рифта. В некоторых случаях древние блоки ограничены разломами рифтового простираения, но это разломы, возникшие в кайнозое. А вот разлом, ограничивающий зону Убенде с юго-запада, при продолжении на север пересекает поперек рифт Танганьика. Более мелкие разломы ведут себя так же. Например, один из разломов зоны Убенде отделяет блок п-ова Махали от блока (не зоны) Убенде и вроде бы служит на небольшом протяжении границей

рифта. Однако это не так. Это древний разлом, который практически не выражен в рельефе и представлен узкой, до 0.5 км, полосой бластомилонитов. Никаких следов кайнозойской активизации, которая характерна для разломов, ограничивающих кайнозойские рифты, здесь нет.

Несогласно на структурах кристаллического фундамента лежит рифт Малави. Северная часть рифта расположена в пределах зоны Убенде, а южная – в зоне кибарской консолидации. Оси складок в последней перпендикулярны по отношению к простиранию рифта. Очень характерным является соотношение кайнозойского рифта Малави и грабена Рухуху, выполненного отложениями серии Кару. Грабен Рухуху имеет северо-восточное простирание, а рифт Малави в месте их сочленения – северное. Предполагается, по данным геофизики, продолжение грабена Рухуху под водами и кайнозойскими осадками Малави до противоположного берега.

Геологические и геофизические особенности района грабена Руква дают возможность оценить соотношение кайнозойских отложений грабена и докайнозойского основания [5,8]. Поскольку о других рифтовых зонах материалов недостаточно, рассмотрим этот район подробнее.

В разрезе грабена Руква выделяется несколько структурно-формационных комплексов. Фундамент сложен метаморфизованными кристаллическими образованиями докембрия, выходящими на поверхность за бортовыми разломами. Породы фундамента перекрыты отложениями супергруппы Кару (верхний карбон–триас), представленными преимущественно красноцветными терригенными породами. Выше на отдельных участках распространены мезозойские отложения озерного генезиса. Заканчивается разрез мощной толщей кайнозойских образований, собственно и выполняющих грабен.

Накопление осадочных комплексов на территории грабена Руква началось в позднекаменноугольное время. Это были гляциальные образования, которые свидетельствуют об уровне поверхности, близкой к нулю или выше. Затем началось погружение, компенсировавшееся осадками. В течение перми–триаса накопилось несколько километров отложений. Скорее всего, площадь накопления была шире современного распространения пород супергруппы Кару. В конце казанского времени по линии, примерно отвечающей современному западному борту грабена, произошло поднятие территории. В результате были изогнуты ранее накопившиеся слои, приобретшие падение в разные стороны от оси поднятия. На западе осадконакопление прекратилось, а на востоке, в наиболее прогнутой части, возможно, продолжалось до скифско-анзийского времени. В результате поднятия в осевой части грабена произошла эрозия отложений, что свидетельствует о выводе их на дневную поверхность. Минимально было размыто более одного километра отложений супергруппы Кару. К началу юрского времени, скорее всего, была приподнята вся территория грабена Руква. Высокое стояние продолжалось до конца мезозоя.

Собственно грабен Руква заложился в миоцене. По крупным разломам Уфипа и Лупа произошло опускание, причем амплитуда восточного сброса Лупа была больше. Миоценовые отложения захоронили эрозионную поверхность, которая в западной части выражена резко (угловое и стратиграфическое несогласие), а на востоке имеет характер скрытого несогласия (стратиграфический перерыв при субпараллельных слоях).

Таким образом, несомненно, образованию кайнозойского грабена Руква предшествовало поднятие территории, и сам грабен не является унаследованной структурой от более ранних форм субплатформенного этапа развития территории.

О строении фундамента в районах синеклиз, особенно Московской, где он вскрывается единичными скважинами, известно немного. За последние годы Н.В. Аксаментова собрала и обобщила огромный материал по составу пород кристаллического фундамента по всей площади платформы [1].

В районе рифейского Среднерусского авлакогена наиболее широко распространен метабазит-гранулитовый комплекс с возрастом от 3400 до 3800 млн лет. Он протягивается с севера на юг между городами Вологда и Котлас, а примерно на широте Нижнего Новгорода его поле расширяется и далее прослеживается до Прикаспийской впадины. Следующий участок этого комплекса расположен западнее. Здесь поле комплекса вытянуто также с севера на юг на расстоянии около 400 км при ширине 100–120 км. Еще западнее, от Санкт-Петербурга до Смоленска также расположен блок, сложенный метабазит-гранулитовым комплексом. На востоке он ограничен разломом. Между древними блоками находятся пояса, сложенные гнейсо-амфиболитовым (~3000 млн лет) и метабазит-гнейсо-сланцевым (~2500 млн лет) комплексами. Они также вытянуты с севера на юг и входят в мегаструктуру, пересекающую всю Русскую плиту и получившую название Карельско-Курско-Криворожский гранит-зеленокаменный пояс. Среди крупных разломов отмечаются субмеридиональный Вологодский и Московско-Котласский, имеющий на юге северо-восточное простирание, которое на востоке меняется на северное.

Рифейский Среднерусский авлакоген протягивается на расстояние более 1000 км с юго-запада на северо-восток и состоит из серии грабенов, иногда параллельных один другому, а иногда расположенных кулисообразно. Простирания рифейских грабенов и структур кристаллического фундамента на всем протяжении авлакогена в целом не совпадают. В фундаменте отсутствует какая-либо структура, сходная по протяженности, ширине и направлению, соответствующая авлакогену.

На севере Рослятинский, Великоустюгский, Костромской и Владимирский грабены расположены в пределах крупного блока, сложенного метабазит-гранулитовым комплексом. Расчленить этот блок на более мелкие структурные элементы не удастся из-за большой глубины залегания фундамента и слабой изученности. Однако здесь существуют раз-

ломы, имеющие юго-восточное простирание, прослеженные в фундаменте и, скорее всего, разделяющие отдельные мелкие блоки. Эти же разломы пересекают рифейские грабены или отделяют их один от другого. В любом случае наблюдается несоответствие простирания древних и молодых разрывных структур.

В центральной и западной частях авлакогена (Крестцовский и Тверской грабены) несогласия в простирании структур кристаллического фундамента и рифея прослеживаются более резко. Пояса гнейсо-амфиболитового и метабазит-сланцевого структурно-вещественных комплексов имеют северное простирание, а рифейские грабены – северо-восточное. То же относится и к системам разрывных нарушений фундамента и авлакогена.

Между кристаллическим фундаментом и осадочно-вулканогенными образованиями, выполняющими рифейские грабены, залегает квази-платформенный чехол разной мощности (от первых сотен до 2000 м). Анализ расположения фрагментов квази-платформенного чехла и его соотношения с рифейским комплексом пород позволил предположить наличие длительного поднятия перед заложением рифейских грабенов [6], т.е. произошла смена знака тектонических движений.

Исходя из анализа соотношения древних структур фундамента и более молодых рифтов и авлакогенов в рассмотренных регионах, можно сделать некоторые выводы об унаследованности их развития.

Прежде всего, хотелось бы отметить, что прав Ю.Г. Леонов [3,4], когда говорит об унаследованности в широком смысле. Конечно, никакая структура не возникает просто так. Ей всегда предшествуют длительные или короткие периоды эволюции территории, определяющие тип структуры, ее форму и размеры, в какой-то степени местоположение, но в очень широких пределах. В настоящее время доказать явление унаследованности в широком смысле практически невозможно, хотя сомневаться в ее существовании не приходится. Поэтому такое явление надо принимать как аксиому.

Другое дело – явление унаследованности при изучении конкретных структур. Здесь можно оперировать определенными геологическими данными при точном следовании определению этого явления.

Анализ кайнозойских рифтов Байкальской и западной ветви Восточно-Африканской рифтовых систем, а также рифейского Среднерусского авлакогена показывает, что по соотношениям с более древними структурами кристаллического фундамента и осадочного основания они очень близки. Во всех рассмотренных структурах отсутствует унаследованность структурного плана. Чаще всего более молодые структуры секут под тем или иным углом древние тектонические элементы. Отсутствует также унаследованность тектонических форм. В основании рифтов и авлакогенов могут присутствовать и рифтовые элементы, и поднятия, и другие формы. Наконец, как правило, заложению рифтов и авлакогенов предшествует поднятие, т.е. происходит смена тектонических дви-

жений, что противоречит определению явления унаследованности. Таким образом, можно сделать вывод о том, что рифты и авлакогены являются наложенными структурами и не наследуют строение подстилающих тектонических элементов. Вместе с тем, как отмечалось выше, существует унаследованность от структур фундамента более мелких мульд, поднятий, седловин, осложняющих строение осадочного заполнения рифтов и авлакогенов.

Литература

1. Аксаментова Н.В. Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 1. С. 3–13.
2. Гарецкий Р.Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М.: Изд-во АН СССР, 1962 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 60). 300 с.
3. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
4. Леонов Ю.Г. Некоторые тектонические и геодинамические аспекты развития осадочных бассейнов. В кн.: Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. М.: Научный мир, 2004 (Тр. ГИН РАН. Вып. 543). С. 60–79.
5. Николаев В.Г. Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 2.С. 34–38.
6. Николаев В.Г. // Геотектоника. 1999. № 6. С. 59–65.
7. Селезнев В.С., Соловьев В.М. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 10. С. 1513–1516.
8. Morley C.K., Cunningham S.M., Harper R.M., Wescott W.A. // Tectonics. 1992. V. 11. № 1. P. 69–81.

А.Д. Ножкин¹, Ю.К. Советов¹, А.В. Травин², О.М. Туркина¹

Геологические и изотопно-геохронологические свидетельства вендских аккреционно-коллизийных событий на юго-западной окраине Сибирского кратона

Юго-западная окраина Сибирского кратона представлена: 1) ранне-докембрийскими выступами фундамента кратона (Ангаро-Канский и Присяянский), 2) мезо-неопротерозойской окраинно-континентальной областью (Енисейский кряж и Присяянье) и 3) неопротерозойским Енисейско-Саянским аккреционным поясом. Последний включает протерозойские Канский и Дербинский микроконтиненты и преимущественно островодужные террейны (Исаковский, Предивинский, Арзыбейский и Шумихинско-Кирельский), а также фрагменты океанических и островодужных структур, сложенных осадочно-вулканогенными породами кувайской серии и перекрытых венд-кембрийскими отложениями Манского прогиба. Структура этого пояса, включающего разновозрастные блоки континентальной коры, сформировалась в результате неопротерозой-

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

ских аккреционно-коллизийных процессов в несколько этапов, которые сопровождались метаморфическими (тектонотермальными) преобразованиями пород и внедрением гранитоидов.

Результаты изотопно-геохронологических и структурно-вещественных исследований позволяют обосновать выделение вендского аккреционно-коллизийного этапа, индикаторами которого являются тектонотермальные преобразования пород, зафиксированные Ag-Ag изотопным датированием, а также разновозрастные с ними коллизийные комплексы – гранитоиды и моласса форландового бассейна. Проявления вендских событий обнаружены в разновозрастных Канском, Арзыбейском, Шумихинско-Кирельском коровых блоках Восточно-Саянского звена аккреционного пояса, а также в примыкающих к нему с востока структурах Бирюсинского блока и Присаянского прогиба.

Центральная и восточная части Канского микроконтинента представлены раннепротерозойскими (U-Pb возраст циркона ортогнейсов 2,3; T(DM-2st)=2,44 млрд лет) метаосадочно-вулканогенными комплексами зеленокаменных поясов (ЗКП), сформированных в надсубдукционной обстановке, осложненной зоной задугового спрединга [1]. При Ag-Ag изотопных исследованиях метопород Канского блока получены следующие результаты. Возраст биотитов из ортогнейса Канского ЗКП и из жильного синтектонического пегматоидного гранита Идарского ЗКП составляет $593 \pm 9,7$ и $591,4 \pm 3$ млн лет. Роговая обманка из амфиболита (метабазита) Канского ЗКП имеет несколько меньший возраст $563,3 \pm 2,2$ млн лет. Это значение наиболее близко к U-Pb возрасту магматического циркона (555 ± 5 млн лет) из постколлизийных трондьемитов Верхнеканского массива, интродуцирующего отложения Канского ЗКП [1].

Арзыбейский и Шумихинско-Кирельский террейны, последний из которых представляет западную часть Канского блока, образованы мезо-неопротерозойской ювенильной корой энсиматических островных дуг [2, 3]. Становление островных дуг Арзыбейского и Шумихинско-Кирельского террейнов, согласно результатам U-Pb и Sm-Nd датирования плагиогнейсов и интрузивных тоналитов, происходило в два этапа, соответственно $\sim 1,1-1,0$ [3] и 0,7 млрд лет назад [2], что отражает две неопротерозойские эпохи формирования ювенильной коры в обрамлении Сибирского кратона. Ag-Ag датирование биотитов из амфибол-биотитовых плагиогнейсов дацитового состава Арзыбейского и Шумихинско-Кирельского террейнов показали практически один и тот же возраст: $554,8 \pm 7$ и $551,3 \pm 2,9$ млн лет, близкий ко времени проявления тектоно-метаморфических процессов и коллизийного гранитообразования в Канском блоке.

Тектонотермальные преобразования пород этой эпохи отчетливо проявлены и в раннедокембрийских комплексах фундамента кратона (Бирюсинский блок Присаянского выступа). При Ag-Ag исследовании двух монофракций роговых обманок, выделенных из двух достаточно удаленных пластовых тел амфиболитов (метабазитов) нижней части

разреза неройской серии, установлены значения возраста $546,4 \pm 5,8$ и $576 \pm 5,8$ млн лет. Это свидетельствует о том, что в вендскую эпоху ранее сформированные амфиболы испытали достаточно сильное (высокотемпературное) ($550\text{--}500^\circ\text{C}$) воздействие, которое привело к перекристаллизации и потере ранее накопившегося радиогенного аргона. Важно отметить, что это событие совпадает по времени с тем, что проявлено в структурах неопротерозойского аккреционного пояса.

Выявленный временной интервал (600–550 млн лет) метаморфизма и гранитообразования очевидно отражает проявление вендской орогении, вызвавшей амальгамацию разнородных блоков протерозойской ювенильной коры и причленение к палеоконтиненту неопротерозойских островных дуг, к числу которых принадлежат также субдукционные комплексы Предивинского и Исаковского террейнов с возрастом от 700 до 640 млн лет [4]. Кроме вышеизложенных результатов, об этом свидетельствуют данные изотопных Ar-Ar и K-Ar исследований амфибола и биотита [5] как из палеоостроводужных комплексов, так и из динамометаморфизованных пород автохтона в зоне надвига Предивинского и Исаковского террейнов на Сибирский кратон.

Проявление коллизионных процессов в юго-западной краевой зоне Сибирского кратона отмечено региональным распространением континентальной молассы и образованием периферического форландового бассейна. Моласса имеет наибольшую мощность (1,5–2,5 тыс м) в узких передовых прогибах на Енисейском кряже, в Присаянье, Прибайкалье, а также во внешней зоне Патомского нагорья. Она представлена верхними подразделениями чапской (немчанской), тасеевской, оселковой, байкальской и патомской серий. Начало образования молассы сопровождалось резкой проградацией на кратон континентальных осадочных систем и регрессией морского бассейна и выражено в разных прогибах появлением крупных пачек отложений алювиальных долин [6].

Ясное стратиграфическое положение молассы, синхронность образования на протяжении более 2000 км и сравнительный анализ последовательности седиментационных событий на других палеоконтинентах дают возможность довольно точно определить возраст орогении. По хемостратиграфической корреляции начало коллизии приходится на интервал времени 560–550 млн лет. Синтетическая модельная кривая вариации состава изотопов углерода в оселковой серии и перекрывающих отложениях усть-тагульского горизонта дает основание сравнивать айсинскую свиту (синколлизонную молассу) с группой Нама Намибии и, следовательно, относить ее к верхнему венду. Такое же стратиграфическое положение занимает поздневендская моласса, представленная ашинской серией и ее стратиграфическими аналогами на западном склоне Урала [7]. Реперными корреляционными уровнями, ограничивающими время коллизии, служат: 1) ледниковые отложения и связанные с ними «покровные доломиты» в основании отмеченных выше осадочных серий, 2) конгломераты, аркозовые и кварцевые песчаники, пе-

рекрывающие литокластическую молассу, 3) карбонатные отложения высокого стояния уровня моря и региональной трансгрессии (каротажный маркер M_2). Тиллитовые пачки и ассоциирующиеся отложения отнесены к ранневарангерскому горизонту раннего венда по характерной ассоциации диамектитов, покровных доломитов и черных сланцев, по находкам в покровных доломитах многочисленных следов жизнедеятельности и отпечатков многоклеточных организмов в вышележащих морских песчаниках, по характерным ранневендским изотопным аномалиям углерода и кислорода в покровных карбонатах [8].

Новейшие палеотектонические реконструкции океанов и континентов в вендскую эпоху на основе палеомагнитных данных демонстрируют близкое географическое положение Восточно-Европейского и Сибирского кратонов – Балтии и Сибири [9, 10]. Эти независимые данные дают основание считать, что Балтия и Сибирь геодинамически взаимодействовали в вендскую (кадомскую) эпоху конвергенции литосферных плит, и синколлизонные молассы на юго-западе и юге Сибирского кратона, на северо-востоке и востоке Восточно-Европейского кратона, как и описанные выше тектонотермальные преобразования пород и проявления коллизонного гранитоидного магматизма, свидетельствуют о столкновении этих кратонов и орогенезе.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 04-05-64301, 04-05-65299).

Литература

1. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибилова Е.В., Пономарчук В.А. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №7. С.1058–1078.
2. Румянцев М.Ю., Туркина О.М., Ножкин А.Д. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. №12. С.1790–1797.
3. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Бибилова Е.В. и др. // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 812–817.
4. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B. et al. // Tectonophysics. 2003. V. 375. P. 147–168.
5. Попов Н.В. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1028–1041.
6. Sovetov J.K. // Russian J. Earth Sci. 2002. V. 4. № 5. P. 363–387.
7. Чумаков Н.М. Ледниковый и безледниковый климат в докембрии. В кн.: // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 259–270.
8. Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселкавой серии Присяяня и положение нижней границы венда на юго-западе Сибирской платформы //Стратиграфия. Геологическая корреляция (в печати).
9. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Магнитотектонические реконструкции развития Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса. В кн.: Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. С.247-264.
10. Чумаков Н.М., Сергеев В.Н. Проблемы климатической зональности в позднем докембрии. Климат и биосферные события. В кн.: Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 271–289.

Юго-Западная окраина Балтики в неопротерозое: изотопно-геохимические особенности базальтов Волынской трапповой провинции и связь с поздним этапом распада суперконтинента Родинии

Балтика и распад Родинии. Распад суперконтинента Родинии происходил в два этапа [1]: первый проявился 800–700 млн лет назад вдоль западного края Лаврентии, составлявшей ядро протерозойской агломерации континентальных плит, а второй – 620–540 млн лет назад вдоль восточной границы Лаврентии. В результате этого позднего (вендского) события был раскрыт океан Япетус, разделивший Балтику, Лаврентию и Амазонию около 600–570 млн лет назад [2].

Палеомагнитные реконструкции свидетельствуют, что около 550–535 млн лет назад восточная (в современных координатах) окраина Лаврентии находилась в умеренных (19–24°) южных широтах [3,4]; западная окраина Балтики в это же время также располагалась в умеренно-низких широтах (10–35°), вероятно, Южного полушария [5].

Рифтогенный магматизм вендского возраста широко проявился вдоль окраин Балтики и сопредельных континентов. Проявления седиментации и магматизма рифтогенного типа возрастом 620–550 млн лет установлены вдоль восточного побережья Северной Америки (Аппалачский или Восточно-Лаврентийский пояс), северо-восточной окраины Бразилии и на севере и западе Балтики. В северо-западной Скандинавии вдоль Атлантического побережья известны рои базитовых даек (Egersund, Sarek) возрастом 608–616 млн лет [6]. Еще один ареал рифтогенного магматизма в северной части Балтики охватывает Зимний Берег (лампрофиры, 570 млн лет [7]), Онежский полуостров (базальты Войозера), Восточную Финляндию (кимберлиты). Проявления рифтогенного магматизма вдоль восточной, уральской окраины Балтики характеризуются относительно древними возрастными: возраст пикритов и субшелочных габбро Среднего Урала был определен в 608 ± 3 (Rb-Sr) – 627 ± 57 (Sm-Nd) млн лет [8], возраст базальтов аршинской свиты Южного Урала в 670 ± 50 млн лет (Rb-Sr, [9]). Наконец, вдоль юго-западной окраины Балтики протянулась Волынская трапповая провинция.

Волынская провинция. На западной окраине Балтики известна крупная трапповая провинция поздневендского возраста – Волынская. Провинция занимает обширную территорию (около 140 тыс. км²), вытянутую субпараллельно линии Тейссера-Торнквиста. В северной части эффузивы заполняют Подляско-Брестскую впадину, а южнее полосой шириной около 50 км протягиваются на 300 км по Волини к юго-

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

² Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

востоку до Приднестровья. О времени вулканической активности можно судить по следующим геохронологическим данным: возраст циркона из туфов Польши определен в 551 ± 4 млн лет (U-Pb, [10]), а возраст базальтов Украины – в 552 ± 53 млн лет (Rb-Sr изохрона, [11]).

В разрезах эффузивных отложений Подляско-Брестской впадины лавовые горизонты перемежаются с туфовыми. Снизу вверх здесь выделяются три толщи: нижнюю – базальтовых вулканитов мощностью 120–200 м, развитую повсеместно с возрастанием мощности к югу; среднюю – андезитового-дацитового состава мощностью 44–105 м, установленную только в центральной части впадины; верхнюю – базальтового состава, мощностью до 50 м, которая распространена спорадически. В южной, Волынско-Приднестровской полосе, мощность основных вулканитов венда приближается к 500 м. Нами она предположительно сопоставляется с верхней вулканогенной толщей Брестской впадины.

Изотопно-геохимическая характеристика базальтов. Среди базальтов можно выделить низкотитанистые (НТБ, $1,1 < \text{TiO}_2 < 1,7\%$, $\epsilon \text{Nd}_{(550)} =$ от -9 до -8) и высокотитанистые базальты (ВТБ, $\text{TiO}_2 > 2,0\%$, $\epsilon \text{Nd}_{(550)} =$ от -4 до -1), а также переходные разновидности базальтов (ПБ, $1,4 < \text{TiO}_2 < 2,0\%$, $\epsilon \text{Nd}_{(550)} = -6$).

Базальты значительно различаются по концентрациям и характеру распределения РЗЭ: НТБ обогащены РЗЭ, которые в них сильно фракционированы ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 7,9-8,2$); в ВТБ и ПБ концентрации тяжелых лантаноидов ниже; РЗЭ в ВТБ заметно менее фракционированы ($(\text{La}/\text{Yb})_N = 3,5-5,8$).

Для базальтов характерны повышенные (относительно континентальных толеитов), близкие к 1 величины Nb/La. Аналогичный характер имеют Nb/Zr, Nb/Y, Nb/Сe: значения этих отношений повышены до 0,2, 0,9, 0,5, соответственно. Обогащение базальтов высокозарядными элементами, высокие значения HFSE/LREE могут отражать процессы фракционирования расплавов и/или аккумуляции Fe-Ti оксидов. Они также могут быть связаны с плюмовой природой мантийного источника базальтов. Тот факт, что наиболее высокие значения Nb/La наблюдаются в базальтах с наиболее высокими содержаниями MgO (8,8–11,3%), позволяет предположить, что первичным расплавам были присущи геохимические особенности, сближающие их с базальтами OIB типа, и допустить присутствие плюмового вещества в их источнике.

Изотопный состав Sr и Nd в базальтах характеризуется отрицательными величинами $\epsilon \text{Nd}_{(550)}$, варьирующими от $-1,0$ до $-8,9$, и положительными величинами $\epsilon \text{Sr}_{(550)}$ – от $+18$ до $+95$.

Природа мантийного источника. Сравнение геохимического облика базальтов Волынской провинции с платобазальтами Параны и Эфиопии, двух хорошо изученных областей плюмового магматизма [12,13], показывает, что они близки к высокотитанистым (НТ1-типа) базальтам Эфиопии и имеют характеристики, промежуточные между высоко- и низкотитанистыми базальтами Параны. Для этих базальтов предполага-

ется смешанный плюм-литосферный источник. Распределение РЗЭ в НТБ сходно с таковым в поздневендских базальтах восточного побережья Северной Америки, происхождение которых связывают с Восточно-Лаврентийским суперплюмом [14]. Геохимические и изотопные данные свидетельствуют, что вероятным компонентом мантийного источника базальтов являлось вещество плюма. Первичные расплавы были контаминированы коровым веществом, причем можно полагать, что наиболее ранние базальты ассимилировали преимущественно кислый материал, а изливавшиеся позже – базитовый.

Возможно, Волынская трапповая провинция сформировалась под воздействием плюма, отделившегося от восходящего потока «горячей» мантии, связанного с раскрытием океана Япетус (по модели, аналогичной предложенной в [15]) и ответственного также за формирование Восточно-Лаврентийского суперплюма.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы № 5 Отделения Наук о Земле РАН (проект 875) и гранта Президента РФ для поддержки молодых российских ученых и ведущих научных школ (проект 1251. 2003.05).

Литература

1. Meert J.G., Torsvik T.H. // *Tectonophysics*. 2003, V. 375. P. 261–288
2. Cawood P.A., McCausland P. J.A., Dunning G. R. // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2001. V. 113. № 4. P. 443–453.
3. McCausland P. J.A., Van der Voo R., Hall C. M. Paleomagnetic confirmation of a low-latitude Laurentia by 534 Ma // *Eos. Trans. AGU*. 2004. № 85(17). Joint Assembly Suppl. Abstract.
4. Hodych J., Cox R., Kosler J. An equatorial Laurentia at 550 Ma confirmed by Grenvillian inherited zircons dated by LAM ICP-MS in the Skinner Cove volcanics of western Newfoundland // *Eos. Trans. AGU*. 2004. № 85(17). Joint Assembly Suppl. Abstract.
5. Popov V.V., Khramov A.N., Bachtadse V. et al. // *Geophysical Research Abstracts*. 2003. V. 5. P. 13014
6. Bingen B., Demaiffe D. // *Norsk Geologisk Tidsskrif*. 1999. V. 79. № 2. P. 69–86.
7. Щукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л. Поздневендский ареальный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция). В кн.: *Глубинный магматизм и проблемы плюмов*. 2002. С. 151–165.
8. Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З., Лебедев В.А. // *Докл. РАН*. 1999. Т. 369. № 6. С. 809–811.
9. Горожанин В.М. Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. 1995, ИГГ УНЦ РАН, Екатеринбург.
10. Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F. J. et al. // *Geol. Soc.* 1995. V. 152. P. 599–611.
11. Shumlyansky L., Ellam R., Derevska K. First Rb-Sr and Sm-Nd isotope data on Vendian Continental Flood Basalts of the Western Part of the East-European Craton. In: *Metallogeny of Precambrian Shields*, 2002. Abstracts.
12. Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1999. V. 63. P. 2263–2279.
13. Garland F., Turner S. // *Lithos*. 1996. V. 37. P. 223–243.
14. Puffer J.H. // *Amer. J. Science*. 2002. V. 302. P. 1–27.
15. Ярмолюк В.В., Бозатиков О.А., Коваленко В.В. // *Докл. РАН*. 2004. Т. 395. № 1. С. 91–95.

Строение верхней мантии Северной Евразии по сейсмическим данным

На основе совместной переинтерпретации по единой методике данных всех сверхдлинных сейсмических профилей, имеющихся на территории Северной Евразии, построена трехмерная скоростная модель верхней мантии. Используются профили ГЕОНа [1], отработанные с мирными ядерными взрывами (PNE) и профиль Fennolora Европейского геотраверса. Всего на этих профилях выполнено 25 PNE и более двух десятков больших химических взрывов. Главной особенностью использованной методики был сравнительный анализ волновых полей, направленный на прослеживание по площади опорных отраженных волн от границ в верхней мантии, и определение их связи с преломляющими горизонтами. В результате такого анализа удалось выделить четыре опорных границы, связанных с определенными скоростными уровнями ($v = \text{const}$): граница N1 ($v = 8.35$ км/с), N2 ($v = 8.4$ км/с), L ($v = 8.5$ км/с) и H ($v = 8.6$ км/с). Они составили основу единой исходной модели для последующего двумерного моделирования скоростных разрезов вдоль всех профилей. Скорости в этой модели изменялись между границами по линейному закону, подбиралась глубина до границ, их форма и скорости в верхней, наиболее неоднородной части разреза: в земной коре и между границами M и N1. Сопоставление полученных скоростных разрезов в точках их пересечения показало надежность выделения опорных границ и их действительную связь с едиными скоростными уровнями.

По всем границам были построены структурные карты. Кроме того, построены карты распределения скоростей в верхах мантии до глубины 100 км. Строение верхней мантии Северной Евразии выглядит по этим картам следующим образом. Для самых ее верхов непосредственно под границей M характерна резкая скоростная неоднородность по горизонтالي. Пониженные скорости наблюдаются в регионах с высоким тепловым потоком и в тектонически активных регионах. Так, под молодой Западно-Сибирской плитой сейсмические скорости в верхах мантии – 8.0–8.1 км/с, под более древними платформами – 8.1–8.2 км/с. Кроме этого на Балтийском щите, на Среднем Урале и на Сибирском кратоне оконтурены блоки с аномально высокими скоростями (8.3–8.4 км/с). На кратоне выделены четыре таких блока: центральный – в наиболее прогнутой части Тунгусской впадины, Вилюйский – в западной части Вилюйской впадины и Прибайкальский – в южной части кратона.

На глубине 100 км распределение скорости выглядит другим образом. Локальные скоростные аномалии на Сибирском кратоне исчезают, и остаются три крупные неоднородности: одна с пониженными скоростями в центральной части Западной Сибири и две с повышенными скоростями

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

на Восточно-Европейской платформе и в юго-восточной части Сибирского кратона. Эти структурные особенности отображены на карте по границе N1. Глубина этой границы составляет 140 км в центральной части Западно-Сибирской плиты и только 80 км в восточной части Сибирского кратона. Необходимо отметить, что высокоскоростная аномалия (малые глубины до границы N1) покрывает не весь Сибирский кратон, а только его юго-восточную часть.

Карты глубин до границ N2 и L имеют такую же картину: Западно-Сибирский регион характеризуется большими глубинами до этих границ: 180 км до границы N2 км и 250 км до границы L, на древних платформах граница N2 залегает на глубине 120 км, а L – на глубине 200 км.

На карте глубин до границы H картина противоположная: большая глубина в восточной части кратона (330 км) и около 300 км на Западно-Сибирской плите. Сходную структуру имеет и кровля переходной зоны между верхней и нижней мантией, залегающей на глубине 410–430 км.

О природе выявленных скоростных неоднородностей и региональных сейсмических границ и их роли в динамике верхней мантии можно высказать сейчас только самые общие соображения. Отмеченная зависимость мантийных скоростей от величины теплового потока является давно известным фактом. Но эта зависимость обычно изображалась в виде изменения мощности литосферы при изменении температурного режима. На полученных нами сейсмических разрезах выделить четкий астеносферный слой и, соответственно, подошву литосферы не удалось. Лишь по смене структурных планов на уровне границы N1 и между границами L и H можно предположить наличие реологически ослабленных зон на глубине около 100 и 250 км, но они не коррелируют с тепловым потоком. Наиболее тесная корреляция наблюдается между тепловым потоком и скоростями в верхах мантии, непосредственно под границей M.

Проблематичной является природа блоков в верхах мантии с аномально высокими скоростями. Они никак не выражены в геофизических полях, и поэтому, вероятно, не связаны с изменчивостью петрологии мантийного вещества. Возможно, эти блоки являются анизотропными и соответствуют древним зонам высокого напряжения.

Новым интересным фактом структуры верхней мантии изученной территории является деление мантии Сибирской платформы на две части: высокоскоростную юго-восточную и низкоскоростную северную. Очевидно северная часть является в настоящее время активизированной, хотя это и не проявляется пока в тектонических процессах.

Проблематичной является природа выделенных отражающих горизонтов.

Поскольку на них не происходит существенных изменений сейсмических скоростей (не более 0.1 км/с, то предполагать какие-либо коренные петрофизические преобразования вещества на этих границах нет оснований. Форма границ достаточно хорошо коррелирует с температурным режимом верхней мантии: границы N1, N2 и L залегают выше в

областях пониженного теплового потока и прогибаются при высоких потоках. То есть, если бы эти границы отражали только форму скоростных уровней, их легко можно было бы объяснить просто сменой РТ условий. Но эти границы представлены сложными неоднородными пачками, создающими интенсивные отражения. Внутренняя неоднородность (гетерогенность) особенно характерна для границы N2 и иногда для всей области между границами N2 и L (характерная глубина этой области 150–200 км). Что представляют из себя эти неоднородные пачки, какие процессы их сформировали, сказать трудно. Относительно границы N1 и волновода над ней высказывались предположения, что это – механически ослабленные, насыщенные флюидами зоны, созданные горизонтальными подвижками литосферных блоков [2], или даже области частичного плавления [3]. Такую же природу могут иметь, возможно, и более глубокие границы (гетерогенные пачки), и это предположение подтверждается данными по мантийным ксенолитам [4]. Но не ясно, должны ли в этом случае такие слои коррелировать с РТ условиями именно так, как установлено для Сибирского кратона и Западно-Сибирской плиты.

Литература

1. Егоркин А.В. // Физика Земли. 1999, № 7-8. С.114–130
2. Павленкова Н.И. // Физика Земли. 1995. №12. С.1–12.
3. Thybo Н., Perchuc E. // Seince. 1997. V. 275. P. 1626–1629.
4. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В. и др. Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма, 1994. 256 с.

Н.И. Павленкова¹

Реологическая расслоенность земной коры и верхней мантии по геофизическим данным

На основании глубинных сейсмических и электромагнитных исследований в земной коре и верхней мантии континентов выделена целая серия слоев пониженных сейсмических скоростей и повышенной электропроводности. В земной коре такие слои наиболее часто встречаются на глубине порядка 10–15 км [1], в низах коры на уровне границы М, а в литосфере на глубине около 100 и 250 км. Есть основание предполагать, что все они связаны с флюидонасыщенными зонами, и, следовательно, литосфера континентов является реологически расслоенной. Об этом свидетельствует и ряд структурных особенностей литосферы. Глубинные разломы выполаживаются к этим зонам, и на их уровне происходит смена субвертикальной (блоковой) структуры на субгоризонтальную с по-

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

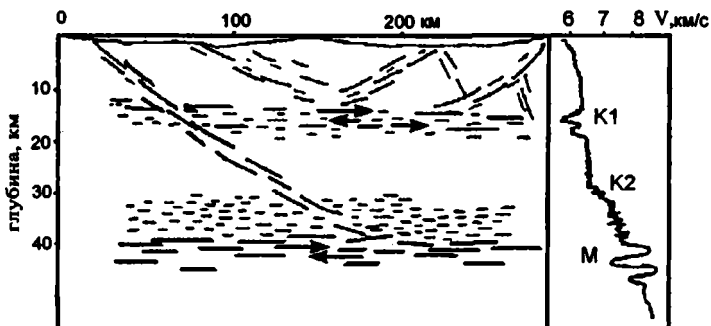


Рис.1. Обобщенная структурная схема земной коры с реологически ослабленными слоями на уровне границ К1 и М и скоростная модель этих границ

вышенной тонкой расслоенностью среды, характеризующейся резкими перепадами скоростей Р- и S-волн в отдельных прослоях и формированием четких отражающих горизонтов.

Природа коровых реологически ослабленных слоев наиболее полно соответствует механической модели, основанной на лабораторных исследованиях условий разрушения горных пород при высоком давлении и температуре [2]. По этой модели в верхней коре формируются сначала субвертикальные, затем наклонные трещины, а на глубине 10–15 км происходит разрушение породы и образование микротрещиноватости. Разрушение сопровождается дилатансионными эффектами и может явиться причиной разуплотнения пород, повышения пористости и повышения содержания флюидов на этой глубине. Тогда становится естественной корреляция между сейсмическими волноводами и зонами повышенной электропроводимости. Хорошо согласуется с этой моделью и листрическая форма разломов, выполаживающихся на этой же глубине. Эта модель нашла подтверждение и в данных ОГТ и глубокого бурения.

Структурные особенности зоны перехода от земной коры к мантии (границы М) во многом схожи с особенностями корового волновода и позволяют предположить и здесь наличие ослабленных флюидонасыщенных слоев. Граница М – это сложно построенная зона с признаками анизотропии в отдельных прослоях. Кроме того, на границе М наблюдается смена масштаба неоднородности среды: мелкая (высокочастотная) неоднородность при толщине отдельных прослоев порядка 200–300 м меняется на более крупную (низкочастотную) с мощностью прослоев от 800 м до 2–3 км; меняется также и резкость границ, разделяющих отдельные слои. Скорости в отдельных прослоях зоны М – аномально высокие, что свидетельствует об анизотропии скоростей.

На рис.1 приведены обобщенные структурная и скоростная модели континентальной земной коры, на которой отмечены перечисленные выше особенности: наличие ослабленных зон в средней коре и на уров-

не границы М и глубинные разломы, выполаживающиеся к этим слоям. Ослабленные слои обеспечивают горизонтальные подвижки верхней части коры относительно нижней, что приводит к тектонической расчлененности земной коры.

Течением материала по ослабленным слоям можно объяснить анизотропию скоростей в отдельных прослоях, их увеличенную мощность и формирование не резких границ, а границ второго рода. Движение пластичного материала по ослабленным зонам восстанавливает изостатическое равновесие коры, если оно нарушается в процессе тектонических движений или в результате эрозии приповерхностных структур.

Реологическая расчлененность верхней мантии установлена в результате сейсмических работ с ядерными взрывами [3,4]. Резкого деления верхней мантии на литосферу и астеносферу не обнаружено, но внутри литосферы отчетливо выделяются слои с пониженными скоростями и серия сложно построенных отражающих границ (рис.2), которые представлены расчлененными пачками с чередованием прослоев пониженной и повышенной скорости. То есть каждую такую границу можно рассматривать как волновод или ослабленный слой мощностью порядка 20 км.

Природу таких границ легче всего объяснить изменением процентного содержания флюидов по глубине. Особенно большое влияние на структуру верхней мантии и ее динамику оказывают свободные флюиды, провоцирующие частичное плавление при относительно низкой температуре. Чередование слабо проницаемых и флюидонасыщенных прослоев создает условия для формирования интенсивных отраженных волн, то есть сейсмических границ, даже при отсутствии смены состава вещества или его фазового состояния.

Помимо тонких ослабленных слоев в верхней мантии отмечается деление на три крупных слоя разной пластичности. Так, четко меняются реологические свойства на границе N1, залегающей на глубине порядка 100 км. Она подстилает наиболее неоднородную по горизонтали часть литосферы с блоковой структурой – это наиболее жесткая ее часть. Ниже границы N1 мантия более однородна и, следовательно, более пластична.

Другой границей в верхней мантии, на которой происходит региональное изменение реологических ее свойств, является граница L. Ниже этой границы меняется структурный план: нижележащая граница N имеет зеркальную форму относительно вышележащих границ, осуществляя изостатическую уравновешенность верхней мантии. Это свидетельствует о повышенной пластичности материала между этими границами. Кроме того, по данным спектрального анализа сейсмических волн, отмечается пониженная добротность верхней мантии с глубин порядка 250 км [3].

Таким образом, по сейсмическим данным установлено деление верхней мантии на три слоя с увеличивающейся пластичностью на глубине порядка 100 и 250 км и тонкая реологическая расчлененность литосферы, пронизанная ослабленными флюидонасыщенными слоями.

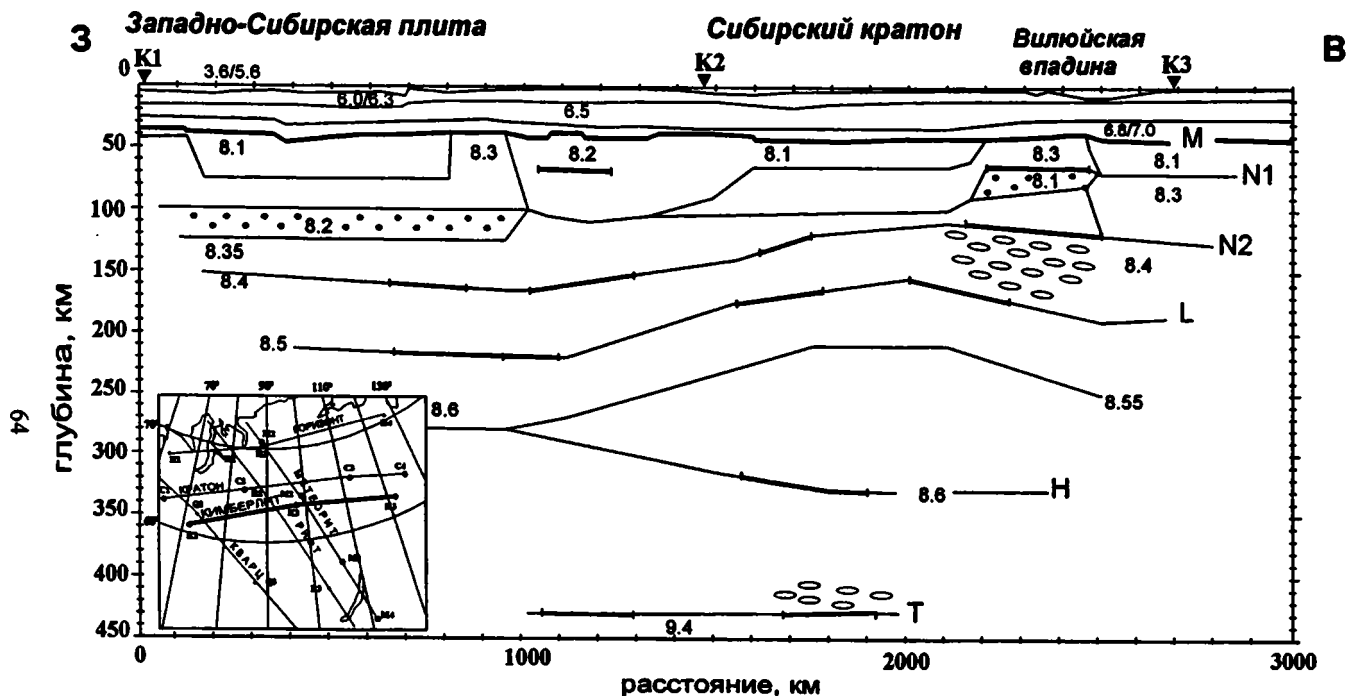


Рис.2. Сейсмический разрез верхней мантии по профилю «Метеорит»

Утолщенными линиями показаны области сейсмических границ, от которых получены интенсивные отраженные волны, точками – зоны инверсии скоростей, вытянутыми кружочками – области повышенной гетерогенности среды. К1 –К3 – пункты ядерных взрывов.

Литература

1. Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. // Физика Земли. 2002. № 1. С. 1–9.
2. Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. МПР, РАЕН, ВНИИгеосистем, Дубна. М., 2003. 221 с.
3. Егоркин А.В. // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 114–130.
4. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. Под ред. Д.В.Рунквиста. М.: Наука, 2003. с. 168–182.

С.А. Паланджян¹

Офиолиты, генерированные в задуговых бассейнах: особенности строения и состава

Уже в начале 70-х годов прошлого века было показано, что литосфера океанического типа, фрагменты которой порождают затем (при включении в аккреционные призмы, при обдукции) офиолиты, могла образоваться при растяжении и спрединге над зоной субдукции, т.е. в процессе зарождения и дальнейшего развития ансамбля островодужных структур и задуговых бассейнов. Офиолиты, изначально генерированные (или регенерированные) на разных стадиях развития островной дуги (при «додуговом» спрединге, растяжении вулканической дуги и преддужья), узнаваемы по ряду признаков петрографического и геохимического состава пород верхнемантийных и коровых комплексов. Сложнее обстоит дело с идентификацией офиолитов, генерированных в структурно оформившихся задуговых бассейнах, поскольку в составе вулканических комплексов последних обычно преобладают базальты петрохимического MORB-типа. Однако более детальные исследования базальтов современных задуговых бассейнов (Марианского, Лау, Манус, Вост. Скотии) и офиолитов, задуговой генезис которых достаточно обоснован геологическими данными (Джозефин, Сармиенто, Вост. Сулавеси), позволили установить петро- и геохимические критерии их распознавания [Saunders et al., 1979; Harper, 1988; Monnier et al., 1995; Taylor, Martinez, 2003]. Образование знаменитых офиолитов комплекса Бей оф Айлендз явилось предметом многолетней дискуссии: хотя петрохимические признаки их супрасубдукционного происхождения были установлены уже в конце 70-х годов, близкие к MORB распределения главных элементов, REE и некоторых изотопных отношений стали основанием для разработки моделей формирования этих офиолитов в трансформных разломах и спрединговом центре крупного океанического бассейна (Япетуса). Тем не менее, в результате детальных геологических, петрологических и геохимических исследований задуговой гене-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

зис коры океанического типа комплекса Бей оф Айлендз в настоящее время не вызывает сомнения, поскольку выявлены отчетливые признаки супрасубдукционной природы кумулятивных последовательностей, базальтов и долеритовых даек, установлено островодужное происхождение тектонически и хронологически сопряжённого комплекса Литтл Порт [Jenner et al., 1991].

Наряду с геохимическими данными, важным критерием формирования офиолитов в супрасубдукционной зоне являются состав и последовательность кристаллизации минералов кумулуса в plutonic ультрамафитах и мафитах [Pearce et al., 1984; Ohnenstetter, 1985]. В plutonic сериях офиолитов задуговых бассейнов обычно развиты габбронориты, верлиты; отсутствуют троктолиты (хотя известны и исключения – офиолиты Кото, о-в Лусон, Филиппины; Тринити, Калифорния). Решающее значение при установлении задугового генезиса офиолитов имеют геологические данные, особенно геохронологические (небольшие интервалы между временем формирования офиолитов и их метаморфизмом), литологические, структурные. Изучение некоторых представительных офиолитов позволяет разработать комплекс критериев по идентификации геодинамической обстановки их формирования. Следует признать, что изучение офиолитов более информативно для реконструкции строения и состава литосферы задуговых бассейнов, чем данные, полученные при бурении и дражировании (ограниченные в основном базальтовым слоем), и существенно дополняет последние.

Имеющиеся реконструкции показывают, что офиолиты генерировались в задуговых бассейнах двух типов – энсиалических и энсиматических. Формирование и тех, и других обусловлено субдукцией более древней литосферы океанического бассейна или, в некоторых случаях, окраинноморского бассейна (например, при изменении полярности дуги). В последнем случае литосфера слэба изначально содержит некоторые геохимические и петрографические компоненты супрасубдукционного типа, что, очевидно, отражается на составе продуктов дугового и задугового магматизма.

Энсиалические офиолиты [Bebien et al., 1986], по-видимому, распространены шире, чем это предполагалось. Их строение и состав пород отражают различные стадии формирования задуговых бассейнов. Показателями процессов ранней стадии задугового растяжения и рифтинга континентальной коры могут быть квазиофиолиты Внутреннего офиолитового пояса Северной Греции (о-в Самотраки; массив Гевгели), а также комплекса Сармиенто на юге Чили, представленные вулканическими, дайковыми и plutonic породами MORB-типа (с супрасубдукционными геохимическими компонентами), но совершенно лишённые ультрамафитов. Отсутствие в их основании меланжа и метаморфитов исследователи объясняют формированием офиолитов не в результате обдукции или аккреции, а при тектоническом подъёме (горстовом?) при «закрытии» бассейна. Фрагментами литосферы задуговых

бассейнов, образовавшейся на более развитых стадиях их формирования, являются многие крупные офиолитовые массивы с мощным мантийным основанием – Отрис (Греция), Шигадзе (Тибет), Тринити (Калифорния), Крака и Нурали (Южный Урал). Они различаются по составу, строению и мощности вулканических, дайковых, плутонических и реститовых комплексов; эти вариации отражают определённые различия в динамике формирования литосферы задуговых бассейнов и особенностях петрогенезиса.

Офиолиты энсиматических задуговых бассейнов генерировались в центрах спрединга, новообразованных в пределах более древней литосферы океанического типа – захваченной (trapped) или сформированной в предшествовавшем окраинном бассейне, а также при рифтинге энсиматической дуги. Начальные стадии развития новой литосферы в новообразованной супрасубдукционной обстановке представляют собой, очевидно, «додуговой спрединг» [Pearce et al., 1984], в процессе которого и формируется основание энсиматической дуги и задугового бассейна, как это показано при изучении офиолитового комплекса Семайл в Омане. К этому типу могут быть отнесены офиолиты Джозефин (Калифорния) [Harper, 1984], комплекса Бей оф Айлендз и др. В некоторых случаях в процессе генерации офиолитов энсиматических задуговых бассейнов участвовали внутриплитные источники, вклад которых, как показывают данные по пермским офиолитам Якуно на о-ве Хонсю, Япония [Ishiwatary, 1990], устанавливается не только по геохимическим особенностям магматических пород, но и по аномально большой (>15км) мощности коры. Большинство энсиматических задуговых бассейнов короткоживущие (первые десятки млн лет), в пользу чего свидетельствуют датировки времени зарождения офиолитов, их деформации, метаморфизма и аккреции (обдукции).

Одним из главных факторов, обусловивших особенности строения и состава офиолитов задуговых бассейнов, является скорость спрединга при их формировании. Для энсиматических офиолитов часто устанавливается генерация в центрах медленного спрединга. Согласно данным, приведенным в работе [Girardeau, J.-C. Mercier 1988], массив Шигадзе (Xigaze) представляет типичный фрагмент литосферы задугового (или типа pull-apart) бассейна, образовавшейся при медленном спрединге. Здесь маломощная (<3 км) корвая часть разреза офиолитов состоит главным образом из силлов и интрузий долеритов и тонкого слоя габброидов; понижена мощность дунит-гарцбургитового горизонта (<2 км), и сравнительно близко к петрологическому Мохо располагается комплекс лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов. Указанные исследователи приходят к выводу, что при медленном спрединге зона плавления узкая, и лерцолиты поднимаются до малоглубинного уровня. В пользу медленного спрединга при генерации офиолитов и низкого термального градиента в палеохребте Шигадзе свидетельствуют и относительно невысокие P-T параметры уравнивания сосуществующих минералов остаточных перидотитов. Задуговые офиолиты энсиматиче-

ского типа формировались в обстановках как быстрого, так и медленного (и умеренного) спрединга. Генерация в центре быстрого спрединга постулирована для офиолитов Семайл [Nicolas, 1989]. В пользу этого предположения свидетельствуют развитие очень полной последовательности коровых комплексов, в том числе мощного горизонта ультраосновных и основных кумулятов, и резкое преобладание гарцбургитов в 12-километровом разрезе мантийных тектонитов, при очень незначительном развитии лерцолитов. Офиолиты Джозефин, согласно G.D.Harper [1984], формировались при медленном спрединге на ранней стадии задугового раскрытия; обоснованием служат, в частности, факты значительного превышения мощности горизонта параллельных даек по отношению к плутоническим образованиям, наличия валунов пород офиолитовой ассоциации в перекрывающих диамикритах. Для современных задуговых бассейнов также установлены как быстрые (Манус – 13,5–14,5 см/год, Лау – 8,5–9,5 см/год), так и медленные (Марианский – 2,5–4,5 см/год) скорости спрединга; они коррелируются со скоростью субдукции слэба.

Таким образом, в ряде случаев критерии для отнесения офиолитов к образованиям задуговых бассейнов и реконструкции условий динамики и петрогенезиса могут быть получены при детальном изучении строения и состава коровых последовательностей. Породы реститового комплекса менее информативны в этом отношении. Можно констатировать, что преобладание лерцолитов характерно для офиолитов энсиалического типа. При этом мантийные перидотиты имеют очень сложную, многоэтапную историю формирования [Книппер и др., 2001]; поэтому иногда в них сочетаются минералогические и петрохимические признаки преобразований в нескольких геодинамических обстановках. Одной из задач дальнейших исследований можно считать разработку геохимических критериев регенерации лерцолитов и диопсидовых гарцбургитов в супрасубдукционной обстановке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64025) и программы «Ведущие научные школы» (НШ-1980. 2003.5).

С.А. Паланджян¹, В.Д. Чехович¹, А.Н. Сухов¹, Н.И. Филатова¹

Геодинамическая обстановка формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса (Северо-Восток России) и природа субдуцировавшей литосферы

Тектоническое развитие активной окраины Северо-Восточной Азии в мезозое и кайнозое в значительной степени обусловлено зарождением, активностью и отмиранием островодужных систем и окраинно-континентальных вулканических поясов [Тильман и др., 1980; Ставский

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

и др., 1988; Филатова, 1988; Соколов, 1992; Nokleberg et al, 1994]. Традиционно считалось, что эти два главных типа геодинамических структур зоны перехода сменяли друг друга в пространстве и во времени, обеспечивая перманентное наращивание континентальной окраины. Однако геологические данные показывают, что они могли функционировать одновременно, образуя геодинамически взаимосвязанную систему раскрытия краевых бассейнов и субдукции под край континента. Такая обстановка устанавливается, в частности, для позднеэоценового Западнокамчатско-Корякского пояса [Чехович, Богданов, 1999].

Одним из главных событий геодинамического развития северо-восточной окраины Азии в средне-поздне меловое время стало формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), имевшее место, согласно мнению большинства исследователей, в течение альба-кампана. Вопрос о природе субдуцировавшей литосферы дискуссионен. Обычно считается, что развитие ОЧВП было обусловлено субдукцией под край континента океанической плиты Кула – одной из наиболее обширных литосферных плит средне-поздне меловой Пасифики [Зоненшайн и др. 1990; Nokleberg et al., 1998]. Но некоторые геологические данные по Корякско-Камчатскому региону противоречат такой модели. С.Д.Соколовым [1992] выдвинуто предположение о том, что известково-щелочной магматизм ОЧВП связан с субдукцией не океанической плиты, а Северо-Корякской литопластины с утолщённой корой переходного типа, что и обусловило специфику состава вулканитов и их латеральную неоднородность. Однако субдукция такой «плавающей» литосферы, скорее всего, будет затруднена, подобно литосфере океанических плато.

В аккретированных террейнах, тектонически сопряженных с преддуговой зоной ОЧВП (Западно-Камчатском, Янранайском), установлены фрагменты разновозрастных с окраинно-континентальным поясом комплексов пород островодужного и океанического типов. Это обстоятельство может свидетельствовать о былом существовании во фронтальной области Охотско-Чукотской дуги синхронного ей краевого малого океанического бассейна.

Наиболее представительным участком развития средне-поздне меловых образований океанического типа в пределах субдукционной зоны ОЧВП является Янранайский пакет тектонических пластин и чешуй, сложенных кремнисто-базальтовыми толщами титона-апта, альба-кампана, альба-турона, олистостромовой толщей маастрихта. Детально изучившие этот уникальный тектонический комплекс В.Н.Григорьев, К.А.Крылов и С.Д.Соколов [1987] предполагают его принадлежность к аккреционной призме средне-поздне мелового времени, рассматривая отложения янранайского комплекса как фрагменты коры океанической плиты Кула. При этом сами исследователи отмечают существенное отличие Янранайского комплекса от современных океанических образований, выражающееся в латеральной невыдержанности

отложений, линзовидности кремнистых накоплений. Кремнисто-базальтовые разрезы верхней пластины (титон–баррем) завершаются туфотерригенными пачками (баррем–апт), в которых песчаники имеют полимиктовый, существенно кварц-полевошпатовый состав, встречаются чешуйки биотита. Ещё более мощные (до 700 м) терригенные породы венчают разрез нижней, альб-туронской, кремнисто-базальтовой толщи; накопление их происходило до кампана включительно, это литокластические граувакки с заметным присутствием обломков кварца [Соколов, 1992]. Петрохимические особенности базальтов Янранайского комплекса свидетельствуют об их принадлежности к MORB-типу, в составе верхней тектонической пластины установлены также и обогащённые базальтоиды внутриплитного типа [Григорьев и др., 1987]. Перечисленные особенности строения и состава пород тектонических пластин Янранайского комплекса позволяют поставить вопрос о возможном формировании образований океанического типа и перекрывающих их терригенных отложений в краевом малом океаническом бассейне. Решения этого вопроса можно ожидать, очевидно, в результате проведения дополнительных исследований, в том числе детального геохимического и изотопного изучения базальтов.

Большое значение для расшифровки позднемезозойской геодинамики Корякско-Камчатского региона имеют средне-позднемиеловые кремнистые, кремнисто-вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы Западной Камчатки [Верхний мезозой Западной Камчатки, М.: Научный мир, 2004]. Здесь выделяются аллохтонные фрагменты позднемезозойских толщ океанического и островодужного типов. Их установление свидетельствует о более сложной, чем это предполагалось ранее, геодинамической обстановке региона нынешнего Северо-Восточного Охотоморья в указанное время. В центральной части западного края Камчатки, в пределах хр. Омгон, установлены фрагменты коры островодужной системы коньяк-маастрихтского возраста, представленные породами кремнисто-вулканогенной толщи. Севернее, на побережье залива Шелихова, обнажены породы кремнисто-вулканогенного и кремнистого комплексов островодужного типа, также датированные возрастным диапазоном коньяк – маастрихт. Эти данные позволили А.Н.Сухову реконструировать позднемиеловую *Западно-Камчатскую дугу* [Сухов, Кузьмичев, 2004]. Анализ геологической истории этой дуги свидетельствует о её самостоятельности относительно Восточно-Камчатской островной дуги [Чехович, Сухов, 2004]. Хаотическая толща субдукционного меланжа (или олиостромы?), структурно связанная с фрагментами Западно-Камчатской дуги, включает в районе устья реки Паланы глыбы и обломки кремнистых и вулканогенных пород упомянутого островодужного комплекса, а также более древние (киммеридж – сеноман) кремнистые отложения абиссального типа, отлагавшиеся в глубоководном бассейне вдали от источников сноса. Очевидно, что эти данные, полученные Д.В.Куриловым [2000] и А.Н.Суховым [2004] в результате

детального микропалеонтологического и литологического исследования, могут свидетельствовать о существовании междугового глубоководного бассейна, разделявшего в средне-позднемеловое время Охотско-Чукотскую и Западно-Камчатскую дуги.

Таким образом, накопившиеся в настоящее время данные позволяют ставить вопрос о существовании в пределах северо-восточной активной окраины Азии в течение позднего мезозоя системы активно развивавшихся малых океанических бассейнов (краевых и задуговых), сменяющих друг друга в пространстве и во времени. В пользу этого свидетельствуют две главные группы фактов: 1) присутствие в пакетах тектонических пластин и чешуй (фрагментов аккреционных клиньев, субдукционных меланжей, покровных комплексов) базальтов MORB-типа и абиссальных кремнисто-глинистых отложений большого возрастного интервала, ассоциирующих с терригенными и туфо-терригенными толщами близкого возраста; 2) нахождение в тех же чешуйчатых структурах островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов, синхронных или близких по возрасту с ассоциирующими комплексами «океанического» типа.

В формировании и развитии краевых малых океанических бассейнов важную роль могли играть ограничивавшие их континентальные массивы (микроконтиненты), располагавшиеся в позднем мезозое на северо-западной (в современных координатах) периферии Пацифики. Признаки их бывшего существования в пределах Корьякско-Камчатского региона устанавливаются в Срединном хребте Камчатки (Срединно-Камчатский террейн по А.И.Ханчуку [1993]; Камчатский блок по Н.А.Богданову и В.Д.Чеховичу [2002]). Г.Е.Некрасов [2000, 2003] обосновывает выделение более обширного Укелят-Срединнокамчатского континентального массива. Аккреция последнего к окраине Азии и уничтожение краевого бассейна имели место в кампане [Чехович, Сухов, 2004].

Предлагаемая модель геодинамического развития активной северо-восточной окраины Азии в позднем мезозое позволяет рассматривать в качестве механизма формирования Охотско-Чукотского пояса субдукцию под новообразованный в конце апта – начале альба край континента молодой океанической коры, генерировавшейся в краевых бассейнах. При решении этого важного вопроса следует учесть то обстоятельство, что многочисленные реконструкции зоны субдукции Охотско-Чукотской дуги однозначно указывают на её наклон в пределах 20–25° [Моралёв, Григораш, 1980; Филатова, 1988; Зоненшайн и др., 1990]. Такое пологое положение зона Беньюффа может иметь лишь при быстрой субдукции молодой и, следовательно, более разогретой океанической литосферы [Хаин, Ломизе, 1995], которая, очевидно, могла генерироваться на относительно небольшом (в геологических мерках) расстоянии от желоба, в центре спрединга краевого бассейна. Косвенным признаком субдукции литосферы нескольких краевых бассейнов, а не однородной по физическим свойствам литосферы крупной океанической плиты, яв-

ляется продольная неоднородность магматических комплексов ОЧВП, а также их различия между соседними секторами [Филатова, 1988].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64365, 04-05-64025) и программы «Ведущие научные школы» (грант НШ-1980. 2003.5).

Е.И. Паталаха¹

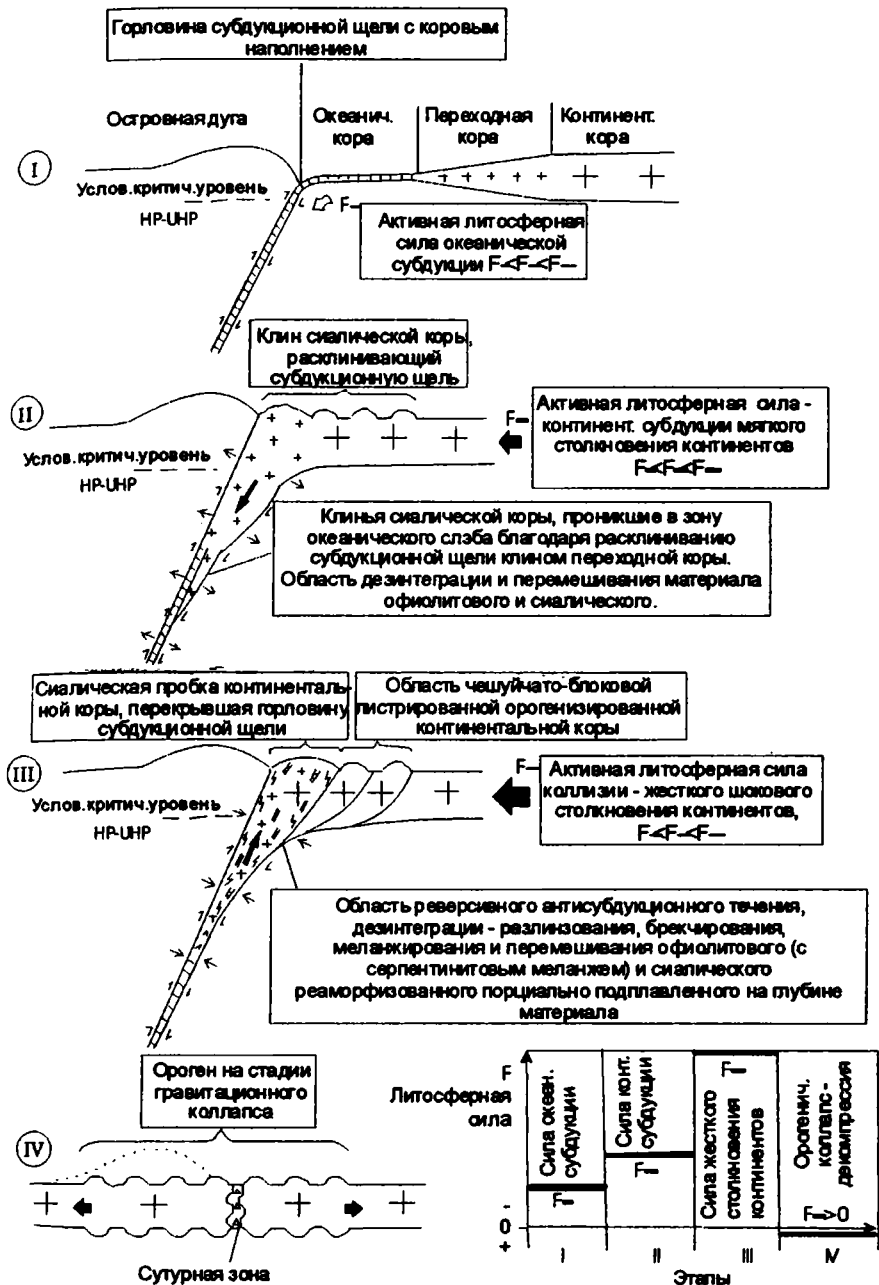
Экстгумация продуктов высокобарического метаморфизма (HP–UHP) – индикатор заключительного аккорда перехода континентальной субдукции в жесткое (шоковое) коллизионное столкновение континентов

Механизм экстгумации продуктов высокобарического (HP–UHP) метаморфизма рассмотрен на примере конвергенции активной и пассивной континентальных окраин в контексте общей четырехэтапной схемы перехода: океаническая субдукция → континентальная субдукция → коллизия → коллапс орогена (деламинация прибывшего погруженного слэба и пр.), кратонизация (рисунок). Отправным моментом послужило

Рис. Модель реверсивного течения в зоне субдукции и экстгумации продуктов высокобарического (HP–UHP) метаморфизма на примере конвергенции активной и пассивной окраин континентов

I–IV – этапы: I – океаническая субдукция – свободное беспрепятственное скольжение океанической коры в недра астеносферы при условии отсутствия симаунтов; II – континентальная субдукция (на рис. – переход от океанической к континентальной) – клин переходной коры расклинивает субдукционную коровую шель, а затем намертво запечатывает ее подобно пробке, когда прибывшая континентальная кора достигает горловины субдукционной зоны. Запечатывание субдукционной щели приводит к экранированию и накоплению ювенильного и вторичного флюида и тепла. Субдукционная шель из термосинклинали превращается в термоантиклиналь. В целом субдукционная зона представляет собой живой реоклин – наклонную зону пониженной вязкости губчато-мозаичного строения с локальными участками аномально низкой вязкости. Все это означает переход к коллизионному процессу; III – начало коллизионного процесса – экстгумация продуктов высокобарического (HP–UHP) метаморфизма. Контрастная дифференциальная подвижность совместно деформируемых реологически разнородных тел приводит к общему вихревому турбулентному течению, дезинтеграции и перемешиванию коровых компонентов сияля и офиолитов, а также выводит на верхние горизонты аномально маловязкие компоненты реоклина, а вместе с ними и продукты высокобарического (HP–UHP) метаморфизма; IV – примерное очертание орогенического пояса после деламинации слэба и угасания активного орогенического процесса, который сменяется гравитационным коллапсом. Внизу – схема, показывающая место экстгумации и образования (?) продуктов высокобарического (HP–UHP) метаморфизма, в динамике процесса конвергенции активной и пассивной континентальной окраин. График иллюстрирует характер изменения величины активной интегральной силы на разных этапах процесса

¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования (ОМГОР) НАН Украины, Киев, Украина



представление о свободной беспрепятственной (в отсутствии симаунтов) и потому мало энергичной океанической субдукции и более энергичном уровне континентальной субдукции и особенно ее завершения в канун начала жесткой коллизии – шокового столкновения континентов.

Весь процесс на этапах I–III протекает под эгидой все возрастающей на каждом из них активной интегральной силы (см. график внизу справа на рис.): на этапе I океанической субдукции она минимальна, на этапе II континентальной субдукции (по сути мягкой коллизии) она возрастает, а на собственно коллизионном этапе III (жесткой коллизии) она достигает максимума, поскольку помимо сил плавучести на этапах II и III на первый план выступает более мощная сила инерционного (шокового) столкновения двух континентов – пропорциональная скорости и массе каждого из них. Именно отсюда следуют такие, казалось бы, парадоксальные явления как расклинивание субдукционной щели, эксгумация высокобарических продуктов метаморфизма, а, может быть, и частичное образование их самих.

Таким образом, эксгумация продуктов высокобарического (НР–УНР) метаморфизма готовится всем ходом событий. Но максимум ее приходится на заключительные аккорды континентальной субдукции (по сути начало коллизионного процесса) или переход ее в жесткую коллизию шокового столкновения континентов.

Литература

1. Zhang R.Y., Liou J.G. // Episodes. 1998. V. 21. № 4. P. 229–234.
2. Thomson S.N., Stockert B., Brix M.R. // Geology. 1998. V. 26. № 3. P. 256–262.
3. Jolivet L., Faccenna C., Goffe B., Burov E., Agard P. // Amer. J. of Sci. 2003. V. 303. P. 353–409.
4. Добрецов Н.Л., Кидряшкины А.Г. и А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, 2001. 405 с.
5. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Коваленко В.И., Богина М.М. // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 94–112.
6. Офиолиты. Алма-Ата, 1981. 175 с.
7. Авдеев А.В. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 111–115.
8. Паталаха Е.И. // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–25.
9. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, 1995. 160 с.

Е.И. Паталаха¹, Г.Л. Трофименко¹, Н.И. Евдошук²

Краевые прогибы – продукт континентальной субдукции (систематика)

Понимание проблемы краевых прогибов (краевых систем), стимулированное прежде всего задачей поисков УВ (Шатский, 1947 г.; Пушаров-

¹ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования (ОМГОР) НАНУ, Киев, Украина

² Институт геологических наук (ИГН) НАНУ, Киев, Украина

ский, 1959 г.; Королук и др., 1965 г.; Зоненшайн и др., 1966 г.; Варенцов, 1982 г.; Ставцев, 1983 г.; Boyndoun, 1998 г.; Doglioni, 1993 г.; Цейслер, 1993 г. и др.), совершенствуется.

Монографический анализ проблемы на примере фронтального пояса краевых прогибов орогенического обрамления юго-запада Восточно-Европейской платформы с привлечением информации по мировому фонду краевых прогибов [1–3] показал, что в первом приближении этот тип структур в своем развитии подчинен тектоническому циклу Вильсона и развивается в ритме «родоначального» орогенического пояса как на этапе растяжения и раскрытия океана (условно океаническом), так и на аккреционно-коллизционном (условно коллизционном) этапе сжатия. Такой вывод явился результатом осмысления принципиально важной установленной закономерности: львиная доля запасов УВ краевых прогибов в них, как правило, приурочена не к синколлизционной молассовой, а к синокеанической части разреза краевого прогиба.

Все это послужило основанием для построения в рамках эволюции системы орогенический пояс – кратон двухэтапной обобщенной модели краевого прогиба, рассматриваемой в докладе на конкретных примерах.

Общая схема систематики *полномасштабных краевых прогибов* выглядит следующим образом:

- *перикратонно-предгорный тип полного цикла;*
- *предгорный тип абортивного цикла, законченного, но не полного;*
- *перикратонный тип незаконченного цикла;*
- *остаточно-океанический «краевой», а по сути – просто реликтовый тип законченного цикла.*

Если за эталон принять первый тип краевых прогибов, то все другие типы будут отличаться отклонениями от нормы, что само по себе может служить веским критерием различий пути эволюционного процесса.

В первом случае синколлизционная моласса краевого прогиба ложится на синокеанические осадки. Это, так сказать, нормальный тип краевого прогиба полного цикла развития. Примеры – по сути весь букет классических краевых прогибов мира – Предаппалачский, Предуральский к югу от Полярного Урала (моноциклические), Предзагорский, Предкордильерский в Западной Канаде (полициклические) и, в том числе, условно относимый сюда малый краевой Предобруджский прогиб. Условие формирования этого типа краевых прогибов – низкое стояние кратона, обеспечивающее образование широкого бассейна седиментогенеза на обоих этапах.

Во втором случае моласса краевого прогиба ложится либо непосредственно на цоколь кратона, либо на его чехол (более древний чем рассматриваемый тектонический цикл). Примеры – Предкарпатский, Индоло-Кубанский, возможно, Предальпийский и целый ряд других краевых прогибов, связанных с Альпийско-Гималайским орогеническим поясом. Это собственно предгорный тип краевых прогибов неполного цикла развития.

При очень высоком стоянии кратона (условия щитов) краевые прогибы могут выродиться вовсе. Вместо них возникает краевой шов.

Третий случай соответствует слабо затронутым деформационным процессом перикратонным краевым прогибам, разрез которых представлен почти исключительно синокеаническими осадками. Яркий пример – Балтийско-Днестровский – на западе Восточно-Европейской платформы.

Такие ситуации могут отображать заклинивание континентальной субдукции на обоих флангах краевого прогиба Балтийским и Украинским щитами на начальных этапах каледонского коллизионного процесса (восточная плита ныряет под западную в зоне линии Торнквиста – Тейсера).

И, наконец, в четвертом случае краевой прогиб, помимо синокеанической призмы и синколлизионной формационной надстройки разреза нормального цикла развития, может иметь офиолитовый субстрат. Пример – Предуральский краевой прогиб в секторе Полярного Урала. Скорее всего, это некий фрагментарный реликт океанической коры, который мог сохраниться, например, как результат наличия океанической бухты в конфигурации континентального края субдуцируемой плиты.

Между тем, разнообразие краевых прогибов в природе весьма значительное, особенно это касается малых, как правило, незрелых (недоразвитых, эмбриональных и т.п.), не прошедших полного цикла Вильсона краевых прогибов.

Литература

1. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона: Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: Изд-во ПП «ЭМКО», 2003. 226 с.
2. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Элементы геодинамики Карпат
3. Паталаха Е.И., Торфименко Г.Л., Трезубенко В.И., Лебедь Н.И. Проблема краевых прогибов и прогноз УВ. Киев: изд-во ПП «ЭМКО», 2002. 251 с.
4. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Элементы геодинамики Карпат. Прогноз углеводородов и сейсмоопасности. Киев: изд-во ПП «ЭМКО», 2003а. 151 с.
5. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Прогноз УВ и сейсмоопасности. Киев: изд-во ПП «ЭМКО», 2003. 226 с.

А.М. Петрищевский¹, В.И. Журнист¹

Гравитационные признаки коллизионных структур в литосфере Камчатки

Многочисленные геологические данные [1, 2], свидетельствующие о горизонтальных перемещениях и коллизиях тектонических комплексов

¹ Институт комплексного анализа региональных проблем (ИКАРП) ДВО РАН, Биробиджан, Россия

Камчатки в позднем мезозое и кайнозое, до сих пор не находят объяснения в геофизических моделях, большинство из которых, как и 30 лет назад, основывается на представлении о «домеловом сиалическом фундаменте», отождествляемом с метаморфическими комплексами Срединного и Ганальского выступов и распространяемом на всю территорию полуострова. С рельефом кровли фундамента в таких моделях унаследованно связаны структуры перекрывающих его кайнозойских вулканогенно-осадочных комплексов, а взаимоотношения допоздне-меловых сиалических метаморфических комплексов с глубинными структурами земной коры и верхней мантии характеризуются противоречиво. В гравитационных моделях доминирует предположение о синформном прогибе границ раздела земной коры под центральными районами Камчатки [8], однако, вследствие высокой тектонической [1, 2] и сейсмо-геологической [3, 4] расслоенности земной коры и верхней мантии, традиционное плотностное моделирование глубинных структур (прямая итерационная задача с опорой на скоростные границы) здесь крайне неоднозначно. Дополнительная объективная информация в таких условиях может быть получена с помощью аппроксимационных моделей геологического пространства, вырабатываемых в результате формализованных и внутренне однозначных расчетных процедур без априорной тектонической и петрофизической информации.

В рассматриваемых ниже моделях (рис. 1, 2) формализованными характеристиками тектоносферы Камчатки и прилегающих акваторий являются значения глубины центров масс (Z_0) квазизометричных (компактных) источников гравитационных возмущений и значения вертикальных градиентов плотности эквивалентных им сферических масс (μ), касательных к плоским поверхностям на глубинах: $H_k = Z_0 - R$ (где: R - радиус элементарной сферы). Методика построения и принципы геологической интерпретации моделей изложены в работе [6].

Пространственное распределение центров плотностных неоднородностей в слое: $Z_0 = 25-40$ км (рис. 1,А), соответствующем нижнему слою земной коры, либо переходному слою «кора-мантия», характеризуется увеличением мощности этого слоя под Западно-Камчатской аккреционно-складчатой системой и сокращением его в акватории Охотского моря и восточных районах Камчатки. Менее выраженное погружение нижнекоровых неоднородностей на юге полуострова совпадает с расположением выступов метаморфических комплексов. Такое распределение плотностных неоднородностей соответствует данным МОВЗ об увеличении мощности земной коры под западными районами Камчатки, где взаимное положение верхне- и нижнекоровых скоростных границ характеризуется инверсными отношениями [3], типичными для структур сжатия – аккреционных призм и островных дуг. В слое: $Z_0 = 70-120$ км, соответствующем переходному слою «литосфера-астеносфера» (см. рис. 1,Б), литосферный прогиб смещен к западу относительно нижнекорового прогиба на расстояние 120–150 км, что может быть результатом

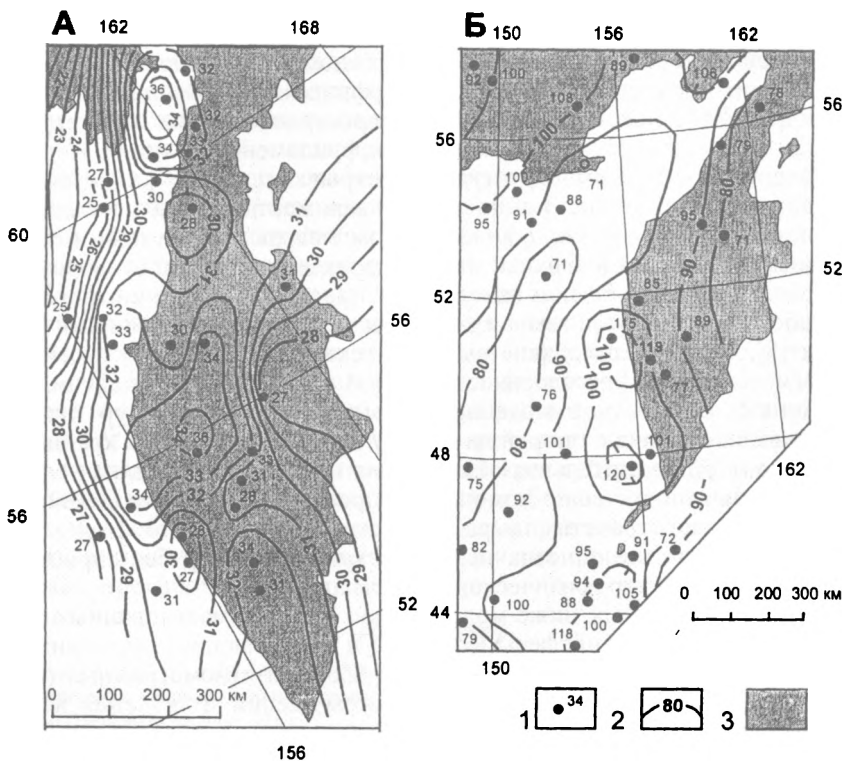
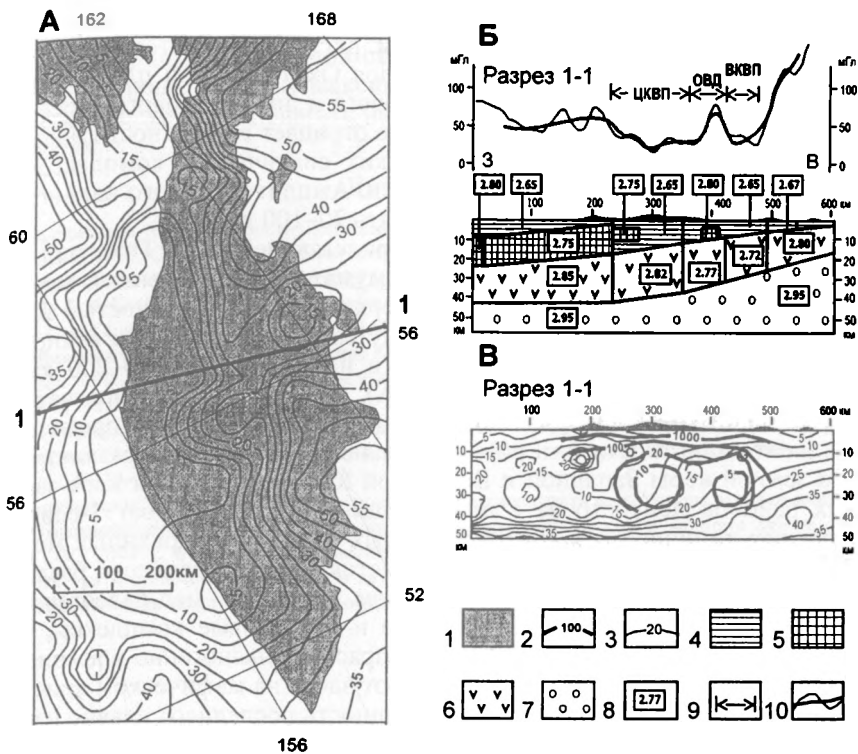


Рис. 1. Схемы пространственного распределения плотностных неоднородностей в подкоровом (А) и нижнелитосферном (Б) слоях тектоносферы Прикамчатского региона

1 – точки расчета и глубина (в км) центров масс плотностных неоднородностей; 2 – изобаты, км; 3 – суша

поддвига Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую. Сравнение схем А и Б на рис. 1 свидетельствует о направленном увеличении мощности коры и литосферы с востока на запад на большей части полуострова, что противоречит «симметричным» схемам связи приповерхностных тектонических комплексов Камчатки с обособленным литосферным сегментом континентального типа. По полученным данным, глубинной структурой первого порядка, определяющей тектоническое строение полуострова, является региональная структура сжатия литосферы, располагающаяся под Западной Камчаткой и прилегающим шельфом Охотского моря, которая продолжается в северную часть Курильской дуги [7].



156

Рис. 2. Схема-срез параметра μ^n на глубине: $H_k = 20$ км (А), разрез μ^n по профилю 1-1 (В) и принципиальная плотностная модель (Б) земной коры Камчатки

1 – суха; 2 – изолинии электрического сопротивления, Ом·м [5]; 3 – изолинии параметра μ^n (10^{-1} г / см² / км); 4 – позднемеловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные комплексы; 5 – сиалитские субкристаллические комплексы; 6 – кристаллический слой океанической коры; 7 – верхняя мантия; 8 – расчетная плотность блока, г/см³; 9 – расположение на разрезе тектонических структур: Центрально-Камчатского (ЦКВП) и Восточно-Камчатского (ВКВП) вулканических поясов, ОВД – Озерновско-Валагинской палеостровной дуги; 10 – априорный (тонкая линия) и расчетный (толстая линия) графики аномалии Буге в условном уровне, мГл

В срезе $H_k = 20$ км (рис. 2,А) эта структура выражена аномалией низких значений градиента плотности (μ^n), обусловленных повышенной вязкостью среднекорового слоя. В Охотском море обширная область низких значений μ^n хорошо сопоставляется с астеносферой [7], диагностируемой по термометрическим данным, а в разрезе 1-1 (см. рис. 2,В) низкоградиентный слой в интервале глубин 20–35 км коррелируется с минимумом электрического сопротивления – признаком частичного плавления нижнекорового слоя [5]. В западной среднекоровой

части разреза 1-1 (см. рис. 2,В) наблюдается тонкий высокоградиентный слой, расчетная плотность которого (см. рис. 2,Б) соответствует плотности сиалического кристаллического слоя Охотоморской плиты. Различие реологических свойств среднекорового и нижнекорового слоев, выраженное в аномалиях параметра μ^n , не отрицает возможности надвигания «охотоморских» субкристаллических сиалических комплексов на нижнекоровый слой Западной Камчатки. Амплитуда такого надвигания в пределах полуострова может составлять 70–100 км.

В восточных районах Камчатки и прилегающей части Тихого океана наблюдаются два региональных максимума μ^n , обусловленных жесткими кристаллическими пластинами в верхней мантии мощностью 25–30 км – океаническими слэбами, поддвинутыми под меловые и кайнозойские сиалические комплексы Камчатки на расстояние 150–200 км от океанического побережья (см. рис. 2,А). Стандартная плотностная модель земной коры (см. рис. 2,Б), рассчитанная с учетом распределения градиентов плотности (см. рис. 2,В), иллюстрирует резкое различие типов земной коры Западной и Восточной Камчатки. Земная кора западных районов полуострова с прилегающим шельфом имеет 3-слойное строение, типичное для континентальных районов и окраинных морей. Территория Восточной Камчатки, к востоку от Центрального разлома, характеризуется субокеаническим типом коры, т.е. мел-палеогеновые вулканогенно-осадочные, флишеидные и молассовые комплексы, частично перекрываемые близкими по возрасту вулканогенно-кремнистыми тектоническими покровами, залегают здесь на мафическом кристаллическом слое океанической коры. Мощность последнего плавно нарастает в западном направлении, а латеральные вариации его плотности (разуплотнения) связаны с вулканическими процессами и структурами. Широкое присутствие в земной коре Центральной и Восточной Камчатки метаморфических сиалических комплексов, подобных Срединному и Ганальскому массивам, маловероятно. Последние могут встречаться здесь в форме экзотических пластин вертикальной мощностью не более 8 км – перемещенных фрагментов палеостровных дуг или обломков Охотоморской плиты. Наиболее вероятно, что Срединный массив представляет собой комплекс основания Ватынско-Ирунейско-Андриановской островной дуги, а Ганальский – Озерновско-Валагинской (Ачайваям-Валагинской). Признаком горизонтальных перемещений островодужных комплексов в верхних горизонтах коры является смещение тектонических покровов Озерновского, Кумроч и Тумрок на 70–80 км к востоку от основания Озерновско-Валагинской дуги, которое располагается под Центрально-Камчатской депрессией (см. рис. 2,Б).

Рассмотренные модели дополняют выводы тех исследователей [2], которые предполагают коллизионную природу Камчатского полуострова. По полученным данным, главными палеотектоническими характеристиками литосферы Камчатки являются встречно направленные кайнозойские перемещения подкорового мафического и верхнекорового сия-

лического слоев, в результате которых последний смещен на 120–150 км к востоку от региональной структуры сжатия – литосферного «корня» полуострова. Поэтому максимальное утолщение земной коры и литосферы следует предполагать не в центральных, а в западных районах Камчатки.

Литература

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
3. Булин Н.К. Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным // Сов. Геология, 1977. № 5. С. 140–148.
4. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
5. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
6. Петрищевский А.М. Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 20–36.
7. Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Тектоническая расслоенность и структуры верхней мантии Охотоморского региона // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. М.: ГЕОС, 2004. С. 67–71. (Материалы Молодеж. шк.-конф. XXXVII Тектонич. совещ.).
8. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: РАН НГК. 1996. 337 с.

Г.А. Петров¹, И.А. Свяжина²

Проявление каледонской коллизии на Урале

Каледонская коллизия проявилась в столкновении палеоматериков Балтика и Лаврентия и привела к формированию мощного орогена, наиболее крупные фрагменты которого располагаются в Скандинавии, в Аппалачах и на Британских островах. Последствия этого события на противоположной – Уральской окраине Балтики остаются недостаточно изученными, в первую очередь, благодаря позднепалеозойской коллизии, во многом затусшевавшей более ранние тектонические структуры. Тем не менее, анализ геологических событий, имевших место в ордовикско-девонское время, позволил выявить их корреляцию в пределах классической области Каледонского орогена (Скандинавские каледониды) и на Урале. Привлечение палеомагнитных данных дает картину кинематики движений террейнов, составляющих современный Уральский подвижный пояс.

Формирование палеозойских комплексов, входящих в состав складчато-надвигового Каледонского орогена в центральной Скандинавии,

¹ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», Екатеринбург, Россия

²Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

можно кратко представить следующим образом [8, 9]. В раннем-среднем ордовике (тремадок–лланвирн) шло образование офиолитов и морских осадков в океане Япетус, завершившееся раннекаледонскими деформациями и метаморфизмом в лландейльском и начале карадокского ярусах. В позднем карадоке и ашгилле вновь отмечается формирование офиолитов, в ашгилле и лландовери – островодужных диорит-гранодиоритовых комплексов и морских осадков, завершившееся началом обдукции в венлокское время. На окраине Балтики в ордовике и начале силура происходило накопление мелководных морских осадков. В позднесилурийское и раннедевонское время образовался складчатонадвиговой ороген, что сопровождалось метаморфизмом, достигающим местами эклогитового и гранулитового уровня. На фронте орогена в передовых бассейнах шло накопление континентальных осадков. В конце эмсского времени в межгорных впадинах формируется континентальная моласса – грубообломочные, часто несортированные полимиктовые конгломераты и песчаники (формация «Old Red Sandstone»). Выделяются две эпохи интенсивных тектонических деформаций и сопряженного с ними высокобарического метаморфизма – среднеордовикская (раннекаледонская) и ниже-среднедевонская (позднекаледонская). Предполагается, что раннекаледонская тектоно-метаморфическая эпоха вызвана частной коллизией Лаврентии и существовавшей возле ее окраины островодужной системы, а позднекаледонская – столкновением Лаврентии и Балтики. Тектонические деформации продолжались и после отложения молассы, но их интенсивность значительно ниже, чем в коллизионный этап; пост-орогенные разрывные нарушения представлены, главным образом, сбросами и сдвигами.

Палеозойская история Урала начинается с эпиконтинентального рифтогенеза, проявившегося в позднем кембрии–раннем ордовике [1, 4]; далее, со среднего ордовика по девон включительно, устанавливается режим пассивной континентальной окраины с шельфовыми и батинальными фациями осадков. Наиболее древние фаунистически охарактеризованные океанические образования представлены среднеордовикскими базальтами поляковской свиты и ее аналогами, а также парагенетичными им офиолитами океанического типа. В пределах Тагильской палеостроводужной системы [2, 3] известны верхнеордовикские надсубдукционные офиолиты, на которых залегают вулканиты базальтриолитовой и базальт-андезит-дацитовый формаций позднего ордовика–лландовери (комплексы юной островной дуги), базальт-андезитовой и базальт-трахитовой (шошонит-абсарокитовой) формаций венлока–лохова (комплексы развитой островной дуги). Начиная с пражского века, в пределах Тагильской мегазоны формируются два типа разрезов – осадочный (преимущественно карбонатный) и вулканогенно-осадочный, включающий вулканиты субщелочной базальт-андезитовой серии окраинно-континентального типа. Необходимо отметить, что девонские вулканиты содержат меньше щелочей, чем позднесилурийско-

раннедевонские шшониты и абсоракиты, и по ряду геохимических признаков являются производными другой магматической системы, скорее всего связанной с новообразованной зоной субдукции [3]. Наиболее значительный перерыв в осадконакоплении проявился как на окраине палеоматерика, так и в пределах Тагильской структуры, в позднеэмское время. На палеоконтиненте – это формирование кварцевых гравелитов и песчаников такатинской свиты, залегающей с угловым и стратиграфическим несогласием на различных толщах венда и палеозоя, в Тагильской мегазоне в эмское время происходило образование мощных латеритных кор выветривания, карста и бокситовых залежей, частично размытых в эпоху эйфельской трансгрессии. Локальные размыты и залежание со стратиграфическим несогласием фиксируются также на окраине платформы в основании колчимской свиты лландовери, в Тагильской мегазоне – в основании гороблагодатской толщи лудлова.

В пределах Магнитогорской мегазоны ордовикские, силурийские и раннедевонские образования сохранились лишь в разрозненных тектонических блоках, что затрудняет реконструкцию ранне-среднепалеозойской истории. Тем не менее, достаточно определенно фиксируются ниже (?)-среднеордовикские базальты и офиолиты океанического типа, силурийские и раннедевонские морские осадки, местами с потоками базальтов. В нижнем эмсе (карпинский горизонт Уральской региональной шкалы) происходит излияние щелочных вулканитов мостостроевского комплекса и его аналогов (чанчарского и полевского), сходных с щелочными базальтами океанических островов и «горячих точек». В верхнем эмсе начинается формирование собственно Западно-Магнитогорской островной дуги (базальт-риолитовая формация баймак-бурибайской свиты).

Рассматривая наиболее значительные геологические события ранне-го и среднего палеозоя, документируемые в геологических комплексах Скандинавии и Урала, можно отметить следующее.

Ашгильско-лландоверийские островодужные диорит-гранодиоритовые серии Скандинавии соответствуют по возрасту комплексам юной Тагильской палеоостровной дуги (базальт-риолитовые серии и сопряженные с ними габбро-плагиогранитные серии).

Прекращению океанического и островодужного магматизма и началу обдукции на Скандинавской окраине примерно соответствует размыт со стратиграфическим несогласием в основании гороблагодатской толщи и начало формирования субщелочных вулканитов в Тагильской структуре.

Позднесилурийско-раннедевонская эпоха высокобарического метаморфизма в Скандинавии [9] соответствует возрасту глаукофансланцевого метаморфизма в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Северном Урале [7].

В Скандинавии эпоха наиболее интенсивных горообразовательных движений, сопровождаемых орогенным магматизмом, метаморфизмом

и тектоническими деформациями, охватывает интервал времени от пражского до живетского ярусов включительно. В позднем эмсе начинается разрушение горного сооружения и накопление межгорных грубообломочных толщ (континентальная моласса). На Урале в эмское время отмечается перерыв в осадконакоплении, образование кор выветривания. Осадки позднего эмса ложатся на различные более древние образования со стратиграфическим и угловым несогласием. В пражском ярусе происходит заложение вулканического пояса окраинно-континентального типа на отмершей Тагильской островной дуге, в позднем эмсе – Западно-Магнитогорской островной дуги на океаническом основании.

Построенные по палеомагнитным данным реконструкции положения главных Уральских структур [5, 6] позволили восстановить картину движения литосферных блоков Урала в среднем палеозое. В ордовике и силуре происходило движение палеоконтинента Балтика и Восточно-Уральских террейнов на север, на рубеже силура и девона – резкий разворот против часовой стрелки, в результате которого структуры будущего Урала сменили субмеридианальное положение на субширотное. К началу карбона произошло небольшое вращение по часовой стрелке одновременно с общим движением Уральских террейнов на север. Время резкого изменения характера и траектории движения террейнов совпадает с эпохой каледонской коллизии; подвижному, новообразованый Еврамерийский палеоматерик попал в мантийную конвективную вихревую ячейку с правым знаком вращения. Перестройка направлений движения Еврамерики и Уральских террейнов привела к крупным геологическим событиям, указанным выше: отмиранию и зарождению зон субдукции, аккреции части террейнов (например, Тагильского) к континентальной окраине, сопровождаемыми континентальными перерывами, тектоническими деформациями и высокобарическим метаморфизмом.

Таким образом, каледонская коллизия, приведшая к замыканию палеоокеана Япетус и формированию мощного складчато-надвигового орогена, «спаявшего» Балтику и Лаврентию в единый Еврамерийский материк, отчетливо проявилась и на Уральской окраине палеоматерика.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64121).

Литература

1. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998..
2. Петров Г.А., Пучков В.Н. // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
3. Петров Г.А., Связжина И.А., Рыбалка А.В. // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 14–20.
4. Пучков В.Н. // Литосфера. 2001. ИГГ УрО РАН. № 1. С. 15–31.
5. Связжина И.А., Пучков В.Н., Петров Г.А. О палеомагнетизме среднепалеозойских отложений Урала. В кн.: Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магма-

- тизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы научной конференции (IX чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 62–64.
6. *Свяжина И.А., Пучков В.Н., Овчаренко А.В.* Палеомагнитные реконструкции движений литосферных блоков Урала и Северного Казахстана от ордовика доныне. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII тектонического совещания, Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 2004. С. 145–147.
 7. *Шалагинов В.В.* Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: Труды СГИ. Вып.116. 1975. С. 15–22.
 8. *Gee D.G., Guesou J.C., Roberts D., Wolff F.C.* The central-southern part of the Scandinavian Caledonides. In: *The Caledonide Orogen – Scandinavia and related areas.* Gee D.G., Sturt B.A. (eds.). John Wiley & Sons. 1985. P. 109–133.
 9. *Milnes A.G., Wennberg O.P., Skar Q., Koestler A.G.* Contraction, extension and timing in South Norwegian Caledonides: the Sognefjord transect. Orogeny through time. Durg J.P. & Ford M. (eds.). Geological Society Special Publication. № 121. 1997. P. 123–148.

И.Г. Печенкин¹, В.Г. Печенкин²

Новейшие орогены и рудогенез в Центральной Азии

В неотектонической эволюции Памиро-Гималайского сегмента и прилегающей территории выделяется несколько крупных фаз: 1 – конец эоцена–начало олигоцена – время окончательного замыкания Тетиса и начала континентальной коллизии; 2 – поздний олигоцен–ранний и средний миоцен – этап интенсивной складчатости и покровообразования в южных частях региона в непосредственном обрамлении Индийской плиты. На удалении (севернее и восточнее) развивались невысокие, слабо дифференцированные поднятия и впадины; 3 – поздний миоцен–ранний плиоцен, характеризуется увеличением интенсивности и дифференциацией орогенических движений, что приводит к созданию главных черт современного структурного плана; 4 – ранний плейстоцен–начало среднего плейстоцена выделяются резкой активизацией горообразования, продолжающегося до настоящего времени.

Структурные и как следствие гидрогеологические особенности При Тяньшаньской провинции определили высокую рудонасыщенность *Памирского сектора*. Воздымание Тянь-Шаньского орогена, начавшееся в миоцене под воздействием коллизии Индийской плиты, привело к тому, что его структуры продолжали испытывать дифференцированные вертикальные тектонические движения на протяжении 25 млн лет, активизируя примыкающую часть молодой платформы. В итоге прилегающая область Туранской платформы шириной 250–300 км превратилась в су-

¹ ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ВИМС), Москва, Россия

² ФГУП «Урангео» МПР РФ, Москва, Россия

бороген. Севернее, в N-Q время существовала впадина Аральского моря, которая, начиная с миоцена, представляла собой региональный очаг разгрузки подземных вод.

Таким образом, в пределах Памирского сектора возникли: устойчивая область питания, транзита и региональной разгрузки пластовых вод. Область питания (Тянь-Шань) воздымалась пульсационно, подчиняясь отдельным этапам орогенезации (26–24, 15–12, 5–1,6 и менее 1,5 млн лет). При этом создавались условия для формирования урановых месторождений, расположенных в настоящее время как в ОБ орогена, так и за его пределами (в суборогене) на удалении от границы орогена от 25 км, до 250–300 км.

Гималайский сектор, расположенный восточнее Памирского «клина», испытал в те же отрезки времени более интенсивное воздействие коллизионных напряжений Индийской плиты. Ее влияние ощутили самые разнообразные структуры к северо-востоку от Памира. Воздымающиеся орогены – Куньлунь-Каракорумский и Бурхан-Баянхарский – активно наступали на Таримскую платформу (осколок древней Северо-Китайской платформы), которая как в мезозойское, так и в новейшее время представляла собой крупный осадочный бассейн. К северу от последнего возникли орогенные структуры Тянь-Шаня с небольшими межгорными ОБ. Еще севернее, в пределах суборогена, обособились Джунгарский и Турфанский ОБ. И, наконец, на северо-востоке даже герцинские сооружения Алтае-Гобийского орогена (Алтай) не избежали воздействия Индийской плиты. В результате оказалось, что Гималайский сектор имеет более сложную (чем Памирский) мозаичную структуру – чередование молодых орогенов и глубоких ОБ разных размеров при отсутствии региональной области разгрузки и частой смене во времени местоположения местных очагов разгрузки.

Гималайский сектор заметно уступает по рудонасыщенности (по урану) Памирскому, что требует серьезного анализа. Общим в их структурном плане является реакция крупных блоков на коллизионное воздействие Индийской плиты. Этапы орогенезации в обоих секторах совпадают, что предопределяет почти одновременное начало «работы» трех рудообразующих систем (РС) в пределах осадочных бассейнов: катагенетической (стадиальной), эксфильтрационной и инфильтрационной. Последняя, инфильтрационная, главенствует при формировании эпигенетических урановых месторождений. Естественно встал вопрос – почему интенсивность инфильтрационной РС различна в пределах двух рассматриваемых секторов. Решение поставленной задачи осуществлено в процессе анализа серии палеогидрогеологических схем на палеотектонической основе.

Во главу построения упомянутых схем положены следующие принципы. Все стадиальные и наложенные эпигенетические процессы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых являются производными единого процесса – становления и развития осадочного бас-

сейна. Со стадияльными процессами тесно связана генерация углеводородов (УВ). Рассмотрение пространственного размещения последних определяется их широким проявлением во впадинах Гималайского сектора и двойкой ролью в локализации уранового оруденения. С одной стороны, битуминизация проницаемых пластов, а также связанные с ней пиритизация, доломитизация и другие изменения, создают благоприятную геохимическую обстановку восстановительного характера, способствующую локализации более контрастного уранового оруденения. С другой стороны, внедрение битумов и их разрушение в зоне аэрации приводит к захоронению сформированного ранее уранового оруденения и исчезновению следов былого присутствия основного поискового критерия – зоны окисления.

Формирование различных объектов эксфильтрационного и инфильтрационного генезиса разделено как во времени, так и в пространстве, и подчиняется в первую очередь тектоническому фактору. Поэтому для выяснения металлогенической специализации ОБ и положения при этом уранового оруденения пришлось рассмотреть проявление геодинамических процессов, определяющих на отдельных этапах новейшей истории гидродинамический режим в пределах крупных блоков. Восстановление палеогидрогеологических особенностей дало ключ к пониманию процессов, подготавливающих (стадияльные) и реализующих (эпигенетические) рудообразование.

Формирование эпигенетического оруденения в осадочном чехле осуществляется как в безнапорном режиме (грунтовые воды), так и в напорном. Последний объединяет две гидродинамические системы: инфильтрационную и эксфильтрационную. Инфильтрационная водонапорная система характеризуется созданием напоров в результате нисходящего движения атмосферных и поверхностных вод с их постепенным продвижением к ОР. Она контролирует размещение U, Se, Mo, V, Sc, Re и других металлов. Эксфильтрационная – выделяется созданием напоров в водоносных горизонтах при восходящем движении подземных вод и растворов. Она предопределяет местоположение скоплений нефти и газа, а также S, SrSO₄, Pb, Zn, Ag и других полезных ископаемых. Развитие гидродинамических систем во времени и в пространстве влияет на эволюцию процессов гидрогенного рудообразования. Смена режимов вод обуславливает многоэтапность и динамику изменений, происходящих в осадочном бассейне.

Перед новейшим этапом развития северные и центральные части региона представляли собой ряд блоков Евразии, консолидированных в палеозойское и мезозойское время. С юга к ним примыкали блоки Тетиса, которые сочленяются с северными, образуя ряд крупных элементов.

В раннем миоцене на всей изученной территории господствовали катагенетическая и эксфильтрационная РС, при ведущей роли последней. Это обеспечивалось высоким компрессионным давлением в коллекто-

рах. Сформированные в результате начавшейся орогенезации отдельные, даже крупные ОР, не обеспечивали декомпрессии и возможности для интенсивного развития инфильтрационной РС.

Позднемиоценовая орогенезация обусловила некоторое расширение области суборогена и начало инфильтрации в Памирском секторе – в Северной Фергане и южных Кызылкумах, а в Гималайском секторе – в южной части Таримского и в пределах Илийского ОБ. Продолжалось рудообразование и в Цайдамском ОБ. В осадочных бассейнах Гималайского сектора процессы формирования углеводородов и их миграции к ОР стали заметно преобладать над таковыми в Памирском секторе.

Орогенезация региона, начавшаяся с раннего плиоцена, привела к резкому расширению области суборогена и, как следствие, к развитию площадного инфильтрационного процесса в пределах Памирского сектора и началу инфильтрации в северных впадинах Гималайского. Одновременно она прекратилась в Ферганском и Таримском ОБ.

На современном этапе коллизионные процессы достигли своего максимума. Это создало предпосылки для дальнейшего интенсивного развития окислительных процессов в ОБ в пределах суборогена Памирского сектора и изменения направления окислительных потоков в Джунгарском ОБ Гималайского сектора.

Следовательно, коллизионное воздействие Индийской плиты на устойчивую часть Евразийского континента в кайнозойе ведет к различным результатам в пределах рассмотренных структурных блоков.

В пределах *Памирского сектора* фронтальное наступление плиты обусловило активизацию молодой платформы, которая постепенно вовлекалась в орогенезацию в новейшее время с созданием суборогенной области с серией мелких (Центральные Кызылкумы) и крупных (Сырдарьинский и Чу-Сарысуйский) осадочных бассейнов. Все эти приорогенные ОБ оказались на протяжении от 5 до 20 млн лет на пути движения кислородсодержащих ураноносных вод от области питания (Тянь-Шань) к региональной области разгрузки (Аральское море). Длительный однонаправленный процесс движения подземных вод в краевых частях приорогенных артезианских бассейнов является важным фактором формирования уникальных по запасам урановых месторождений.

Коллизионные усилия Индийской плиты оказали более интенсивное воздействие на *Гималайский сектор* (в сравнении с Памирским) и ее влияние на северо-восток прослеживается до Алтая включительно. В итоге, здесь практически закрылся субороген, который был прослежен от Атлантического океана до Ордоса. Меловые и палеогеновые отложения Туранской плиты, являющиеся основным вместилищем гидrogenных месторождений урана в Притяньшаньской провинции, в пределах самого крупного Таримского ОБ, часто погребены под мощной толщей (более 5–10 км) молассы N–Q возраста и стали ареной проявления катагенетических и эксфильтрационных процессов. Активная геодинамика пульсационного характера в N–Q время приводит к изменению место-

положения очагов разгрузки подземных вод, частой смене направления развивающихся зон окисления и, как следствие, их более слабой рудоносности. В ряде случаев (южный борт Таримского ОБ) рудоформирующая зона окисления миоценового возраста оказывается в плиоцене погребенной под наступающими чешуями Куньлуна.

В.Б. Пийп¹, Р.М. Гылыжов¹,

Строение литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе, по данным новой интерпретации материалов ГСЗ

Введение. С 1980-го по 1987 год на Анголо-Бразильском геотраверсе (примерно 12 градусов южной широты) Институтом физики земли Академии наук СССР были проведены работы ГСЗ, а также выполнен полный комплекс геолого-геофизических исследований – съёмка рельефа дна и естественных геофизических полей [1]. Обработка и интерпретация полученных данных проводилась разными методами и различными исследователями. Основным методом обработки был метод математического моделирования, основанный на многочисленных итерациях вычислений прямой задачи.

В настоящее время ведется переинтерпретация этих материалов с использованием других методов и алгоритмов, так как строение мантии океанов привлекает значительный интерес геологов.

Метод. Для переинтерпретации данных нами использован пакет программ ГОДОГРАФ автоматической интерпретации материалов ГСЗ. Эта методика основана на аппроксимации скоростных полей однородными функциями двух координат [2] и заключается в автоматическом обращении системы встречных и нагоняющих годографов путем расчёта однородных аппроксимирующих скоростных функций по этим системам. Мы переобработали годографы первых волн, полученные ранее, провели сравнение скоростей в точках пересечения субмеридиональных профилей с субширотными и сравнили полученные нами данные с данными, полученными сотрудниками Института Физики Земли.

Результаты. На рис. 1 показан разрез через Срединно-Атлантический хребет, полученный методом однородных функций. Западная половина профиля расположена в зоне трансформного разлома Габон, а восточная в – пределах Африканской плиты.

На разрезе изображены изолинии скорости с шагом 0.2 км/с, которые даны на фоне рельефа скоростного поля, освещенного сверху. При таком изображении скоростного поля на разрезе автоматически выделяются границы раздела и разломы.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

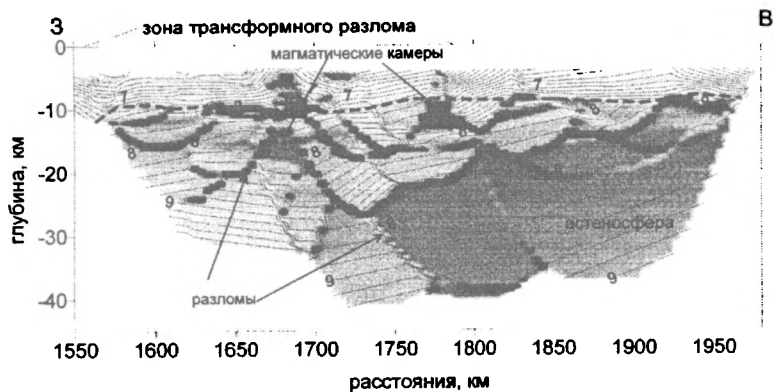


Рис. 1. Разрез в районе Срединно-Атлантического хребта, полученный методом однородных функций. Изолиниями показана скорость сейсмических волн в км/сек

Граница Мохо (пунктирная линия) расположена на глубине около 5 км от дна. Скорость в верхней мантии вблизи границы М составляет в среднем 7.6 км/с. Мохо на разрезе представлена границей второго рода. В коре наблюдается более высокий градиент скорости, чем в верхней мантии. Слой с повышенными скоростями (8–8.5 км/с), представленный блоками размером 50–100 км поднимается в восточном направлении от зоны трансформного разлома. Этот слой на восточной половине профиля пересекается тремя разломными зонами. Возможно, это есть следствие сегментации Срединно-Атлантического хребта. Ниже на восточной половине профиля прослеживается астеносфера. На разрезе хорошо выделяется её кровля – наклонная криволинейная инверсионная граница, падающая на запад под углом 5–6 градусов. Глубина кровли астеносферы постепенно уменьшается с удалением от трансформного разлома от 26 до 5–6 км. Скорость на кровле астеносферы уменьшается скачком сверху вниз от 8.4–8.6 км/с до 7.9 км/с. Астеносфера характеризуется пониженным положительным градиентом скорости – скорость в ней возрастает с глубиной от значений 7.9 км/с вблизи кровли до 8.4 км/с на глубине 40 км. В районе трансформного разлома на исследованных глубинах до 40 км астеносфера не прослеживается, а скорости здесь повышены до 9–9.5 км/с.

На разрезе в области трансформного разлома в верхней мантии выделяются две трапецевидные области с постоянной (7.6 и 7.4 км/с) скоростью размерами 25 x 5 км. Эти области окружены породами с повышенной скоростью и ограничены серией листрических разломов, падающих в направлении от центра области с пониженной скоростью. Отсутствие градиента скорости и пониженные значения скоростей заставляют нас предположить, что это магматические камеры, содержащие час-

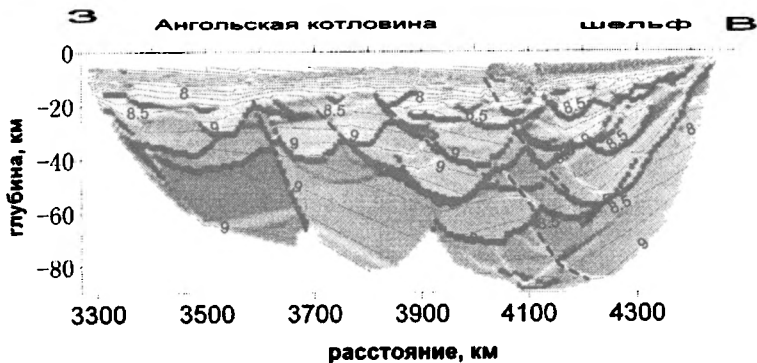


Рис. 2. Разрез литосферы в районе Ангольской котловины и подножия Африки

тично расплавленные породы. По своему расположению западная камера совпадает с осью южного сегмента хребта, а восточная камера с осью северного сегмента хребта (см. рис. 1). В коре над обеими магматическими камерами присутствуют четко выраженные разломные зоны.

В районе Ангольской котловины и шельфа на разрезе (рис. 2) получены структуры, характеризующие сочленение океанской плиты Ангольской котловины с континентальной Африканской плитой. Океанская мантия котловины содержит несколько высокоскоростных слоев, чередующихся с зонами пониженных скоростей. Несколько крупных пологих тектонических нарушений, падающих в сторону континента, разделяют океанскую мантию на блоки. Океаническая мантия надвигается на относительно низкоскоростную континентальную плиту Африки, образуя крупные чешуйчатые надвиги.

Заключение. В целом на всех разрезах в мантии получены три высокоскоростных (8–8.5 км/с) слоя, разделенных слоями с пониженной скоростью (7.6–7.8 км/с). Все высокоскоростные слои разбиты на блоки размером от 50 до 100 км. Указанные слои неравномерно погружаются от оси Срединно-Атлантического хребта по направлению к континентам, образуя крупные изгибы. Полученные детальные сейсмические разрезы раскрывают новые черты строения литосферы.

Достоверность разрезов подтверждается результатами решения прямой кинематической задачи сеймики. Строение литосферы, полученное на профилях по Анголо-Бразильскому геотраверсу, обосновано геологически, и в целом имеет черты, характерные для разрезов в других районах Мирового океана.

Литература

1. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе. Под ред. С.М. Зверева, И.П. Косминской, Ю.В. Тулиной. М.: НГК РАН 1996. 148 с.
2. Пийт В.Б. // Физика Земли. 1991. № 10. С. 24–32.

К вопросу об определении и содержании тектоники

Наметившийся переход тектоники из разряда описательных в ранг точных наук требует соответствующего понимания ее пространственных, междисциплинарных границ и основного объекта исследований.

На протяжении большей части XX века к тектоносфере, как правило, относили только земную кору или кору с прилегающей частью верхней мантии (В.В.Белоусов, П.Н.Кропоткин, В.Е.Хаин, и др.). В то же время эпизодически высказывались мнения о необходимости погружения нижнего предела тектоносферы до границы «мантия-ядро» или до центра Земли (М.М.Тетяев, Н.С.Шатский). Эта точка зрения до 1970-х гг. носила главным образом декларативный характер, но затем приобрела практическое наполнение и растущее число сторонников (Л.И.Лобковский, Ю.М.Пушаровский, О.Г.Сорохтин, С.А.Ушаков и др.) благодаря развитию геофизики, геохимии и прикладной математики, обеспечивших накопление информации о глубоких недрах планеты. Отмеченная тенденция подводит к заключению о том, что тектонической системой первого (или нулевого) порядка является вся Земля ниже дневной поверхности. Эта система является открытой, поскольку гидросфера и атмосфера оказывают определенное влияние на эндогенное структурообразование (изостазия, тепловые эффекты, обмен веществом и др.). Кроме того, тектоносфера не изолирована от космоса, со стороны которого испытывает гравитационное, ударное, тепловое и другие виды воздействия, нередко накладывающие отпечаток на ее структуру. В свою очередь, легкие газы и энергия эндогенных процессов в тепловой форме диссипируют в межпланетное пространство, а вращение Земли вокруг своей оси в равной степени относится к тектоническому и космическому факторам.

Междисциплинарные связи тектоники также претерпели эволюцию. Первичное объяснение структурообразования с позиций механики (В.Пэк, П.Н.Кропоткин, Ж.Гогель, В.В.Белоусов, М.В.Гзовский) и гравитационного взаимодействия планеты с ее спутником (А.Вегенер) было дополнено рассмотрением и математическим описанием тепловых процессов, электромагнитных явлений, гравитационного взаимодействия, радиоактивного распада, химических превращений, значительно укрепившими фундаментальные основы тектоники.

Роль главного объекта тектонических исследований с течением времени переходила от ее внешних проявлений ко все более глубоким, сущностным категориям. Определенным препятствием на этом пути до сих пор служит сильная привязка тектоники к практическим потребностям экономики, ориентирующая геологов в первую очередь на изучение результатов эндогенных процессов: структур, месторождений, зем-

¹ Институт геолого-экономических проблем (ИГЭП) РАН, Москва, Россия

летрясений и т.п. С другой стороны, доступность следствий и неясность причин тектонических явлений постоянно заставляет специалистов решать обратную задачу, создавая обширные базы данных-следствий для нелегкого поиска их источника. Наконец, несмотря на очевидную всеобщность физических, химических и математических законов природы, их применение в области наук о Земле встречает огромные трудности из-за пространственно-временной и физико-химической специфики объекта планетарного масштаба.

В начальный, описательный период основные усилия тектонистов были направлены на регистрацию и характеристику структур, образующих геологическими телами, делался своего рода статический «снимок» результата предшествующей геологической истории. В дальнейшем значительное внимание стало уделяться выяснению причин движений и деформаций коры (литосферы). В этой области до сих пор большинство исследователей ограничивается рассмотрением механических сил. Однако увеличение потока информации о геосферах, лежащих ниже земной коры, включающей непосредственно наблюдаемые традиционные геологические тела и структуры, заставляет рассматривать другие физические, а также химические процессы. В частности, движущими механизмами мантийной конвекции считается тепловая или химико-плотностная дифференциация вещества между ядром, мантией, корой и внешними геосферами; природу глубинных сейсмических границ связывают с фазовыми переходами вещества в меняющихся термодинамических условиях; возникновение линейных магнитных аномалий рассматривают как результат перестроек электрического поля в ядре и т.д.

Перечисленные разнообразные процессы объединяются понятием энергии – общей количественной меры всех видов движения и взаимодействия материи, что не раз отмечалось ранее. Так, О.Г.Сорохтин и С.А.Ушаков разработали «физическую теорию планетарного развития Земли» на базе ее энергетического баланса [2]. В.С.Пономарев и В.Г.Трифонов отмечали, что «с физической точки зрения тектонические процессы сводятся к преобразованиям разных форм энергии, причем решающая роль отводится физическим и химическим преобразованиям, происходящим на разных уровнях в недрах Земли. Силы, возникающие при таких преобразованиях, создают напряжения в массивах горных пород, приводящие к их деформации и разрушению» [1].

Исходя из сказанного, вырисовывается следующая причинно-следственная цепь тектонических явлений и процессов: энергия → силы → напряжения → деформации → структуры. Поэтому в основе фундаментальных тектонических исследований должен лежать поиск источников, путей и форм распространения энергии (главным образом эндогенной), приводящей к формированию разнопорядковых структур: от традиционных до вновь выделяемых, в том числе глубинных (геосфер, конвективных ячей, плюмов, слэбов и т.д.).

Из сказанного вытекают определения тектоники в целом и входящих в нее частных дисциплин:

- тектоника – структурно-динамическое направление в изучении энергетики Земли, отдельных геосфер и геологических тел (сокращенно–структурно-динамическая эндогенная геознергетика);
- структурная геология – изучение вещественно-структурных следов распространения энергетических потоков в литосфере в нижележащих геосферах;
- геодинамика – изучение тектонических сил;
- неотектоника – изучение новейших структурообразующих энергетических процессов;
- сейсмология – изучение современных структурообразующих энергетических процессов;
- тектонофизика – изучение физических основ тектонических процессов, их экспериментальное и физико-математическое моделирование.

Литература

1. Пономарев В.С., Трифонов В.Г. Факторы тектогенеза. // Актуальные проблемы тектоники континентов и океанов. Тр. ГИН. Вып. 425. 1987. С. 81–94.
2. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли; Под ред. В.А.Садовниченко. М.: МГУ, 2002. 560 с.

В.Ф. Подурушин¹

Упругие геодинамические волны

Универсальной количественной мерой различных форм движения и взаимодействия материи служит энергия. Ее распространение в среде физических тел происходит в форме вещественных потоков и волн. В первом из названных процессов осуществляется конечное перемещение как вещества, так и энергии. Упругие волны передают только энергию, а вещество после одного или нескольких колебаний возвращается в исходное положение.

Основное внимание мобилистов до сих пор сосредоточивалось на изучении вещественных (массо-энергетических, тектонических) потоков, создающих крупномасштабные перемещения литосферных плит, линейные магнитные аномалии, крупнейшие формы рельефа и т. д. Относительная легкость изучения вещественных потоков и эффективность полученных результатов заслонили значимость геодинамических (тектонических) волн (ГДВ), малозаметных по причине их огромной продолжительности (период порядка 1 млн лет и более) и малой скорости распространения, которые не поддаются прямой регистрации современ-

¹ Институт геолого-экономических проблем (ИГЭП) РАН, Москва, Россия

ными техническими средствами. Такое самоограничение геодинамики привело к кризисным явлениям при объяснении ряда внутриплитных и других процессов [3, 8]. Сложилась парадоксальная ситуация, когда волновое направление в тектонике развивается в основном представителями фиксистой школы [8, 10].

Мантия представляет собой тело Максвелла, реагируя на кратковременные в геологическом смысле воздействия как твердое тело, а на продолжительные – как жидкость [1]. В поле ГДВ мантия должна вести себя подобно жидкости. Следовательно, в ней наряду с конвективными течениями могут существовать упругие продольные ГДВ сжатия-растяжения, но отсутствуют поперечные волны сдвига [2]. Действительно, согласно [4], в мантии «объемная конфигурация сейсмонеоднородностей и их взаимоотношения в пространстве указывают на латеральные движения масс с образованием структур тектонического скучивания в одних местах и относительно пассивных тыловых форм в других. Тектоническое скучивание всегда связано с обстановкой сжатия», откуда логично заключить, что тыловые объемы характеризуются обстановкой растяжения.

В пластичном «базальтовом» слое консолидированной коры, компенсирующем вариации мощности «гранитного» слоя [9], упругими ГДВ можно пренебречь. Импульсное сжатие упругого «гранитного» слоя возбуждает в нем продольные, поперечные и поверхностные ГДВ. Внешнее давление на вулканогенно-осадочный чехол приводит к уплотнению отложений, метаморфическим преобразованиям их состава и структуры, то есть поглощению части механической энергии волн и вещественных потоков, ее превращению в химическую и тепловую энергию. При конвергенции литосферных плит и, особенно, мелких террейнов демпфирующие свойства аккреционных призм могут некоторое время сдерживать начало жесткой коллизии.

Мантийные ГДВ, являющиеся одним из источников тектонических процессов в литосфере, далее называются первичными. С литосферой взаимодействуют три составляющие каждой конвективной ячее, осложненные волновыми импульсами: восходящий и нисходящий потоки (плюмы), а также верхняя горизонтальная ветвь.

В коре эпицентральной области над восходящим мантийным течением господствуют вертикальные движения, знак которых во многом определяется первичными полуволнами сжатия и растяжения. Первые усиливают геодинамическую поддержку коры, обеспечивают ее подъем (вздутие), что приводит к регрессии морских бассейнов, размыву и перерыву в осадконакоплении. Со вторыми связаны прогибание, рифтинг, возникновение эпиконтинентальных осадочных бассейнов. От гипоцентра плюма конвективный поток и осложняющие его первичные ГДВ распространяются центробежно по горизонтали. Волны приобретают цилиндрическую форму; с увеличением радиуса удлиняется их фронт и соответственно уменьшается плотность потока энергии.

В поверхностном слое мантийного потока, встречающем меньшее сопротивление своему перемещению за счет снижения литостатического давления и вязкости, возникает поверхностная (рэлеевская) ГДВ, движения частиц которой имеют форму эллипса [6]. Она деформирует весь разрез вышележащей литосферы, создает в ней геодинамический эффект I порядка в виде первичной динамопары, включающей набор структурных и геоморфологических форм, вытянутых параллельно фронту волны и перемещающихся вместе с ним. Признаками полуволны сжатия являются надвиги, взбросы, размывы, перерывы в осадконакоплении. Полуволнам растяжения соответствуют продольные депрессии, сбросы, накопление осадочных толщ.

Столкновение литосферных блоков обуславливает излучение вторичных упругих ГДВ в «гранитном» слое коры. При падении на границу литосферных блоков под углом, близким к 90° , ГДВ должна частично отражаться, образуя стоячую волну [7], структурно представленную тектонопарами [9] – закономерными, устойчивыми в пространстве ассоциациями смежных поднятий и депрессий в коре и рельефе. В частности, к коллизионным эффектам могут относиться тектонопары типа «ороген – краевой прогиб», созданные стоячими волнами, отраженными от границ плит.

Известно, что контракционно-содвиговые структурные ансамбли включают системы содвиговых швов (сутуры) и поперечные им структуры раздвижения (системы сбросо-раздвигов, рифты, грабены) [5]. При этом первичная поперечная ГДВ, возможно, способствует появлению структур отрыва, перпендикулярных фронту сжатия. В стороны от осей поперечных рифтов симметрично распространяются вторичные упругие ГДВ, создающие динамопары II порядка: полуволны растяжения раздвигают борта рифта, между которыми прогибается его днище, и одновременно создают во вмещающих породах перед собой полуволны сжатия, формирующие надвиги, валы, горсты.

Нисходящие ветви конвективных мантийных течений формируют в литосфере геодинамические обстановки столкновения континентальных плит, субдукции океанической коры под континентальную, конвергенции океанических плит. В порядке приведенного перечисления возрастает роль тектонических потоков и уменьшается значение упругих ГДВ в соответствии с реологическими характеристиками литосферных плит. Геодинамические следствия в первом из названных случаев принципиально схожи с эффектами описанного выше процесса межплитного взаимодействия.

Литература

1. Берман В.Л. Горизонтальные мантийные течения и геотектонические процессы. М.: НПФ «Нортекс», 1991. 179 с.
2. Волны. // Большая Советская энциклопедия. 3 издание. Т. 5.– М.: Советская энциклопедия, 1971. С. 314–317.

3. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
4. Пуцаровский Ю.М. Тектоника и геодинамика мантии Земли. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 10–33.
5. Расцветаев Л.М. Содвиговые парагенезы в ансамбле коллизионных структур. Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997.
6. Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Наука, 1964. 207 с.
7. Стоячие волны. // Большая Советская энциклопедия. 3 издание. Т. 24. М.: Советская энциклопедия, 1976. С. 543.
8. Страхов В.Н., Фатеев Г.Д., Шмидт А.О. Принцип векторного моделирования информационной волновой основы технологий прогнозирования рудоконтролирующих структурных зон и ареалов землетрясений в парарезонансных геодинамических системах. // Пятые геофизические чтения им. В.В. Федынского. 27 февраля – 01 марта 2003 г. Тезисы докладов. – М.: ГЕОН, 2003.
9. Суворов А.И. Горизонтальные движения и формирование континентальной коры. Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 9–19.
10. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.

А.И. Полетаев¹

Ротационная тектоника земной коры

Ротационные (или вихревые) процессы известны, как минимум, со времен Р.Декарта, математически обоснованы Л.Эйлером, упоминаются в работах Дж.Дарвина [1879], А.И.Воейкова [1893], использовались Ф.Тейлором [1910] для объяснения смещения материков от полюсов к экватору, а А.Вегеномом [1912] для смещения их к западу. Данные о геологической роли ротационных сил и вихревых структур были обобщены в работах Ли Сыгуана [1958], Б.Л.Личкова [1962,1965], А.Шейдеггера [1987], П.С.Воронова [1968, 1993,1997] и других исследователей [12].

В последние 10–15 лет в геологической литературе постоянно появлялись сообщения о различных структурах и движениях (поворотах), отличающихся временем «зарождения» и масштабом проявления, но объединяющихся ротационной природой: от локальной (не более 2км в диаметре) Чолойской ротационной структуры, закартированной и изученной в Присонгкельском районе Северного Тянь-Шаня М.Г.Ломизе и А.В.Авдониным в середине 80-х годов прошлого века, до установленной группой А.Л.Книппера вращения в титонское время «отщепов» террейна Горного Крыма «на 15 градусов против часовой стрелки – навстречу выступу Скифской плиты» [8]; от указаний В.Г.Трифонова с соавторами на очень молодое, возможно, плиоцен-четвертичное вращение «восточного крыла северной части Левантской зоны по часовой стрел-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

ке» [21] до описаний поворотов Восточно-Европейской платформы против часовой стрелки в ордовике [16] и триасе [2], Сибирской платформы – по часовой стрелке в триасе, юре и мелу [4], а Омолонского массива, по отношению к Сибири, наоборот, против часовой стрелки (с конца юры до начала раннего мела) [5].

Весьма показательным в этом смысле можно назвать XXXV Тектоническое совещание 2002 года [20], практически каждый седьмой доклад которого в той или иной мере касался теоретических [1], планетарных [9, 24] или региональных [13, 22, 25 и др.] проблем ротогенеза.

Несколько докладов на этом совещании было посвящено результатам изучения влияния ротационного режима Земли на новейшую и современную геодинамику Юго-Западной Африки [15] и других регионов.

Отдельные публикации, появившиеся в последние годы [3, 17, 18 и др.], подтверждают перспективность и плодотворность таких исследований, вносящих существенный вклад в познание геотектоники и геодинамики и зачастую приводящих, особенно при изучении так называемых «хорошо изученных территорий», к весьма неожиданным результатам.

Огромный фактический материал, накопленный к настоящему времени по обсуждаемой проблеме, вероятно, заслуживает того, чтобы комплекс структур, обязанных своим происхождением ротационному фактору, стал рассматриваться в рамках специально выделенной р о т а ц и о н н о й тектоники.

Например, уже сейчас можно говорить о двух крупнейших периодах в жизни Земли, характеризующихся *конструктивной* ротацией, приведшей к образованию нашей планеты, и *деструктивной*, способствовавшей зарождению и развитию планетарных, региональных и локальных линейных дислокаций, выраженных в тектоносфере Земли как в виде открытых (разломы, разрывы, зоны трещиноватости), так и закрытых (латентных) форм (линейные глубинные неоднородности, геофизические ступени, линеаменты и т.д.).

Также можно говорить о трех этапах в эволюции Земли, характеризующихся различным уровнем взаимодействия и взаимовлияния ротационных движений и сдвиговых смещений: *допротерозойском*, с абсолютным приоритетом и доминированием ротационных процессов; *протерозойском*, в течение которого зародилась основная «сеть» планетарных линейных дислокаций, дальнейшее развитие которых, в том числе и кинематическая «специализация», зависело не только от ротационного, но и многих других факторов; и *постпротерозойском* или *фанерозойском*, отличающемся от предыдущих этапов тем, что у широко развитой сети сдвигов, инициально образованных благодаря тому же ротационному фактору, появилась «способность» вполне самостоятельно продуцировать собственные ротационные движения [19]. В этом смысле показательны исследования М.Л.Коппа [14], показавшего, что «структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе» образованы, как правило, в результате вращения инденторов, т.е. жестких блоков (типа

Аравийского) по или против часовой стрелки, а само вращение инициируется за счет неравномерного смещения по лево- или правосторонним сдвигам, ограничивающим конкретные инденторы.

Литература

1. Авсюк Ю.Н., Светланова З.П. Привлечение материалов астрометрических измерений к геодинамической реконструкции природных процессов. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 12–13.
2. Апарин В.П., Абрамовский И.И., Капустин И.И. Горизонтальные перемещения и динамика формирования осадочного чехла Европейского материка в фанерозое. В кн.: Внутриплитные явления в земной коре. М.: 1988. С. 38–56.
3. Балувев А.С., Моралев В.М. // Изв. вузов. Геол. и разведка. 2001. № 1. С. 13–30.
4. Баженов М.Л., Моссаковский А.А. // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59–69.
5. Бондаренко Г.Е., Диденко А.Н. // Геотектоника. 1997. № 2. С. 14–27.
6. Волк В.Э. Влияние ротационных сил Земли на образование структуры консолидированной коры. В кн.: Геолого-геофизические исследования в Мировом океане. Л.: 1987. С. 16–23.
7. Воронов П.С. Роль ротационных сил Земли в истории строения структуры ее литосферы. В кн.: Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 104–114.
8. Геологический институт: Основные результаты научно-исследовательских работ 1992–1996. М.: 1996. 117с.
9. Гончаров М.А. Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции мантии по «правилу буравчика». В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 128–131.
10. Иванов И.И. Структуры вращения северной части Патомского нагорья и их рудоносность. Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления: Геохронология. Тезисы докладов совещания в Иркутске. 1987. С. 164–165.
11. Иотов В.И., Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Внутриплитный ротационно-сдвиговый механизм нелинейной геодинамики и нефтидогенез континентальных и шельфовых окраин юго-западного сектора Арктики. В кн.: Геодинамика и геоэкология. Материалы международной конференции. Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 1999. С. 152–154.
12. Кац Я.Г., Козлов В.В., Полегаев А.И. Ротогенез Земли: структурный анализ и проблемы. М.: Знание, 1991. 40с.
13. Константиновская Е.А. Модель закрытия окраинного моря: пример Южно-Китайского и Филиппинского морей. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 257–260.
14. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в альпийско-гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
15. Корчуанова Н.И., Межеловский И.Н. Неотектоническое районирование Юго-Западной Африки. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 266–269.
16. Лубнина Н.В. История развития ордовикских комплексов Полярного Урала по палеомагнитным данным. Автореф. дисс....канд. геол.-мин. наук. М.: 1998. 24 с.
17. Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов. В кн.: Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2003. С. 40–44.
18. Павленкова Н.И. Ротационно-флюидная гипотеза глобальной геотектоники. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещания, Новосибирск, 10–13 февр. 2004 г. Т. II. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 66–69.

19. *Полетаев А.И.* Сдвигово-ротационная мотивация структурной эволюции Земли. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2002. С. 104–107.
20. Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2002. Т.1, 368 с. Т. 2, 378 с.
21. *Трифонов В.Г., Трубихин В.М., Аджамян Ж. и др.* // Геотектоника. 1991. № 2. С. 63–75.
22. *Филатьев В.П.* Механизм формирования окраинных морей на примере Японского моря. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2002. С. 271–274.
23. *Фузайлов И.А., Черных Б.П., Магазинер М.А.* // Узбекский геол. журнал. 1983. № 3. С. 8–12.
24. *Хаин В.Е.* Глобальная геодинамика: новые успехи, старые и новые проблемы. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2002. С. 279–280.
25. *Чамов Н.П., Костылева В.В.* Строение и механизм формирования Среднерусского авлакогена. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2002. С. 294–298.

А.В. Полещук¹, А.Е. Ромашкин²

О возможности влияния силлов габбро-долеритов на процесс формирования купольных залежей шунгитовых пород Онежской мульды

Метаморфизованные углеродистые породы палеопротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса заонежской свиты людиковийского надгоризонта с возрастом седиментации более 2100 ± 20 млн лет [4] наиболее полно изучены в породных парагенезах Онежской мульды Балтийского щита. Продуктивные шунгитовые залежи являются производными хемогенно-осадочных пород с органическим веществом (ОВ), находящимся на метаантрацитовой стадии углефикации [3,4].

Отличие шунгитовых пород (ШП) заонежской свиты от шунгитовых пород (ШНП) других стратиграфических уровней Онежской мульды заключается в более высоком содержании шунгитового вещества (ШВ) (>20%) [3,4]. Стратиграфически ШП приурочены к первой и второй пачкам верхней подсвиты заонежской свиты. Наиболее крупные залежи, представляющие собой эксплуатационные месторождения шунгитового сырья, разведаны в пределах Толвуйской синклинали Онежской мульды. Все известные месторождения структурно приурочены к изометричным антиклинальным складкам 2-го порядка (осложняющим Толвуйскую синклинали), в замковых частях которых образуют купольные залежи мощностью до 120 м. Залежи располагаются равноудаленно, со средним расстоянием между центрами соседних куполов около 1400 м [3].

¹ Геологический институт РАН, Москва, Россия

² Институт геологии КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

Отложения верхней подсвиты заонежской свиты характеризуются значительной фациальной изменчивостью. В пределах Толвуйской синклинали выделяется осадочно-вулканогенный тип разреза [1,2,4], включающий 3 циклично построенные пачки. Каждый цикл начинается туфогенно-осадочными и высокоуглеродистыми породами, а завершается осадочными породами – доломитами, алевролитами, первично-глинистыми сланцами [4]. В подсвите выделяется до 9 горизонтов ШНП, невыдержанных по мощности и составу [2]. Пластовые и линзовидные тела ШНП по латерали часто сменяются туфоалевролитами, разделяются на подгоризонты пластами магматических пород, которые представлены лавами, силлами, реже дайками основного состава и телами более сложной морфологии. Суммарная мощность силлов и лавовых покровов заонежской свиты, по данным бурения, составляет 400–900 м [1–5]. Количество силлов, их мощности могут варьировать – на крыльях Толвуйской структуры их мощность составляет около 200 м, в центральной части структуры – 10–80 м. Контакты силлов с вмещающими породами обычно согласные, реже – секущие. В ШНП под влиянием контактового метаморфизма уменьшается содержание шунгитового вещества (ШВ), изменяется изотопный состав углерода, появляется миграционное ШВ [4].

В пределах Толвуйской структуры располагаются наиболее детально разведанные Максвовское и Зажогинское месторождения, а также более 5 перспективных залежей ШП, приуроченных к шестому горизонту второй пачки верхней подсвиты заонежской свиты [3]. Детальный обзор существующих гипотез формирования месторождений ШП приводится в работах М.М. Филиппова [3,4]. В продолжение биогенной гипотезы происхождения месторождений, начиная с 1994 г., развивается гипотеза многоэтапного формирования куполовидных тел ШП по принципу складок нагнетания. Доказательства диапировой природы купольных залежей приведены в работе [3]. Для объяснения механизма их развития привлекаются модели образования соляно-купольных структур. Диапировые складки развиваются в случае присутствия в разрезе горизонтов с относительно низкой плотностью, перекрытых породами с большей плотностью. Такая система становится неустойчивой, она способна к саморазвитию путем инверсии плотностей и образования разнообразных структур [3]. Согласно этому механизму, образование купольных месторождений протекает в несколько этапов: сначала происходит накопление веществ, содержащих органическое вещество, их литификация, накопление перекрывающих пород – туфоалевролитов, туфов, доломитов, базальтов. На следующем этапе начинается миграция свободного ОВ и богатых органикой глин, которые «всплывают» сквозь перекрывающие толщи с образованием диапировых структур [3,4].

Вопрос о времени наступления инверсии плотностей, после которых начинают развиваться купольные структуры, может быть решён на СВ крыле Толвуйской синклинали в пределах участка Лебещина. Здесь

среди кремнистых алевролитов, алевропесчаников, а также высокоуглеродистых пород второго горизонта ШНП первой пачки заонежской свиты распределены фрагменты основных пород разнообразной формы и размера. Несмотря на отсутствие единой точки зрения на происхождение этого активно посещаемого многочисленными геологическими экскурсиями объекта, все гипотезы его формирования предполагают мобилизацию протошунгитовых пород. На это указывают следующие признаки: 1) сочетание участков ШП с различно ориентированной карандашной отдельностью, 2) наличие жил ШП в габбро-диабазе, 3) нахождение мелких фрагментов основных пород в жилах ШП.

Исследованиями последних лет установлено, что породы участка Лебещина по морфологии и внутреннему строению идентичны пеперит-структурам [6], возникающим в результате внедрения силлов основного состава в неконсолидированные осадки в приповерхностных условиях. Форма фрагментов диабазов, закономерное распределение трещин отдельности в этих фрагментах, уменьшение зернистости по направлению от центральных частей к периферии фрагментов – следствие *синхронности* формирования долеритов и вмещающих их, не потерявших пластичность протошунгитовых пород. Анализ закономерностей пространственных взаимоотношений пород указывает на совместное перемещение фрагментов долеритов и шунгитоносных пород в процессе формирования пеперит-структур. Наличие структур «распада», «расщепления» более крупных фрагментов диабазов, с выполнением межфрагментарного пространства ШП с карандашной отдельностью, свидетельствующей о застывании протошунгитовых пород после формирования пеперит-структур, вероятно, вызвано тепловым воздействием силла на вмещающие породы, что привело к снижению их вязкостно-плотностных характеристик, вызвало их мобилизацию и транспортировку разноразмерных фрагментов пород силла.

Структуры, подобные пеперитам участка Лебещина, названные «шунгит-базальтовыми брекчиями», вскрыты скважинами в пределах южных флангов Максово-Загогинского месторождения. [3], что свидетельствует об их более широком распространении в пределах Толвуйской синклинали и возможности влияния процессов силлогенеза на возникновение купольных структур ШП. Такая возможность высказывалась при анализе строения Максовского месторождения: «...само внедрение силла послужило толчком к развитию складки и оказало влияние на перераспределение вещества...» [3]. На синхронность процессов магматизма и формирования залежей ШП также может указывать наличие в центральной части Максовской купольной залежи ШП интрузивного тела сложной конфигурации.

Результаты экспериментального моделирования влияния флуктуаций температуры на вязкость пород, приводящих к уменьшению их вязкостных свойств и, как следствие, подвижности по отношению к окружающей среде, приведены в работе [5]: «...Рассматриваемая модель пред-

ставляет собой слой флюида, в некоторых частях нижней границы которого температуры отличаются от температуры слоя в целом... В участке с повышенной температурой возникает прогретая «капля», которая поднимается вверх сквозь окружающий флюид. При значительных размерах прогретого участка возникает несколько таких «капель», приблизительно на равном расстоянии одна от другой...".

Морфология возникающих «капель» идентична морфологии структур, возникающих при экспериментальном моделировании процессов развития диапиров, которые привлекались для объяснения развития купольных залежей ШП [3,4]. Кроме того, закономерное расположение всплывающих «капель» (на равном расстоянии друг от друга), соответствует закономерностям пространственного распределения купольных залежей.

Площадной прогрев, необходимый для возникновения серии «капель» [5], мог возникать вследствие внедрения и размещения силлов среди толщ неконсолидированных осадков, что повлекло за собой изменение их вязкостно-плотностных характеристик и послужило толчком к зарождению диапировых структур, а также могло определить закономерности их будущего площадного расположения (на равном расстоянии друг от друга).

Таким образом, площадное тепловое воздействие силлов габбро-долеритов стимулировало зарождение структур, производными которых являются современные купольные месторождения ШП. В случае корректности нашей интерпретации модельных данных [5] в их применении к развитию купольных залежей, также появляется возможность связать время формирования складчатости и сингенетичных купольных месторождений шунгитовых пород Онежской мульды со временем внедрения силлов габбро-долеритов в толщи палеопротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса заонежской свиты людиковийского надгоризонта.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 01-05-64281), Научной школы (проект № НШ-1982.2003.5), Программа ОНЗ РАН №5.

Литература

1. Галдобина Л.П., Геология шунгитоносных вулканогенно-осадочных образований протерозоя Карелии. Петрозаводск: 1982. 204 с.
2. Куряков С.В., Михайлов В.П. Загогинское месторождение шунгитовых пород. Новое в геологии Северо-Запада РСФСР: Сб. науч. тр. М., 1988. С. 79.
3. Филиппов М.М., Ромашкин А.Е. Генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород Карелии. Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды международного...Петрозаводск: 2000. С. 58–66.
4. Филиппов М.М. Шунгитоносные породы Онежской структуры.Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. 280 с.
5. Элдер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей динамических интрузий. Механизм интрузий магмы. М.: Мир,1972. С.213-230.
6. Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2002. V. 114. N 1-2.

Влияние геодинамических факторов на образование и накопление углеводородов в северо-западной части Тихоокеанской окраины

В недрах шельфа Берингова моря и сопредельной суши в специфических геодинамических обстановках формировались седиментационные нефтегазоносные и потенциально нефтегазоносные бассейны. В пределах Чукотки, Корякии и Южной Аляски они начали развиваться в мезозое, когда происходила субдукция коры тихоокеанских плит, и разновозрастные террейны подвергались аккреции. Несмотря на очевидное разнообразие террейнов и островных дуг, механизмы их приращения к окраинам двух континентов были настолько близки, что сформировавшиеся при этом бассейны представляют собой один тектонический тип – межгорные молассовые впадины и прогибы. Бассейны этого типа имеют мезозойскую (чаще поздне меловой)-кайнозойский возраст.

На шельфе аккреционно-субдукционные процессы в мезозое наращивали континентальную кору в южном направлении, создавая складчатое основание для заложения рифтовых бассейнов. Они возникали одновременно с Алеутской островной дугой и, начиная с эоцена, заполнялись осадками весь кайнозой. Правосторонние сдвиги способствовали формированию на краю шельфа бассейнов pull apart, в которых накапливались большие объемы осадков с благоприятными для образования и накопления нефти и газа показателями [3, 4, 5].

Таким образом, в недрах шельфа Берингова моря создавались рифтовые бассейны (потенциально нефтегазоносные Нортонский, Анадырский, Наваринский, Св. Георгия, Бристольский и др.), а на сопредельной суши – межгорные молассовые впадины и прогибы (нефтегазоносные Нижнеанадырская, Хатырская, Кук-Инлет, Сент-Элиас и др.). Эти два типа бассейнов развивались в результате действия синхронных процессов растяжения и сжатия коры на северо-западе Тихоокеанской окраины. Такая связь особенно ярко проявилась в Анадырском бассейне, в пределах которого выделяются два суббассейна: на суше – Нижнеанадырская межгорная впадина, в недрах шельфа – Анадырский грабен.

В седиментационных бассейнах рассмотренных типов оказалось много общих черт, благоприятных для нефтегазообразования. Их осадочное заполнение характеризуется большими мощностями и в преобладающем количестве случаев близкой стратиграфической привязкой нефтегазоматеринских (эоцен–олигоцен) и коллектирующих (миоцен) толщ. Очевидно, они отлагались почти одновременно в условиях сублиторали, а в рифтовых бассейнах шельфа и батииали тоже. Наибольшее сходство прослеживается между рифтовыми бассейнами, тяготеющими к суше (Нортонский и Бристольский), и межгорными впадинами Чукот-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

ки, Корякии и Южной Аляски. В бассейнах Нортонском и Бристольском, так же как и в расположенных на суше, наиболее часто встречается гумусовый и сапропелево-гумусовый кероген III-его, реже II-ого типов (классификация Тиссо и Вельте). Высоких концентраций (2–5 %) он достигает в угленосных и вулканогенно-угленосных отложениях эоцена и миоцен–плиоцена, также юры и верхнего мела, которые рассматриваются в качестве газопроизводящих толщ.

Выявлены и отличия в условиях нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции двух рассмотренных типов бассейнов. Отличия, стимулирующие эти процессы, особенно заметны для глубоких бассейнов типа pull apart (Наваринский, Св. Георгия и, возможно, Анадырский), приуроченных к внешней части шельфа, его континентальному склону, где проявилось влияние правосторонних сдвигов. В осадочном выполнении Наваринского бассейна с общей мощностью 8–12 км палеогеновые отложения содержат в основном сапропелевый кероген, относящийся ко II-ому типу. Повышенным генерационным потенциалом выделяется эоцен-олигоценовая толща темноцветных сланцев и диатомовых аргиллитов с концентрациями органического углерода в диапазоне 1–3%. Подобная толща диатомовых глин вновь появляется в миоцен-плиоценовской части разреза Наваринского и Нортонского бассейнов. Предположительно такие толщи могли накопиться в осевых частях других бассейнов (Анадырский и Св. Георгия), расположенных в зоне сдвигов вдоль континентального склона, но не вскрытые скважинами, пробуренными на бортах бассейнов. Не исключено, что эти толщи могут принадлежать нефтематеринским доманикитным или субдоманикитным формациям, отложившимся на начальном этапе рифтообразования и его последующей реактивации, когда по разломам в бассейн поступали дополнительные питательные вещества, увеличивающие продуктивность планктона. Периодическое появление этих формаций в фанерозойском разрезе Земли С.Г. Неручев с 1982 г. связывает с рифтингом, совпадавшим или несколько опережавшим во времени их накопление.

Хорошо прогреваясь за счет активного теплопереноса (геотермический градиент в центральной части бассейна достигает 36–44 °С), осадочные толщи претерпели значительные катагенетические преобразования. По величине показателя отражательной способности витринита (R^0) прогнозируется общая картина зональности генерации углеводородов. В наиболее погруженной части рифтовых бассейнов локализируются активные очаги нефтегазообразования, в которых сменяют друг друга по вертикали все фазы (зоны) этого процесса. Предполагается, что над днищами бассейнов, где распространены доманикитные и субдоманикитные формации, нижняя граница главной зоны нефтеобразования опускается на глубины до 6–7 км [1, 2], и границы прочих зон также соответственно смещаются в разрезе.

Гранулярные коллекторы распространены на малых глубинах. Полимиктовые песчаники, содержащие неустойчивые в катагенезе мине-

ралы и обломки вулканических пород, подвергались вторичным изменениям с повышенной скоростью. В результате качественные коллекторы ограничены глубинами 2,5–3,0 км и приурочены к миоцену, иногда верхнему олигоцену. Здесь пористость варьирует от 14 до 70 %, а проницаемость иногда повышается до 0,42 м/км². Низкое качество коллекторов отмечено в Наваринском бассейне. В Анадырском грабене можно ожидать другую картину, поскольку здесь продолжается на шельф авандельта Анадыря с транзитными каналами, заполненными песком и гравелитом.

Среди ловушек наиболее распространенными являются крупные антиклинали (длиной 10–15 км), сформировавшиеся при облекании осадками эродированных выступов фундамента, которые часто представляют собой горсты. В бассейне Нортон такие горсты, образованные закарстованными карбонатными породами, могли служить крупнообъемными ловушками. Вокруг таких горстов образовывались песчаные фены. В Наваринском бассейне положительные структуры возникали в результате диапиризма или горизонтального сжатия. В верхних частях чехла амплитуда антиклинальных поднятий уменьшается. Значительную часть ловушек составляют приразломные, приуроченные к небольшим антиклиналям или моноклиналям. Стратиграфические ловушки формировались на флангах бассейнов в местах выклинивания по восстанию горизонтов-коллекторов и под поверхностями несогласия. В узких грабеновых бассейна, таких как Св. Георгия и Анадырский, стратиграфические ловушки на бортах формировались относительно быстро.

Во всех рифтовых бассейнах шельфа Берингова моря распространены нормальные разломы и сдвиги, по которым осуществляется тепло-массоперенос. По ним глубинные флюиды могли проникать в нефтегазоматеринские толщи, активизируя в них образование и миграцию углеводородов. Их вертикальная миграция должна особенно активизироваться в бассейнах, в которых фундамент и перекрывающие его основные материнские толщи залегают на глубинах 7–12 км, где преобразованность ОВ отвечает апокатагенезу. Генерированные огромные массы высокотемпературного газа из-за ограниченных аккумулятивных возможностей больших глубин перераспределяются вверх по разрезу. Учитывая газоконденсатный генезис жидких углеводородов, в большинстве бассейнов нефти должны иметь парафинистый алкановый состав.

Представляется, что рифтовые бассейны шельфа Берингова моря более перспективны в нефтегазоносном отношении по сравнению с межгорными впадинами окружающей суши. Перспективные участки на шельфе располагаются над грабенами и на разделяющих их горстах. На первых возможно открытие газовых и газоконденсатных, на вторых – нефтяных и нефтегазовых месторождений. Генерационно-аккумуляционный потенциал рифтовых бассейнов, вероятно, увеличивался за счет благоприятного сочетания геодинамических факторов, повлиявших на седиментационные, катагенетические, миграционные и аккумулятивные процессы.

В российской части Берингова моря несомненный интерес в нефтегазоносном отношении представляют Анадырский грабен, континентальный склон и подножие северо-западной окраины Алеутской впадины, прилежащей к Корякскому нагорью, особенно участок в районе дельты р. Хатырки.

Литература

1. Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Лоджевская М.И. и др. Нефтегазоносность глубоководнопогруженных отложений Восточно-Европейской платформы М.: Недра, 1993. 317 с
2. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 4. С. 512–517.
3. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W. Geologic framework of the Bering Sea Crust. Geology and Resource Potential of the Continental margin of the Western North America and adjacent ocean Basins – Beaufort Sea to Baja California. Houston, Texas, U.S.A., 1987. P. 73–102.
4. Klempner S.L., Miller E.L., Grantz A., Scholl D.W. Crustal structure of Bering and Chukchi shelves: Deep seismic reflection profiles across the North American continental between Alaska and Russia. Tectonic Evolution of the Bering-Chukchi Sea-Arctic Margin and Adjacent Landmasses: Bolder // Colorado, Geological Society of America. Special paper 360. 2002. P. 1–24.
5. Worrall D.M. Tectonic history of the Bering Sea and the Evolution of Tertiary Strike-Slip Basins of Bering Shelf // Geological Society of America. Special paper. 1991. 120 p.

В.И. Попков¹

Роль горизонтального сжатия в формировании структуры запада Скифской плиты и современная геодинамика региона

Изучение геолого-геофизического материала свидетельствует о решающем значении сил бокового сжатия в формировании региональной структуры осадочного чехла западных районов Предкавказья и дна Азовского моря (Скифская плита), а также Индоло-Кубанского передового прогиба, наложившегося в кайнозое на южный склон молодой эпипалеозойской платформы.

Крупнейшей структурой региона является система поднятий, включающая Азовский, Каневской и Березанский валы, образующие дугообразную структурную форму протяженностью более 500 км, обращенную выпуклой стороной к северо-востоку. Первые два из них располагаются на стыке с Украинским щитом и Ростовским выступом древней Восточно-Европейской платформы. Южные крылья валов (для Березанского – юго-западное) – пологие и широкие, северные (северо-восточное – Березанский вал) – крутые и короткие, оборванные крупными разрывами типа надвигов с амплитудой вертикального смещения до 1,5–1,8 км. На временных сейсмических разрезах в ряде случаев наблюдается отчетливое чешуйчатое строение разлома, плоскости отдельных составляющих его разрывов наклонены к югу при резком выполаживании с глубиной и

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

слиянии в единую поверхность субгоризонтального срыва. Амплитуда горизонтального смещения достигает многих километров [1–3 и др.].

Вдоль Главного Азовского надвига на южном склоне Украинского щита сформирован протяженный Северо-Азовский прогиб, а вдоль Каневского надвига – Компанский прогиб, наложенный на Ростовский выступ. Прогибы асимметричны: их оси смещены в южном направлении. Структурные особенности прогибов в значительной степени определяют более мелкие надвиговые дислокации, к фронтальным частям которых приурочены асимметричные антиклинальные складки. Многие надвиги проникают в докембрийское основание платформы, и кристаллические породы оказываются вовлеченными в процессы шарьирования, перекрывая отложения мелового возраста. Однако имеют место и случаи внутрiformационных срывов относительно пластичных глинисто-мергелистых толщ палеоцена–эоцена по кровле известняков верхнего мела с образованием «бескорневых» антиклиналей.

Многие складчато-надвиговые дислокации имеют древний возраст и заложились в конце киммерийского этапа. Имеются серьезные аргументы о проявлении крупномасштабных горизонтальных перемещений и на доплитной стадии развития Скифской платформы, а нарушение некоторыми надвигами кровли понта свидетельствует о продолжающейся их жизни в новейшее время.

Высокой неотектонической активностью отличаются складчато-надвиговые дислокации Индоло-Кубанского прогиба. На акватории Азовского моря выделяется несколько крупных принадвиговых валов, осложненных высокоамплитудными асимметричными антиклиналями [1–4]. На суше в пределах Западно-Кубанского прогиба наиболее крупные принадвиговые структуры – это Северо-Таманский и Шамсуго-Апшеронский валы. Широко представлены принадвиговые антиклинали на Таманском полуострове [5].

Не вызывает сомнений надвиговый характер сочленения мегантиклинория Большого Кавказа и Западно-Кубанского прогиба. Наиболее показательна зона Ахтырского надвига, представляющая собой лишь северную фронтальную часть протяженной покровно-надвиговой системы. Здесь можно наблюдать самые разнообразные структурные формы, вплоть до «ныряющих» антиклиналей, иллюстрирующих проявление сил бокового сжатия на новейшем этапе тектонического развития региона.

Высокая современная тектоническая активность складчато-надвиговых дислокаций подтверждается не только отражением их в молодых отложениях, но и наличием в осадочном чехле тектонической брекчированности и присутствием вязко-упругих пльвунов, АВПД и температурных аномалий. Примечательно, что к фронтальным частям складчато-надвиговых дислокаций приурочено большинство действующих грязевых вулканов, иногда с выбросами нефти (Насырский вулкан). На одноименном валу бурением вскрыты киммерийские рудные отложения, чередующиеся с сопочной брекчией. На Семеновской

площади в четвертичных и неогеновых отложениях выявлены зоны эпигенетического тектонического сучивания и нагнетания горных пород с крипповыми структурами и меланжем. Скважинами встречены также напряженные зоны – грязекаменной жижи майкопа, АВПД в образованиях палеоцена–верхнего мела (площади Вулкановская, Горностаевская, Фонталовская, Мысовая). Амплитуда новейших движений вдоль отдельных разрывов достигает 100–130 м. Район характеризуется сгущением очагов землетрясений высоких энергетических классов.

Описанные выше явления могут быть объяснены непрерывно-прерывистым характером развития дислокаций, импульсивностью разрядки тектонических напряжений, происходящих во фронтальных частях складчато-надвиговых дислокаций.

Особенности современной геодинамики рассмотренной выше территории в значительной степени контролируются процессами поддвига Восточно-Черноморской микроплиты под складчатые сооружения Кавказа, попавшей в область прямого сжатия со стороны Аравийского индентора.

Литература

1. *Попков В.И.* Стресс-тектоника Скифской плиты. Труды СевКавГТУ. Вып. 4. Ставрополь, 2000. С. 15–27.
2. *Попков В.И.* Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный мир, 2001. 136 с.
3. *Исмаилов Д.Ф., Попков В.И., Терехов А.А.* // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 4. С. 792–796.
4. *Попович С.В.* // Геология нефти и газа. 1989. №1. С.22–25.
5. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. М.: Наука, 1982. 112 с.

В.И. Попков¹

Тектонические закономерности формирования и размещения скоплений нефти и газа в зонах внутриплитных дислокаций блокового сжатия

Приведенные в предшествующих работах автора [2,3,4 и др.] многочисленные сведения о наличии складчато-надвиговых дислокаций в различных, зачастую отстоящих друг от друга на сотни километров районах запада Туранской плиты, свидетельствуют о важном значении тангенциальных напряжений в формировании ее структуры. Процессы сжатия в пределах запада Туранской плиты достоверно фиксируются с позднего палеозоя и связаны с формированием континентальной коры Средиземноморского пояса, но и в последующем они проявлялись неоднократно. Один из таких моментов приходится на конец триасового периода, когда молодая платформа получила мощный импульс сжимающих сил, направленных с юго-запада и обусловленных закрытием океана Палеотетис [3].

¹ Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия

В сферу кардинальной структурной перестройки на обширной территории молодой платформы оказался вовлеченным не только осадочный чехол, но и палеозойский фундамент, и, возможно, более глубокие горизонты земной коры. В это время происходит закрытие пермско-триасовых прогибов с образованием на их месте складчатых интракратонных сооружений. Сокращение площади платформы сопровождается формированием или же обновлением крупных сдвигов и надвигов.

Осадочный чехол реагировал на тангенциальный стресс образованием послойных срывов и пластин, формированием в их лобовых частях зон смятия и чешуйчатых надвигов. Наиболее масштабно эти процессы проявились в пределах раннекимерийских прогибов, выполненных мощными призмами осадочных образований верхней перми и триаса. В ряде случаев они были выжаты за пределы прогибов и по пологим ($10\text{--}15^\circ$) срывами надвинуты на $15\text{--}20$ км на одновозрастные образования смежных областей. Оценочные расчеты показывают, что сокращение площади платформы, произошедшее в конце триасового периода, для запада Туранской плиты исчислялось, как минимум, многими десятками километров и, скорее всего, превышало сотню километров. Для сравнения: современная ширина платформы в этой части составляет от 600 до 750 км.

Образовавшись в предъюрское время, большинство надвиговых дислокаций оставались активными и в последующем, однако масштабы горизонтального сжатия и, как следствие, подвижки по ним были менее значительными. Амплитуда смещения по отдельным надвигам в юрском и меловом периодах, а также в кайнозое редко превышала первые сотни метров, достигая в отдельных случаях $700\text{--}800$ м, а в целом сокращение площади запада Туранской плиты в сумме, судя по всему, исчисляется десятками километров.

Следствием снижения величины горизонтальных подвижек явилось и то, что, в отличие от доюрского осадочного комплекса, для перекрывающих отложений не свойственны мощные зоны приразломного (принадвигового) смятия горных пород. Здесь более обычным является развитие фронтальных антиклиналей, группирующихся в цепочки и валы и обладающих рядом характерных черт. Прежде всего – это высокоамплитудные линейные и брахиантиклинальные формы с четко выраженным асимметричным строением. Более короткое и крутое принадлежавшее крыло оборвано разломами близвертикальными в верхних горизонтах и выходящими на глубину с переходом в субгоризонтальные срывы.

Фронтальные поднятия, как и контролируемые их надвиги, развивались импульсивно и преимущественно за счет постседиментационных движений. Помимо предъюрского, выделяется еще ряд крупных разрывов, носящих региональный характер: преднеокомский, преддатский, предсреднемиоценовый. В эти короткие промежутки геологической истории складчато-надвиговые дислокации достигают до $65\text{--}80\%$ современной амплитуды. Между периодами активизации отмечаются паузы относительного тектонического покоя с постепенным замедлением,

вплоть до полного прекращения во второй части паузы подвижек по надвигам и соответственно роста поднятий.

Таким образом, можно говорить о том, что не только формирование, но и последующее развитие структуры континентальной коры молодой платформы происходило в режиме периодически действующих сил горизонтального сжатия. Отражение многих складок и надвигов в современном ландшафте, а в ряде мест дислоцированность плиоцен-антропогенных толщ в зонах разрывов свидетельствуют о продолжающейся их жизни и в настоящее время.

Признание горизонтального сжатия в качестве главного структурообразующего фактора для отдельных антиклиналей или зон, удаленных зачастую друг от друга на сотни километров, равносильно признанию его одним из универсальных механизмов дислокационного процесса в регионе, поскольку общая организация структуры территории, в том числе и общие закономерности пространственного распространения, морфологии и истории развития складчато-надвиговых дислокаций, не могут быть объяснены локальными явлениями. Следовательно, концептуальная основа традиционных взглядов на тектонику запада Туранской плиты, которая формировалась на базе представлений о ведущем значении вертикальных движений, находится в серьезном противоречии с конкретными фактическими материалами по строению складчатых дислокаций осадочного чехла и должна быть заменена на новую, гораздо более естественно объясняющую образование платформенных антиклиналей.

Изложенное выше позволяет по-новому взглянуть и на закономерности пространственного размещения скоплений нефти и газа, а также на выбор рациональной методики поисково-разведочных работ. В районах развития складчато-надвиговых дислокаций плотность антиклинальных ловушек достигает 25 %, а средняя амплитуда составляет 160м, 65 и 45м по внутритриасовым, юрским и меловым горизонтам, в то время как за их пределами плотность антиклиналей не превышает 3%, а средняя амплитуда – 60м, 45 и 20м соответственно. Здесь же отмечается разнообразный спектр неантиклинальных ловушек – стратиграфически и тектонически экранированные зоны приразломного дробления (особенно в карбонатных породах) и др., что свидетельствует о значительном аккумуляционном потенциале этих зон.

Кроме того, для зон приразломного смятия по сравнению с определенными блоками характерна повышенная степень катагенеза органического вещества, что говорит о более полной реализации нефтегазоматеринского потенциала осадочных толщ. Импульсный характер развития данного типа структур может служить своего рода «спусковым крючком» для эмиграции микроневти из породы, а также выделения углеводородов в свободную фазу с последующим заполнением находящихся поблизости ловушек. Все это в совокупности обуславливает высокие перспективы нефтегазонасности зон складчато-надвиговых дислокаций и аномально высокую плотность запасов в их пределах. Подтверждением служат хорошо

изученные Жетыбай-Узенская и Бузачинская зоны, где доказана продуктивность триасовых, юрских и меловых отложений, и только в антиклинальных ловушках этих двух зон содержится более 90% всех разведанных запасов углеводородов Арало-Каспийского региона.

На примере Бузачинской зоны нефтегазоаккумуляции можно также видеть, что высокая плотность разрывных нарушений и выход их на дневную поверхность не всегда приводит к полному разрушению нефтегазовых скоплений. При оценке слабоизученных регионов, имеющих сходное строение, необходимо восстанавливать динамическую обстановку формирования разрывов, которые могут являться как каналами миграции (обстановка растяжения), так и экранами (условия сжатия).

Выявленная приуроченность многих платформенных антиклиналей – потенциальных ловушек углеводородов – к фронтальным частям надвигов и региональным сдвигам дает возможность более целенаправленно вести их поиск, поскольку, как известно, проще обнаружить региональный разрыв, нежели отдельную локальную складку. Установление морфологии дислокаций может способствовать выбору более оптимальной методики полевых сейсмических работ и последующей обработки материалов. Необходимо также иметь в виду, что в зонах развития терригенного разреза пермо-триаса (Бузачи, Устюрт) интенсивная дислоцированность и уплотненность отложений во фронтальных частях пластин ведет к утрате ими коллекторского потенциала, в результате чего открытие залежей нефти и газа здесь невелико. Иначе обстоит дело в районах развития карбонатных пород триаса. Здесь дислокационные процессы способствовали улучшению емкостно-фильтрационных свойств пород за счет трещинообразования и процессов выщелачивания, в результате чего на этих участках широким распространением пользуются порово-трещинные, каверно-поровые коллектора, а основными путями фильтрации флюидов являются трещины [2]. Примером месторождений, приуроченных к таким зонам, могут служить Южно-Жетыбайское и Тасбулатское.

В связи с тем, что доюрские отложения во фронтальных частях надвигов зачастую подвержены интенсивным деформациям (в ряде случаев – это зоны приразломного смятия), структурный план вышележащих толщ не всегда является надежной основой при выборе местоположения скважин, бурящихся на доюрский комплекс. Особенно это относится к крупным линейным структурам.

Установление надвиговых дислокаций в осадочном чехле Мангышлака и Устюрта позволяет выдвинуть новое, пока еще нетрадиционное для платформенных областей направление геологоразведочных работ – поиски залежей нефти и газа в поднадвиговых зонах.

Учитывая, что аналогичные закономерности характерны и для других платформ вне зависимости от их возраста [1,4,5], сделанные выше выводы могут быть распространены и на другие регионы.

Литература

1. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
2. Попков В.И. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 420–423.
3. Попков В.И. // Бюлл. МОИП. 1991. Отд. геол. Т. 66. Вып. 6. С. 32–43.
4. Попков В.И. // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.
5. Попков В.И. Складчато-надвиговые дислокации. М.: Научный мир, 2001. 136 с.

М.Ю. Промыслова¹

Геодинамическая модель формирования рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая

Геодинамической эволюции Алтая в настоящее время трактуется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит, между которыми в раннем-среднем девоне существовал Обь-Зайсанский океан с зоной спрединга, зафиксированной Чарским поясом офиолитов [8]. Считается, что палеоокеан взаимодействовал с Сибирским и Казахстанским континентами, поворачивающимися друг относительно друга по часовой стрелке посредством косых субдукционных зон: Рудноалтайской и Жарма-Саурской [1]. Однако формировавшаяся в это время контрастная базальт-риолитовая формация по петрогеохимическим признакам не может быть однозначно отнесена к островодужной [6].

Надсубдукционная природа базальт-риолитовой формации многими исследователями обосновывается латеральной петрохимической зональностью вулканитов существенно калиевого, переходного и натрового типов, с которыми связано соответственно полиметаллическое, колчеданно-полиметаллическое и медно-колчеданное оруденение. При этом на схемах распространения разных типов вулканитов Лениногорский район, например, располагается в поле развития только калиевых пород [7]. Вместе с тем детальное изучение химизма вулканитов этого района указывает на вертикальную, возрастную зональность, как типов вулканитов, так и связанных с ними руд. Наблюдаемая кажущаяся латеральная зональность в распределении щелочей с ЮВ на СЗ объясняется тем, что в разных районах Рудного Алтая развиты разрезы разного возраста: более молодые на СЗ и самые древние на ЮВ.

В составе рудоносной контрастной базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая ранние кислые вулканиты относятся к известково-щелочным высококалиевым пересыщенным глиноземом (нормативный Ort – до 45,16%, Ab – до 27,16%, Cd – до 11,53%) гиперстен-нормативным разностям, образовавшимся за счет переплавления континентальной коры. Спектры REE риолитов близки к спектрам, харак-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

терным для вулканитов континентальных рифтов. Поздние риолиты существенно натровые (нормативный Ort – до 14,95%, Ab – до 49,57%, Cd – до 4,07%). Выделяется также промежуточный калинатровый тип (рис).

Базальты нижней части разреза относятся к гиперстен- и нефелин-нормативным известково-щелочным, субщелочным и щелочным, а верхней – оливиннормативным толеитовым разностям. По содержанию элементов ВЗИ базальты близки к N-MORB, но характеризуются повышенными концентрациями элементов КИР. В процессе эволюции магматизма количество последних уменьшается. По соотношениям $Zr-Y$, $Zr-Nb-Y$, $Th-Hf-Nb$ базальты фиксируют обстановку перехода от ранней внутриплитной к поздней, приближающейся к MOR.

Из анализа палинспастических реконструкций Центральной Евразии, проведенных большой группой геологов [8], следует, что спрединговый хребет Обь-Зайсанского океана не продолжался на СВ выше палеошироты Рудного Алтая, а его закрытие происходило именно с северо-востока (в палеокоординатах). В связи с этим, а также с учетом историко-геологических, петрогеохимических, палеовулканологических и других данных, был сделан вывод о том, что рудоносная базальт-риолитовая формация Рудного Алтая, формировалась в обстановке перехода: океанический рифт Обь-Зайсанского палеоокеана – континентальный рифт в пределах Алтае-Монгольского блока [6]. При этом девонский рифтогенез проявился не только в пределах Рудного Алтая, а также в сопредельных территориях Горного Алтая и всей центральной части Алтае-Саянской складчатой области и охватил район длиной более 2000 км и шириной до 200 км [4], вполне сопоставимый с провинцией Бассейнов и Хребтов запада США. Этот вывод согласуется с мнением Г.Н. Щербы и др. [9], что в раннем-среднем девоне на месте Рудного Алтая существовало крупное внутриконтинентальное море, которое, судя по фауне, сообщалось с океаном.

Доказательством того, что ось спрединга Обь-Зайсанского океана достигала границ Рудного Алтая, является наличие фрагментов офиолитовой ассоциации в узкой полосе вдоль Иртышской зоны смятия. В ее составе наиболее широко распространены габбро, габбро-долериты, серпентиниты, приуроченные к черносланцевой девонской толще, наиболее древней в пределах примыкающей к Рудному Алтаю Калба-Нарымской зоны [3].

Иртышская зона смятия, которая многими исследователями отождествляется с зоной Заварицкого-Беньюффа, является крупным левым сдвигом, возникшим, как и Северо-Восточная, в позднем карбон-ранней перми на коллизионном этапе [2].

С позиции модели формирования базальт-риолитовой формации в зоне перехода океанический рифт – континентальный рифт становится понятной возрастная миграция вулканизма с юго-востока на северозапад (в современных координатах) [5]. Поскольку в раннем-среднем девоне край Алтае-Монгольского континентального блока имел СВ-ЮЗ

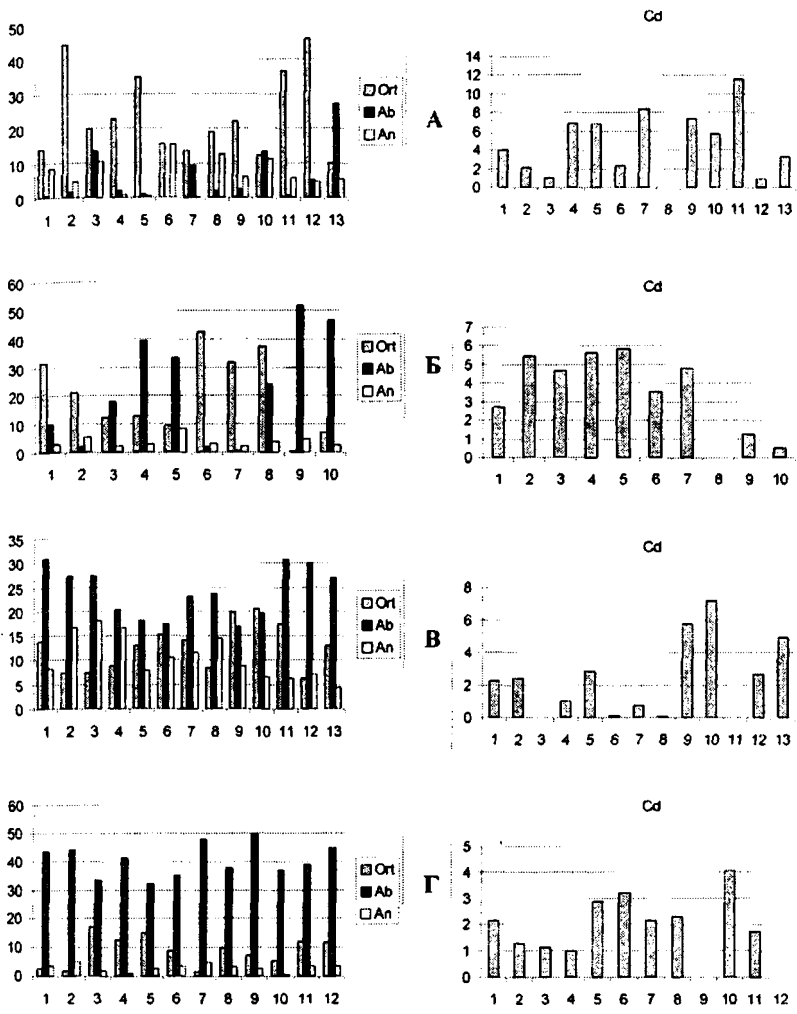


Рис. Эволюция химизма риолитов Лениногорского района (содержания нормативных минералов даны в %). Свиты: –Алениногорская (D_{1e_1}); Б-крюковская (D_{1e_2}); В–сокольная свиты (D_{2ef}); Г–успенская (D_{2ef-gv})

ориентировку [8], то поворот его вместе с Сибирской платформой по часовой стрелке относительно оси спрединга Обь-Зайсанского океана вполне мог обусловить подобную миграцию.

В качестве наиболее близкого современного аналога девонской палеоструктуры Рудного Алтая и сопредельных территорий можно рассмотреть Калифорнийский залив и Провинцию Бассейнов и Хребтов [6].

Близкий к рудноалтайской базальт-риолитовой формации характер эволюции магматизма установлен при раскрытии рифта Аденского залива. Здесь выделяются три фазы бимодального магматизма [10], что полностью соответствует ситуации на Рудном Алтае. Наиболее ранняя из них началась 31–26,5 млн лет тому назад с извержения калиевых риолитовых игнибритов и субщелочных и щелочных базальтов. Также, как и в пределах Лениногорского района, в верхних частях разреза развиты дайки и силлы основного состава. В магматитах второй (25–15 млн лет тому назад) и особенно третьей стадий (6,5 млн лет тому назад) проявилась существенно натровая специализация и толеитовая тенденция в химизме вулканитов.

Следует отметить, что магматизм, проявляющийся в геодинамической обстановке перехода океанический рифт – континентальный рифт, в современной структуре Земли достаточно широко развит. В то же время при палеогеодинамических исследованиях он до сих пор в литературе практически не обсуждается.

Литература

1. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев и др.* // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
2. *Добрецов Л.Н., Берзин Н.А., Буслов М.М. и др.* // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 5–19.
3. *Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 307 с.
4. *Парначев В.П., Вылцан И.А., Макаренко Н.А. и др.* Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: ТГУ, 1996. 239 с.
5. *Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М. Тр. ИГЕМ. М. 1995. 418 с.
6. *Промыслова М.Ю.* К вопросу о геодинамической природе базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т.2. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2004. С. 88–91.
7. *Филатов Е.И.* Базальт-риолитовые формации с колчеданно-полиметаллическим оруженением (на примере Рудного Алтая) // Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, РГО. 1999. С. 337–348.
8. *Филиппова И.Б., Бухарин А.К., Буш В.А. и др.* Аккреционная и коллизионная тектоника окраин Палеоазиатского океана // Материалы XXXIX тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 2001. С. 262–265.
9. *Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. 1984. Алма-Ата: Наука, 238 с.
10. *Cox K.G., Charnley N., Gil R.C.O., Parish K.L.* Alkali basalt from Shugra, Yemen: magmass generated in the crust-mantle transition zone? // Magmatic processes and Plate tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 1993. V. 76. P. 443–453.

Особенности геодинамики Магнитогорской островной дуги (Южный Урал)

В системе палеозойских складчатых областей Магнитогорская зона Ю. Урала представляет собой совершенно уникальный по своей сохранности фрагмент островной дуги, активно развивавшейся в девонское время. Южным продолжением ее являются Западные Мугоджары, где на старых картах ошибочно показан силур вместо девона. Изучение конодонтов позволило построить очень точную стратиграфическую схему островодужных комплексов, а усилия петрологов – дать их детальное формационное расчленение.

Формированию Магнитогорской островной дуги (МОД) предшествовала значительная тектоническая пауза, с которой связано накопление осадочных пород, как глубоководных так и мелководных, преобладавшее в течение большей части силура и нижнего девона. Невулканогенные разрезы силура описаны, в основном, в составе глубоководной кремнисто-глинисто-сланцевой сакмарской свиты, тогда как нижнедевонские – в составе мазовской свиты, ишкильдинской, ильтибановской, мансуровской, ускульской, рыскужинской, субутакской толщ, представленных либо глубоководными терригенно-кремнистыми, кремнистыми, глинисто-кремнистыми, либо мелководными известняковыми биогермными осадками [1, 2]. По-видимому, с этим же временем связано формирование олистостромового горизонта, местами наблюдаемого в крупных блоках среди серпентинитового меланжа зоны Главного Уральского разлома.

Вулканогенные комплексы МОД хорошо изучены [3-6]; их вертикальные и отчасти латеральные ряды состоят из следующих формаций: 1. Баймак-бурибайская контрастная риолит-базальтовая с нижней, толеит-бонинитовой толщей ($D_1 \text{ em}_2$); 2. Верхнетаналыкская непрерывная гомодромная базальт-андезит-дацит-риолитовая ($D_1 \text{ em}_2$); 3. Ирландыкская андезит-базальтовая ($D_1 \text{ em}_2 - D_2 \text{ e}_1$); 4. Карамалыташская контрастная риолит-базальтовая ($D_2 \text{ e}$); 5. Улугауская непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая ($D_2 \text{ zv} - D_3 \text{ f}_1$); 6. Колтубанская непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая ($D_3 \text{ f}_2$); 7. Шелудивогорская и др. шошонит-абсарокитовая ($D_3 \text{ fm}$). Завершается вертикальный ряд нижнекаменноугольными толеит-базальтовой и субшелочной калинатровой контрастной базальт-риолитовой вулканогенными сериями, образование которых относится уже к этапу разрушения островной дуги.

¹ Институт геологии (ИГ) УНЦ РАН, Уфа, Россия

Легко заметить, что история вулканизма МОД характеризуется чередованием в разрезе преимущественно контрастных и последовательно дифференцированных серий. Естественно, возникает вопрос: как объяснить такие изменения в вулканизме? Какие силы действовали при этом и какими структурными перестройками они сопровождались?

Нетрудно предположить, что заложение энсиматической островной дуги сопровождалось взламыванием океанической литосферы, и это должно было отразиться в рельефе. Не исключено, что эмские олистостромы являлись предвестниками начавшегося процесса. Дальнейшее погружение в условиях формирования энсиматической дуги предполагает выбор в условиях неустойчивого равновесия: какая из сторон океанической литосферы начнет погружаться, а какая надвигаться. Возможно, определенную роль могла играть сдвиговая компонента, способная позиционировать более тяжелую часть океанической литосферы против более легкой. Современные случаи сдвига, предвещающего начало субдукции, описаны в работах [7, 8].

В последнее время появилось довольно много свидетельств того, что с заложением островной дуги связаны условия растяжения. Речь может идти даже об особом, островодужном типе офиолитов [7, 9, 10]. Сделана попытка моделировать этот процесс [11]. Согласно этой модели, вначале процесс погружения плиты идет медленно, в условиях сжатия, но с какого-то момента начинается проваливание края плиты, возможно, вызванное его эклогитизацией и утяжелением, в результате чего происходит откат глубоководного желоба, маркирующего перегиб плиты (trench roll-back), и в освобождающееся пространство поднимается астеносферный диапир. Создаются условия, сходные с условиями медленного спрединга. В случае, описанном в МОД, этот процесс сопровождается образованием вулканитов толеитовой и контрастной формаций. Малая скорость спрединга создает условия для спокойной дифференциации и образования, наряду с базальтами, кислых пород. Одновременно, однако, оказывается задействованной и другая, значительно более глубокая и высокотемпературная зона плавления, в которой образуются бониниты. Знаменательно, что бониниты появляются именно на раннем этапе истории островной дуги, сразу после ее заложения, и в дальнейшем не наблюдаются. Можно предположить, что их образование связано с первым плавлением надсубдукционного клина под действием воды, высвобождающейся из слэба, пока этот клин еще имеет очень высокую температуру, обеспечивающую высокую степень плавления. По данным Н.Л.Добрецова и В.А.Симонова, бониниты формируются в результате кристаллизации высокотемпературных (1400–1600°C) расплавов.

В дальнейшем, на верхнетаналык-ирендыкском этапе, МОД перешла в режим, который можно назвать стационарным, или стандартным, с образованием преимущественно известково-щелочных магм и подчиненных толеитовых с нормальной и пониженной магнезиальностью, принадлежащих верхам баймак-бурибаевского, верхнетаналыкскому и

всему ирендыкскому комплексам. Для них характерно понижение степени плавления, что может быть связано с падением температуры надсубдукционного клина.

Появление карамалыташского комплекса свидетельствует о резкой перестройке режима субдукции. Облик соответствующей серии определяется резким преобладанием толеитовой компоненты с контрастным типом дифференциации. Условия карамалыташского времени приближаются к первой половине баймак-бурибаевского, с тем отличием, что температура надсубдукционного клина сильно понижена (бонинитов нет), и основной объем плавления осуществляется в условиях растяжения над астеносферным диапиром. Возможна принадлежность карамалыташского вулканизма к внутри- или задуговому рифту.

Остается другой, более общий вопрос: почему вообще произошла перестройка, или, если ставить вопрос шире, в чем причина наличия двух типов субдукции: западно-тихоокеанского и восточно-тихоокеанского (Марианского и Чилийского). Первый тип отличается от второго более крутым наклоном зоны субдукции в верхней части, редуцированностью аккреционных комплексов и наличием зон задугового и внутридугового растяжения [12]. Предлагались различные объяснения. М.Тамаки и Е.Хонза [13, и ссылки в этой работе] перечислили 5 ранее предлагавшихся моделей. Однако, на наш взгляд, все они, кроме модели мантийного диапира над зарождающейся зоной субдукции (принятой нами для баймак-бурибайского этапа), страдают одним недостатком: они не универсальны и годятся лишь как объяснения «ad hoc». Между тем, существует вполне удовлетворительное объяснение глобального характера расположения зон субдукции двух типов. Было показано [14], что задуговой спрединг в новейших условиях возникает лишь там, где возраст коры превышает 50 млн лет, а во многих случаях составляет 100 и более млн лет. Таким образом, островные дуги с тыловыми морями или внутридуговыми рифтами связаны с субдукцией более древней и значит более тяжелой (более остывшей) океанической коры. Представляется, что более древняя кора не только легче тонет, но и способна вызывать откат шарнира (перегиба) литосферы во фронте зоны субдукции и/или увеличение крутизны наклона зоны субдукции с возникновением условий растяжения в надсубдукционном клине.

Максимальный возраст палеоуральской океанической коры на момент образования карамалыташского комплекса мог составлять величину порядка 100 млн лет – с раннего ордовика до раннего живета, что сопоставимо с возрастом коры, субдуцируемой в западно-тихоокеанском обрамлении. Первоначально должна была субдуцироваться наиболее молодая кора (раннедевонская? силурийская?), уступавшая место все более древней по мере того как островная дуга приближалась к пассивной окраине Восточно-Европейского континента, заложившейся в раннем ордовике. Субдуцируемая кора стала достаточно тяжелой для того, чтобы наклон угла субдукции увеличился, и над ней возникла зона растяжения.

С улутауского времени восстанавливается режим формирования известково-щелочных серий. Примечательной особенностью этого этапа развития дуги является смещение вулканической оси к востоку, что можно связывать с новым выполаживанием зоны субдукции. Такое выполаживание, действительно, рано или поздно должно было произойти в связи со сближением Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента и вхождением его внешнего, легкого края в зону субдукции.

Возможность субдукции континентальной литосферы, даже утоньшенной, ограничена плавучестью континентальной коры. Когда плавучесть превышает силы, заталкивающие и/или затягивающие слэб в мантию, происходит заклинивание зоны субдукции и всплытие континентального края. Эти события описываются в целом как столкновение островной дуги и континента. Такого рода явление, будучи главной причиной вывода на поверхность глубинных, высокобарических эклогит-глаукофансланцевых метаморфитов, достаточно четко датируется на Южном Урале не только изотопными методами, но и по появлению соответствующих метаморфических минералов в раннефаменском флишевом комплексе зилаирской серии [9, 15, 16].

Заклинивание зоны субдукции могло также иметь своим следствием отрыв океанического слэба и его быстрое погружение в мантию, с образованием более глубинных, высокощелочных выплавок. Повышение щелочности вулканитов могло быть и следствием накопления щелочей в относительно мощной, зрелой коре островной дуги.

Формирование раннекаменноугольных вулканитов характеризует процесс разрушения отмершей островной дуги и носит черты рифтового. В отличие от баймак-бурибаевской и карамалыташской вулканических серий, также носивших признаки рифтовых формаций, никаких родственных черт с островодужными комплексами в раннекаменноугольных вулканитах уже не наблюдается. В это время произошел перескок зоны субдукции на новое место, и глава истории Урала под названием «Магнитогорская островная дуга» была окончательно закрыта.

Литература

1. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межвед. стратигр. комитет России, 1993. 151 схема. Объяснительная записка 152 с.
2. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Нижнедевонские (доверхнеэмские) отложения Магнитогорской мегазоны // Геологический сборник №2, ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 80–87.
3. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
4. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 203 с.
5. *Салихов Д.Н.* Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклиория. Автореф. дисс.... доктора геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 85 с.
6. *Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D.* Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex. In: Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. P. 101–107.

7. Stern R.J., Bloomer S.H. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1992. V. 104. P. 1621–1636.
8. Lebrun J-F., Lamarche G., Collot J-I. // Journ. Geoph. Res. 2003. V. 108. № B9. P. 24–53.
9. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
10. Sang-Mook Lee. // Journ. of Geodynamics. 2004. V. 307. P. 83–102.
11. Hall C.E., Gurnis M., Sdrolias M., Lavie L., Müller D. // Earth and Planet. Sci. Letters. 2003. V. 212. P. 15–30.
12. Ueda S., Kanamori H. // Journ. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 1049–1062.
13. Tamaki K., Honza E. // Episodes. 1991. V. 14. № 3. P. 224–230.
14. Molnar P., Atwater T. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 330–340.
15. Willner A., S.Sindern, T.Ermolaeva. U. Kramm, V.Puchkov et al. // Prec. Res. 2003. V. 134. P. 1–20.
16. D. Brown, V. Puchkov. Arc-continent collision in the Uralides, an IGCP-453» Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens» conference and fieldtrip. Ufa, DesignPoligraphService, 2004, 76 p.

Ю.М. Пушаровский¹

Глобальная тектоника в перспективе

Несмотря на то что в мировой науке тектоника литосферных плит как глобальное теоретическое обобщение популярна до предела, время от времени, в особенности со стороны российских геологов, в ее адрес высказываются критические замечания, вплоть до полного невосприятия. Существенно, что наряду с критикой начали предлагаться и различные альтернативные решения, причем со стороны приверженцев как мобилистского направления мысли, так и противоположного, фиксистского.

На взгляд автора, главное рациональное зерно «новой глобальной тектоники» – мобилистское начало, т.е. базовым положением общей теории является горизонтальное движение крупных и малых объемов Земли. Это отнюдь не следует воспринимать как принижение роли вертикальных движений в тектогенезе, но не они ответственны за изменения глобального тектонического плана планеты.

В то же время, все более становится ясным, что структурные и кинематические решения, предлагаемые плейттектоникой, во многих случаях малообоснованы.

Приходится вновь обратиться к тому, что главнейшими тектоническими областями Земли являются не плиты, а континенты и океаны. Имеются некоторые данные о «корнях» континентов. Глубины их неодинаковы, но могут находиться на уровнях в нескольких сотнях километров от поверхности (Северная Евразия, Африка, Северная Америка), что подкрепляет представления об исключительности этих тектонических единиц. Более того, в последний период возрождается идея независимого, автономного, обособленного движения континентов [1, 3, 5].

Основу современного геологического мировоззрения должна составлять доктрина, что Земля представляет собой открытую систему, в ко-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

торой происходит сложный обмен веществом и энергией. Ей свойственна неустойчивость термодинамических режимов и обстановок. Она образована самоорганизующимися системами 2-го порядка, испытывающими преобразования, вплоть до радикальных, связанных с воздействием нелинейных геодинамических факторов. Мантийные геосферы и земная кора отражают такие системы. Магистральное направление дальнейшего развития тектоногеодинамической теории – это изучение всех геосфер твердой Земли, образующих их неоднородностей, минеральных преобразований в них, энергетики, кинематики и структурообразования на глубинах, взаимоотношений между геосферами.

Создать такую теорию из-за ограниченности эмпирики в отношении глубинных областей планеты очень сложно, но путь теоретических исканий в геологии лежит именно в этом направлении. Более того, не следует думать, что теоретическая геология когда-либо исчерпает себя, поскольку получить достаточный наблюдательный материал о строении геосфер и процессах на больших глубинах мы никогда не сможем. Лабораторные эксперименты и математическое моделирование – это важные методы познания, но они в данном случае не гарантируют адекватности естественным условиям. Тем не менее, приближенные построения, как показывают исследования, назрели и они создаются. Важнейшей исходной позицией при этом должно быть привлечение данных о различного рода неоднородностях глубоких геосфер, сходно с тем, как это делается в отношении верхних геосфер. Отсюда должны следовать выводы о тектонических движениях на глубинах, их механизме и порождаемых ими тектонических структурах. В настоящее время тектонические движения допускаются лишь в пределах верхней мантии, подошва которой лежит на глубине 670 км. Однако автором уже публиковалась модель, согласно которой тектоносфера охватывает всю мантию Земли, вплоть до слоя D'' [2]. К этому имеются основания, прежде всего в виде интерпретаций данных сейсмомографии, относящихся к латеральным неоднородностям. Неоднородности возникают также в результате проникновения плюмов; они осложняют картину, но не доминируют в тектоносферной области.

В качестве основного механизма тектонических движений на глубинах представляются конвективные процессы, но также гравитационные и ротационные силы. Разделение мантии на дробные геосферы [4] предполагает главенствующую роль в их тектонике дифференцированных латеральных движений. Такой подход отрицает геодинамические модели одноярусной или двухъярусной конвекции, со всеми вытекающими отсюда следствиями в отношении теории тектоники литосферных плит. Но это проблема. Еще слишком недостаточно разработок в отношении тектоносферы в ее новом понимании, по сравнению с обилием публикаций в плане «новой глобальной тектоники». Однако проблема поставлена и в ее разработке видится прогресс тектонических знаний. Главное в новой модели – соиздание тектонических структур на всех уровнях коры и мантии Земли.

Литература

1. *Летников Ф.А.* К оценке тектонических режимов на границах океанических и континентальных плит // ДАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 224–226.
2. *Пушаровский Ю.М.* Тектоносфера Земли – новое видение // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С. 63–69.
3. *Пушаровский Ю.М.* Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
4. *Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
5. *Трубцин В.П.* Роль плавающих континентов в глобальной тектонике Земли // Физика Земли. 1998. № 1. С. 3–10.

Ю.М. Пушаровский¹, А.О. Мазарович¹, С.Г. Сколотнев¹

Неотектоника океанского дна

Новейшая тектоника, как глобальное явление в тектогенезе Земли, была выделена В.А. Обручевым, а затем это представление было развито в трудах Н.И. Николаева, Е.Е. Милановского, В.Г. Трифонова и ряда других авторов. Действительно, она проявлена на всех континентах и именно ей в значительной степени обязано формирование современного рельефа земной поверхности в континентальных областях. Но проявления эти носят неравномерный характер. Наряду с крупными контрастными по амплитуде формами в виде горных поясов, на обширных платформенных пространствах неотектонические морфоструктуры имеют малые амплитуды. Существуют и промежуточные формы. Новейшая тектоника на континентах проявлена также в виде разломных структур разных типов, образующих как обособленные элементы, так и их системы. Описаны также молодые складчатые деформации. Все это и лежит в основе обособления эпохи неотектонического развития земной коры. Однако следует иметь в виду, что все сказанное относится к земной коре континентального типа, с ее мощностями порядка нескольких десятков километров и обладающих особым глубинным строением, отличающимся прежде всего наличием гранитно-метаморфического слоя, а также специфическим набором тектонических структур и образующих их формационных комплексов. Но две трети поверхности Земли занимают океаны, где мощность коры составляет единицы километров. Кора лишена здесь гранитно-метаморфического слоя, будучи образована базитами и ультрабазитами. Верхний осадочный слой тонок и в общем слабо литифицирован. Тектонические структуры совершенно иные, чем на континентах. В связи с этим возникают вопросы, каким же образом в этих условиях проявляются неотектонические движения и обособляется ли неотектоническая эпоха вообще. Очевидно, что ответы на эти вопросы кардинально повлияют на представления о развитии тектогенеза на Земле. И не только в кайнозое.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Литература по общим неотектоническим проблемам океанских областей крайне ограничена. В очень кратком и неопределенном виде они рассматриваются лишь в книге Н.И. Николаева [1] и в Объяснительной записке к неотектонической карте мира [2]. На поставленные выше вопросы эти труды ответа не дают. Весьма малочисленны и региональные публикации. Ниже речь будет идти о результатах исследований, проведенных в Центральной Атлантике экспедициями Геологического института РАН на НИС «Академик Николай Страхов» и «Академик Иоффе» в 2000–2002 гг.

Наши материалы были собраны в разломных структурах и сводовой зоне Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике. В осадочном слое желобов трансформных разломов, обычно ближе к его верхней части, выявлены угловые несогласия, отделяющие его верхнюю толщу от нижележащей. Корреляция с разрезами глубоководных скважин позволяет верхнюю толщу считать позднекайнозойской, т.е. рассматривать угловое несогласие как отражение начала эпохи неотектонических движений.

Другое неотектоническое явление – это протыкание диапироподобными структурами чаще всего нижней толщи осадочного выполнения желобов породами акустического фундамента. Природа их неясна, но уровни, к которым они приурочены, несомненно имеют тектоническое значение. Поскольку иногда такие структуры достигают верхов осадочного слоя, время их образования следует относить к позднему кайнозою.

Тектонические наблюдения в сводовой полосе срединно-океанического хребта велись на двух участках: непосредственно севернее трансформного разлома Богданова ($7^{\circ}10'$ с.ш.) и в нем самом и в районе нарушения Сьерра-Леоне (6° с.ш.). В обоих районах выявлены существенные структурные преобразования, происходившие в период последних 1.5–2 млн лет. В частности, в разломной зоне Богданова в течение этого времени образовался трансверсивный хребет, имеющий глыбовую структуру (ступенчатые склоны) и возвышающийся более чем на 1000 м. Характерны такие формы, как гребневидные хребты косого простирания (угол $\sim 40^{\circ}$). Отмечен общий подъем района. Во втором районе молодые наложенные деформации не менее ярки. Они представлены линейными и изометричными депрессиями, осложняющими их поднятиями разной формы, многочисленными горстовыми и грабеновыми структурами, разрывными нарушениями.

Указанное выше время развития молодых структур коррелирует со временем существования режима сухого спрединга в рифтовой зоне САХ. Аналогичную датировку имеет новейшее структурообразование и в ряде других областей срединного хребта. Соответственно, правомерно обособить позднеплиоценовый–четвертичный этап в тектонической истории Центральной Атлантики. Но это лишь один из этапов в позднекайнозойском тектогенезе. Е.Е. Милановским (1996 г.), исследовавшим историю рифтогенеза на континентах и в океанах под неотектоническим углом

зрения, указывается этап соответствующей эпохи, относящийся к средне-му–позднему миоцену (10 млн лет). Изучение данных о вулканизме островов и подводных гор в данной акватории, а также глубоководного бурения позволяет выделить тектонический рубеж, соответствующий границе олигоцена и миоцена (25 млн лет). Наконец, данные бурения и сейсмопрофилирования, а также, косвенно, о динамике палеоклиматической зональности, дают основание обособить тектонический рубеж, относящийся к позднему эоцену – раннему олигоцену (40 млн лет).

Суммируя приведенные данные, мы приходим к заключению об обособлении в структурном развитии дна Центральной Атлантики неотектонической эпохи, охватывающей время рубеж эоцена–олигоцена – современность. Это развитие протекало неравномерно, и в нем выделяется ряд тектонических этапов. Начальные фазы таких этапов относятся к уровням 25, 10 и 2.5–1.5 млн. лет.

Выполненные исследования имеют значение не только для разработки общих тектоногеодинамических проблем, но и для тектонического районирования океанского дна, особенно в средних масштабах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 03-05-64159) и Миннауки РФ (подпрограмма «Природа Мирового океана»).

Литература

1. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Наука, 1988. 491 с.
2. Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанических областей Земли. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1984. 112 с.

А.М. Пыстин¹

Модели глубинного строения и геодинамика формирования консолидированной земной коры европейского Северо-Востока

В общей картине о глубинном строении и докембрийской истории развития территории европейского Северо-Востока важнейшим является вопрос о возрасте и тектонической природе консолидированного основания Тимано-Печорской плиты. На этот счет существует множество точек зрения, которые можно свести к двум крайне противоположным. В соответствии с одной из них, фундамент, подстилающий Печорскую впадину и Тиман, сформировался в процессе байкальской (или кадомской) складчатости. Альтернативным является представление о платформенной, рифтогенной природе верхнедокембрийских образований региона.

Большинство исследователей, отстаивающих гипотезу о позднедокембрийском возрасте фундамента Тимано-Печорской плиты, считают,

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

что границей палеоконтинентальных и палеоокеанических отложений рифея является зона Припечорского глубинного разлома. Предлагаются модели геодинамического развития территории в позднем докембрии с распространением зоны субдукции либо на юго-запад (В.Г.Оловянишников, А.Седлецка, Д.Робертс и др.), либо на северо-восток (Н.Б.Кузнецов, А.А.Соболева, О.В.Удoratина и др.).

Не подвергая сомнению позднедокембрийский возраст становления фундамента рассматриваемой территории, В.Н.Пучков [5] высказывает критическое отношение к интерпретации зоны Припечорского глубинного разлома как докембрийской палеосутуры. По его мнению, следы палеосутуры, судя по ее предполагаемой ориентировке, должны были бы быть на Урале (точнее на Приполярном Урале – А.П.), чего на самом деле нет.

По мнению С.Н.Иванова [3 и др.], в позднедокембрийское время в пределах всего Тимано-Уральского региона, включая рассматриваемую нами территорию, господствовал платформенный режим.

Летом 2003 г. для проверки гипотезы об островодужной (активно-краинной) или рифтогенной природе верхнего докембрия Приполярного Урала была организована экспедиция, в которой участвовали специалисты, придерживающиеся разных точек зрения по рассматриваемой проблеме: А.М.Пыстин (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар), Л.Т.Белякова (Тимано-Печорский научно-исследовательский центр, г. Ухта), Д.Джи (Университет г. Упсала, Швеция).

В результате полевых исследований участники экспедиции не пришли к окончательному заключению, однако было признано, что явные свидетельства островодужных (или активноокраинных), аккреционных, орогенных обстановок отсутствуют. Здесь нет офиолитов и глубоководных кремнистых осадков, нет мощных андезитовых серий, нет нижних моласс с характерным развитием граувакк, нет орогенных гранитов позднедокембрийского возраста.

К этому можно добавить, что по геохимическим особенностям граниты, распространенные в поле развития верхнедокембрийских толщ на Приполярном Урале и примыкающей к нему области Тимано-Печорской плиты, имеют преимущественно «платформенные» характеристики. Кроме того, терригенные отложения, ранее выделяемые здесь как вендские молассы, по результатам последних геологических съемок, на самом деле относятся к базальным отложениям палеозоя [2]. Остаются проблемы в интерпретации фактов средне- и высокотемпературного метаморфизма пород и складчатости. Эти явления могут быть связаны с процессами тектоно-магматической активизации, на что указывает С.Н.Иванов.

Имеющиеся в настоящее время геологические факты свидетельствуют, что в рифее-венде земная кора на большей части рассматриваемой территории не подвергалась существенным деструктивным преобразованиям.

В то же время для крайней северной части Урала и сопредельных районов Тимано-Печорской плиты имеются данные, указывающие на

более сложный сценарий тектонического развития территории в позднем докембрии. Здесь на хр. Енганэ-Пэ в верхнедокембрийской части разреза широко распространены андезиты и андезито-базальты, которые могут служить индикаторами былых островодужных обстановок. В этом же районе Р.Г.Язевой и В.А.Душиным описан доордовикский офиолитовый комплекс, представленный узкими линзами серпентинитов, габброидами, плагиогранитами и базальтовыми порфиридами, перекрывающимися толщами граувакк. Породы имеют «неуральскую» (северо-западную) ориентировку. В последнее время по офиолитам хр. Енганэ-Пэ получена датировка U-Pb методом – 670 ± 5 млн лет [6]. Кроме того, по эклогитам хр. Марун-Кеу В.Л.Андреичевым [7] получен позднедокембрийский Rb-Sr возраст (626 ± 20 млн лет). Эти данные подтверждают идею о проявлении на крайнем севере Урала геодинамического цикла полного развития в позднем докембрии [1].

Можно согласиться с Н.Б.Кузнецовым и его коллегами [4], что Большеземельская зона Тимано-Печорской плиты в конце позднего докембрия формировалась в пределах активной континентальной окраины. Подтверждением этому может быть пространственная приуроченность к упомянутой зоне гранитоидов I-типа – индикаторов конструктивных геодинамических обстановок – активных континентальных окраин и зон коллизии. Однако, судя по пространственному распределению других комплексов-индикаторов геодинамических обстановок (метаофиолитов, высокобарических метаморфитов, андезит и андезит-базальтовых ассоциаций), Большеземельская зона в позднем докембрии была частью Восточно-Европейского кратона, а не гипотетической Арктиды, как это считают Н.Б. Кузнецов и его соавторы [7].

Литература

1. Душин В.А. Магматизм и геодинамика континентального севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
2. Ефанова Л.И. Алькесвожская толща на севере Урала. Стратиграфия, литология, металлогения. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Институт геол. Коми НЦ УрО РАН, 2001. 19 с.
3. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгео-синклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. 77 с.
4. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Формирование коллизионного орогена Протоуралид – Тиманид. Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т.2. С. 21–23.
5. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
6. Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время. Тектоника и геодинамика. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 244–246.
7. Andreichev V.L. Geochronology of metamorphic and magmatic processes in the crystal evolution of the Polar Urals // INTAS Europrobe Timpebar-Uralides workshop. Abstracts. St.Petersburg, 2000. P. 1.

Плотностная инфраструктура земной коры Северного Прибайкалья и ее значение для минерагении

Проведенные геолого-прогнозные работы в сопредельной территории Восточного Забайкалья показали, что наиболее перспективным направлением в понимании особенностей распределения различных видов полезных ископаемых является изучение особенностей строения и состава глубинных слоев земной коры и, в частности, верхнекорового пространства, где локализуются эндогенные рудоформирующие системы [9].

В качестве перспективной площади исследований была выбрана Северо-Байкальская область (СБО), характеризующаяся достаточно полной геологической, металлогенической и геофизической (гравиметрия, магнитометрия 1:1000000–1:200000 м-бов, сейсмозондирование) изученностью. В ее пределах, помимо золота, определяющего основу металлогении, выявлены крупные месторождения меди, редких элементов, проявления урана, олова, платиноидов. В качестве основных рудных районов СБО выделяются: Бодайбинский, Муйский, Сьюльбанский, Тонодский, Кичаро-Мамский, Кодаро-Читкандинский, Чипичекон-Наминский, Торгойский, Аkitканский.

Геолого-структурные особенности Северобайкальского региона с акцентом на расшифровку глубинного строения изучались в разное время многими исследователями: П.П.Степановым, К.Д.Огородниковым, В.С.Волохниным, Ф.С.Барышевым, А.К.Булиным, Б.М.Письменным, Б.П.Мишенькиным. Ряд работ в большей степени были посвящены вопросу влияния элементов земной коры на распределение рудных полезных ископаемых (Г.М.Менакер, Г.А.Генко, Ю.А.Зорин, М.И.Пахомов, Р.Ф.Данковцев, Ю.В.Реутин).

Рассматриваемая подвижная эвгеосинклиальная складчатая область, включающая внешние краевые антиклинории, опоясанные краевым Саяно-Байкальским швом, и тыловые синклинории, представляет собою фронтальную коллизионно-аккреционную северо-восточную часть Баргузино-Витимского микроконтинента, надвинутого на Сибирский кратон [2]. В основании террейна расположены высокометаморфизованные породы архея (чуйская толща – 2,3–3,46 млрд. лет), синколлизионные гранитоиды плагиогранитогнейсовой формации (2,07–2,4 млрд лет) и протерозойские вулканогенно-терригенные и гранитоидные формации (1,35–1,57 млрд лет) [10]. В северной части области преобладают байкальские, а в центральной и южной – каледонские, герцинские и альпийские формации.

Новый этап геолого-прогнозных и поисковых работ потребовал более углубленного анализа геотектонических особенностей области с

¹ Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья (ФГУП ВИМС), Москва, Россия

учетом новых данных по глубинному строению. В итоге накопленной информации по физическим свойствам пород усилиями ГГП Соснов-геология и ВСЕГЕИ (1981 г.) был создан томографический макет глубинного строения региона на основе отслеживания границы Мохо и границы раздела верхней и нижней кор – K_2 [7]. Фрагмент этой схемы, дополненной результатами компьютерного анализа гравиметрических данных по расчету локальных и региональных аномалий и градиентных значений поля Δg представлены на рисунке.

Результаты анализа показывают, что земная кора неоднородна по скоростным (плотностным) показателям как в разрезе, так и по латерали. В пределах блока выделяется протяженный вал сквозькоровых высокоплотных пород северо-западного простирания от оз. Байкал через Патомский прогиб до Уринского антиклинория (домена), сопровождаемый серией более мелких избыточно плотных блоков (Муйский, Сьюлбанский, Чарский и др.). Это структурное сооружение характеризуется в своей верхней кромке повышенной скоростью распространения продольных волн $V_p = 6,0\text{--}6,2$ км/сек., соответственно избыточной плотностью $\sigma = 2,75\text{--}2,80$ г/см³ и высокими отражающими свойствами (ВОС). Выявляемый физический раздел соответствует границе K_2 и дешифрирует в основном положение кровли докембрийских метаморфитов. Максимальная приближенность к поверхности высокоплотного субстрата домена отмечается в бассейне рр. Мама, Патом и Муйском блоке. Эти районы являются наиболее продуктивными на тяжелометалльное оруденение (золото, платиноиды, уран).

Полученная к настоящему времени информация по сверхглубокому бурению границы перехода (K_2) показывает, что если вещественный состав слоев в большинстве случаев не согласуется с проектными представлениями, то скорость распространения волн V_p и плотность дискретно изменяются в сторону увеличения, что, скорее всего, объясняется структурно-фазовыми преобразованиями в породах как следствием литостатических нагрузок. Таким образом, использование модели строения земной коры с наличием внутрикоровых скоростных градиентных переходов представляется вполне корректным.

Блок хорошо дешифрируется в разноуровневых локальных полях Δg (см. рисунок Б) с отдельными эпицентрами концентрации масс (Южный-Северомуйский, Сьюлбанский, Южно-Бодайбинский, Ачитканский и др. фрагменты), в котором в ряде случаев тяготеют отдельные месторождения или их группы. Наиболее масштабный объект (Сухой лог) локализуется в краевой тектонизированной части приподнятого блока.

Подошва земной коры (граница Мохаровичича), располагающаяся, в целом, на глубинах 40–45 км, характеризуется наличием северо-восточного астенолитного протяженного выступа (см. рисунок А), совпадающего в вертикальной проекции с северным бортом домена, что, возможно, влияет на общую рудопродуктивность этого фрагмента земной коры.

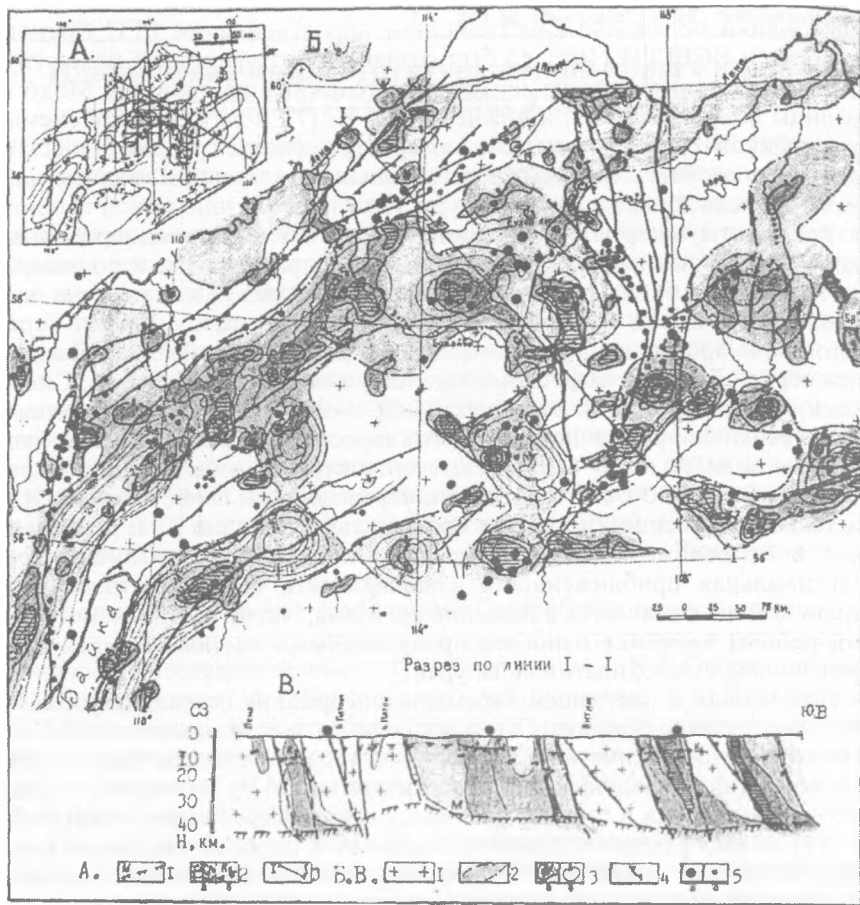


Рис. Глубинно-плотностная схема верхней части земной коры СБО

А – схема границ раздела земной коры: 1 – граница Мохоровичича (М), км; 2 – граница верхней и нижней земной коры (К₂), км; 3 – разрез по линии I-I; Б, В – Плотностная схема и разрез по линии А-Б (по данным расчета локального поля Δg): 1 – ареалы разуплотнений, соответствующие преимущественно гранитоидным образованиям, 2 – ареалы избыточной плотности, 3 – гравипотенциальные значения (млг): на поверхности (а), на гл. 10 км (б), 4 – основные разрывные нарушения, 5 – основные месторождения (а), рудопроявления золота, платиноидов, меди, редких металлов, полиметаллов (б)

Более детальная расшифровка результатов глубиннокорового анализа требует подробного рассмотрения в специальной статье.

Полученные результаты исследований подтверждают рудоперспективность фрагментов земной коры, включающих наиболее приближенные

к поверхности образования часто представленные экспонированной нижней корой с высокоскоростными (избыточно плотными) параметрами.

Физическая сущность приуроченности рудных систем к верхнекоревым плотностным структурным выступам состоит в повышенной тектонической подвижности последних в периоды сейсмоактивизации (в том числе в предрудные этапы), что способствует интенсивному и в ряде случаев, согласно радиологическим данным [5], многократному проявлению тектонических и рудно-метасоматических процессов в околоблоковом пространстве.

Литература

1. Алтухов С.П. // Разведка и охрана недр. 1993. № 3. С. 27–29.
2. Божко Н.А. // ДАН СССР. 1995. Т. 241. № 5. С. 654–657.
3. Булгатов А.Н. // Геология и геофизика. 1988. № 9. С. 62–68.
4. Данковцев Р.Ф., Сирина Т.Н. Анализ глубинно-геологических условий эволюции тектоники и магматизма докембрия Северного Забайкалья (по гравиметрическим данным). Материалы совещания. Тектоника и геофизика литосферы. Том 1. М.: МТК. С. 157–159.
5. Дитмар Г.В., Макарьев Л.Б. Новые направления металлогенических исследований в Байкальской горной области // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. ВИМС. В. 136. 1993.
6. Лобачевский И.В. // Геология и геофизика. 1981. № 11. С. 100–107.
7. Материалы отчета по геологическому заданию 1-43. Т. 1. Иркутск: СПГО, ВСЕГЕИ. С. 32–33.
8. Письменный Б.М., Алакишин А.М. // Геология и геофизика. 1982. № 7. С. 23–30.
9. Реутин Ю.В. Использование данных по сейсмическому зондированию земной коры в анализе распределения урановых месторождений Забайкалья // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. ВИМС. В. 137. 1995. С. 83–99.
10. Рыцак Ю.Е. // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–55.

С.М. Родионов¹

Металлогеническая специализация геодинамических обстановок Востока России

Металлогенический анализ территории Востока России показал несостоятельность попыток установления связи типа «один тип месторождений—одна геодинамическая обстановка». Действительно, есть типы месторождений, которые формируются только в определенных типах геодинамических обстановок и даже могут служить их своеобразными индикаторами, например, месторождения хромитов кимперской типа. Но есть целый ряд типов месторождений, которые могут возникать в различных обстановках, хотя при этом они и характеризуются некоторыми тонкими различиями на уровне минерального или даже геохимического состава руд или отдельных минералов. Это может быть проил-

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

люстрировано очень хорошим и давно описанным в литературе примером колчеданных месторождений. Колчеданные месторождения кипрского типа формируются в обстановке океанического рифтогенеза, а колчеданные месторождения рудноалтайского типа (тип куроко) – в островодужной. Другим, также хорошо известным примером могут служить Си-Мо-порфиновые месторождения. В островодужной обстановке это только Си-порфиновые месторождения с большим количеством золота; в ассоциации с окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами – только Си-Мо-порфиновые с примерно равным соотношением меди и молибдена и небольшим количеством золота или без такового, а в ассоциации с внутриконтинентальными магматическими поясами – преимущественно молибден-порфиновые. Наряду с этим, ряд типов месторождений (например, скарновые) могут возникать в различных обстановках, т.е. ведут себя как геодинамические космополиты. Таким образом, можно говорить о металлогенической конвергенции геодинамических обстановок (или о геодинамической дивергенции металлогенических объектов). Еще один важный момент – длительность и многоэтапность формирования некоторых рудных объектов. Это характерно, например, для месторождений золота в черносланцевых толщах. Период формирования таких месторождений растянут на сотни миллионов лет, и без ранних этапов, также, впрочем, как и без поздних, невозможно было бы сформировать такие гиганты. Совершенно очевидно, что и геодинамические обстановки в эти разные этапы были различные.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционного СО ДВО РАН (грант № 04-2-0-00-005).

**С.М. Родионов¹, Ю.Ф. Малышев¹, Н.П. Романовский¹,
М.В. Горошко¹**

Мая-Селемджинская глубинная литосферная структура (юг Дальнего Востока России)

Среди элементов глубинного строения юга Дальнего Востока выделяются структуры изометричной формы. Наиболее крупная (700×1000 км) из них, Мая-Селемджинская структура охватывает юго-восток Сибирской платформы, восточную часть Монголо-Охотского и северо-западную часть Сихотэ-Алинского орогенных поясов, а также северо-восточную часть Цзямусы-Буреинского массива [1, 3]. Она представлена глубинными неоднородностями верхнекорового, корового и литосферного уровней, смещенными друг относительно друга и круто погружающимися в северном направлении.

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

Зона сочленения юго-восточного фланга Сибирской платформы и Монголо-Охотского орогенного пояса в пределах рассматриваемой геофизической аномалии частично перекрыта системой мезозойско-кайнозойских наложенных депрессий (Боконская, Верхнезейская и др.) и Удской вулканической зоной позднеюрско-раннемелового возраста. Пограничное положение между Сибирской платформой и Монголо-Охотским поясом занимает Галамская зона, ранее рассматривавшаяся в составе восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса [5, 7]. Эта зона обладает типичным для аккреционного клина строением [6]. В ее составе выделяются три ранне-среднепалеозойские (S, D, C₁) породные ассоциации, неоднократно повторяющиеся в разрезе [6, 9]. В современной структуре каждая из ассоциаций отделена от смежной зонами вязких разломов, подчеркнутых интенсивным разлинзованием, будином и сланцеватостью со структурами течения [5]. Ранне-среднепалеозойские отложения содержат фаунистические комплексы бореального типа, присущие Сибирской палеобиогеографической провинции [9]. В отдельных тектонических пластинах отмечаются пермские песчаники и конгломераты [6, 7], содержащие флору Ангарской палеобиогеографической провинции [9]. Зона обладает сложным чешуйчато-надвиговым строением и представляет собой зону «хаотического олистостромового меланжа» [4] с северной вергенцией пликтивных структур, обусловленной субмеридиональной ориентировкой деформирующих напряжений [5].

По составу породных ассоциаций, по фаунистическим характеристикам и по структуре Галамская зона принципиально отличается от остальной части Монголо-Охотского пояса, что дает основание рассматривать ее в качестве инородного образования, сформированного в более высоких широтах и аккрецированного к структурам Монголо-Охотского пояса в позднем триасе-ранней юре в процессе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана.

Расположенные южнее Ульбанская зона Монголо-Охотского орогенного пояса и Баджальская зона Сихотэ-Алинского орогенного пояса сложены турбидитовыми отложениями палеозойско-раннемезозойского возраста с тетическими фаунистическими комплексами. В основании отложений Баджальской зоны присутствуют позднеюрские спрединговые базальты, что, по мнению А.И.Ханчука [8], фиксирует переход от субдукции к латеральному скольжению субдуцированной плиты в северном (в современных координатах) направлении вдоль палеоконтинентальной окраины.

Самая южная часть Мая-Селемджинской структуры пространственно совпадает на поверхности с северным флангом Цзямусы-Буреинского массива, который рассечен левосторонними сдвигами на серию линейных блоков, последовательно перемещенных друг относительно друга к северу и образующих, таким образом, наблюдаемую ныне «зубчатую» форму восточной границы данного геоблока.

Мая-Селемджинская литосферная структура (слэб) фиксируется изменениями мощности литосферы от 80–90 до 150–170 км за её пределами на платформе, мощности земной коры, соответственно, от 35–40 до 42–46 км, температуры на поверхности Мохо от 600–900 до 300–400°С, скорости продольных сейсмических волн в подошве литосферы от 8,05–8,12 до 8,20–8,25 км/с. Последовательное погружение аномалиеобразующих объектов к северу дает основание для предположений о поддвижении структур Галамской зоны и восточного фланга Монголо-Охотского пояса под Сибирскую платформу в поздне триасовое – раннеюрское время. Определенным подтверждением этого служит характер деформаций рассматриваемых тектоно-стратиграфических образований с широким развитием напряженной складчатости северной vergence и субширотных чешуйчато-надвиговых зон.

По периметру Мая-Селемджинской структуры локализованы Центрально-Алданский, Нижне-Амурский золоторудные, Хингано-Олонойский, Баджалский, Комсомольский оловорудные, Кондерский платиновый, Эльконский ураново-рудный районы и узлы.

Возникновение Мая-Селемджинской литосферной структуры (слэба), контролирующей размещение рудных объектов, связывается с погружением литосферы под Алдано-Становой щит. Северное ограничение рассматриваемой структуры, где сосредоточено значительное количество рудных объектов, соответствует проекции на современную поверхность фронтальной части слэба и возможному восточному продолжению полосы мезозойских Южно-Якутских впадин. Эти впадины здесь перекрыты надвигами гнейсовых толщ, о чем свидетельствует обнаружение юрских отложений в эрозионных окнах среди гнейсов (бассейны рек Б.Тырган, Батомга). Предположение о триасово-юрской субдукции под юго-восточную окраину Сибирской платформы подтверждается результатами изучения мезозойской магматической зональности Алдано-Станового геоблока [2].

Работа выполнена при поддержке интеграционного СО-ДВО РАН (грант № 04-2-0-00-005).

Литература

1. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии (IV Косыгинские чтения). Хабаровск, 2003. С. 7–16.
2. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук.. Якутск, 2003. 44 с.
3. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатого поясов. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV тектонического совещания. Том I. М.: ГЕОС, 2002. С. 325–328.
4. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. Хабаровск, 1983. 52 с.
5. Натальин Б.А., Попеко Л.И. // Тихоокеанская геология, 1991. № 2. С. 81–89.

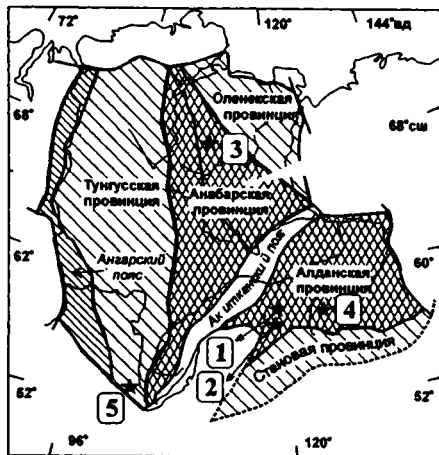
6. Парфенов Л.М., Полеко Л.И., Тамуртоого О. // Тихоокеанская геология. 1999. Т.18. № 5. С. 24–43.
7. Роганов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклиальной системы. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, ИТиГ ДВО РАН, 1977. 24 с.
8. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России. В кн.: Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
9. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W. et al. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. USGS Professional Paper 1626. Denver, 2000, 122 p.

О.М. Розен¹

Доаккреционные структуры Сибирского кратона

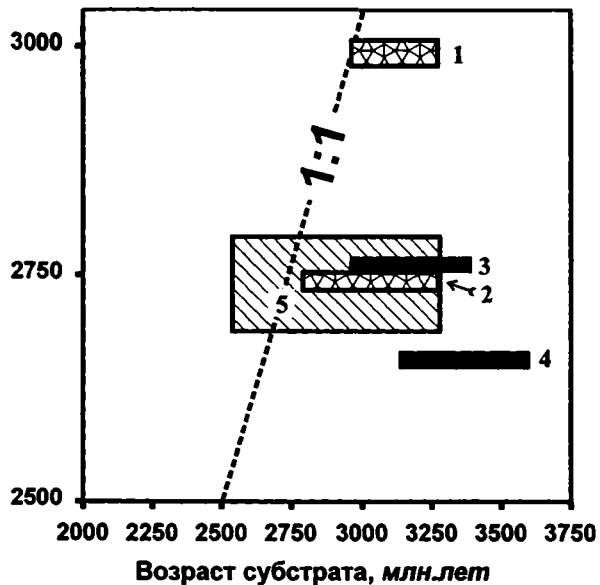
Разнородные и независимые изначально тектонические блоки – террейны, образовавшие структурную мозаику современного Сибирского кратона 1.8–1.9 млрд лет назад [3], имели различную геологическую историю. Древнейшие датировки позволяют разделить террейны по максимальному возрасту основания на поздне-, средне- и раннеархейские с границами 2.5, 3.0, 3.4, 3.8 млрд. лет в соответствии со схемой [2]. К **раннему архею** относятся первые события при формировании коры Алданского террейна одноименной тектонической провинции, где получены воспроизводимые датировки 3.57 млрд лет, когда формировались тоналитовые гнейсы. В **среднем архее** начали формироваться Сутамский террейн Становой провинции, 3.46 млрд лет назад (мафический гранулит); Далдынский террейн Анабарской провинции, 3.35 млрд лет, – метамифиты; Тунгусский террейн одноименной провинции, 3.25–3.29 млрд лет, – тоналиты; и Олекминский террейн Алданской провинции 3.21–3.25 млрд лет, – тоналитовые гнейсы; а в **позднем архее** – Тындинский террейн Становой провинции, 2.78 млрд лет – тоналит; и Канский террейн, 2.73 млрд лет назад, – гнейсы, а также – Бирюсинский террейн, 2.6–2.7 млрд лет – возраст корового источника гранитоидов. Эта наиболее ранняя кора была представлена главным образом тоналитами и мафитами. Коллизией континентальных масс были, по-видимому, обусловлены гранулитовый метаморфизм и анатектическое выплавление чарнокитов и гранитов в ранней истории террейнов. Сутамский террейн, 2660 млн лет назад – чарнокит; Далдынский террейн, 2760 – метаморфогенный гранулитовый циркон; Тунгусский террейн, 2784, 2775, 2710, 2700 – чарнокит. Олекминский террейн: зеленокаменный пояс Тунгурча, 2999, 2984 – синтетектонический гранит; зеленокаменный пояс Олондо – 2751, 2738 – приразломный гнейс. По-видимому, наиболее ранние коллизионные процессы проявились при аккреции зеленокаменных поясов Олекмин-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия



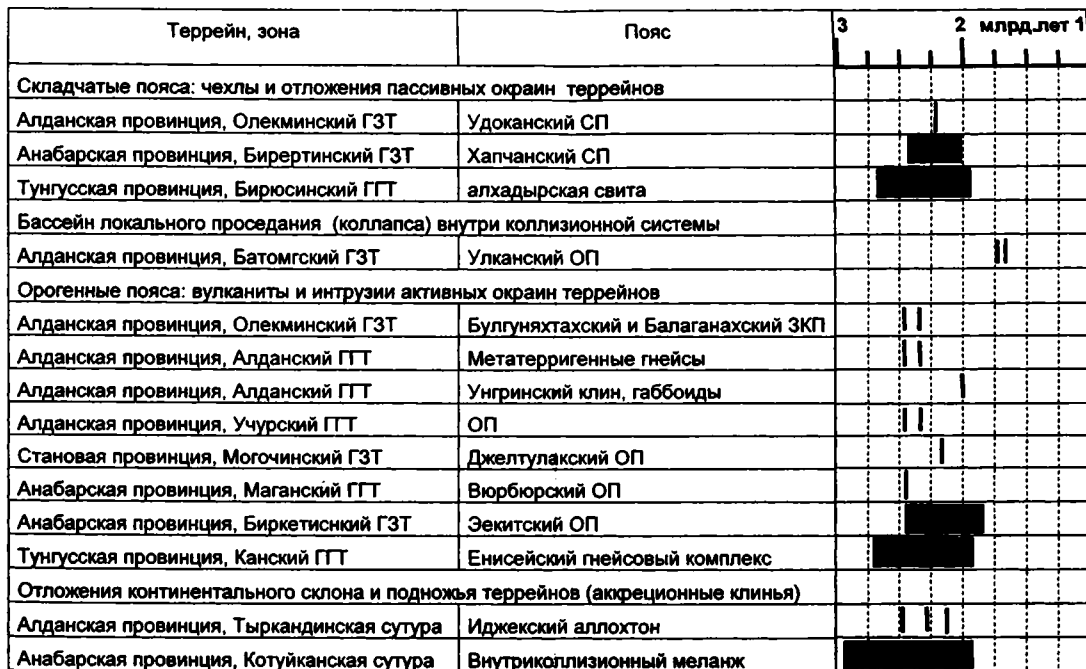
- 1 - Тунгурская зеленая каменная зона
- 2 - Олондинская зеленая каменная зона
- 3 - Далдынский гранулит-гнейсовый массив

Возраст гранулитового метаморфизма
и гранитоидов, млн. лет



- 4 - Алданский гранулит-гнейсовый массив
- 5 - Шарьжалгайский полиметаморфический комплекс, основание Тунгурского гранит-зеленокаменного массива

Рис. 1. Возраст субстрата и допротерозойского метаморфизма древних массивов Сибирского кратона



ГЗТ = гранит-зеленокаменный террейн; ГГТ = гранулит-гнейсовый террейн; СП = складчатый пояс;
 ОП = орогенный пояс; ЗКП = зеленокаменный пояс

| Датированное событие ■ возрастной интервал

Рис. 2. Протерозойские структуры Сибирского кратона, располагающиеся на кровле древних террейнов и между ними.

ского террейна 2999, 2984 и спустя 250 млн лет – 2751, 2738 млн.лет назад. Последние, более поздние процессы охватили также и Далдынский террейн – 2760 млн лет и Тунгусский террейн – 2784–2700 млн лет назад. Достаточно близки по времени процессы выплавления чарнокитов Сутамского террейна – 2660 млн лет назад. На основе новейших единичных датировок отмечается, что на Алданском щите последние позднеархейские коллизионные события имели место около 2608 ± 15 млн лет назад, в то время как в пределах Шарыжалгайского выступа они относятся к интервалу 2649 ± 6 – 2557 ± 28 млн лет [1]. Примеры приведены на рис. 1. Вероятно, гранулитовый метаморфизм и анатексис на рубеже архея и протерозоя были обусловлены коллизией сиалических блоков с образованием единого протоконтинента, конфигурация которого пока недоступна геологическим реконструкциям. С древними террейнами связаны различные более поздние палеопротерозойские вещественные комплексы, образующие самостоятельные структуры. Рассматривая такие структуры в первом приближении, среди них можно предположительно выделить ряд типов, различающихся по возможным тектоническим обстановкам формирования. Их актуалистическая интерпретация кажется приемлемой, если учесть, что мощность коры террейнов на момент коллизии примерно соответствовала мощности современной континентальной коры. Среди таких более поздних структур, независимо от метаморфизма, можно выделить *складчатые пояса* (деформированные чехлы, осадочные бассейны пассивных континентальных окраин), *орогенные пояса* (включающие субдукционные или рифтогенные вулканы, островодужные вулканы) и осадки палеоокеанических пространств (*аккреционные призмы*). Самый молодой Улканский складчатый пояс возник 1.7 млрд лет назад, в конце эпохи палеопротерозойской коллизии как структура *локального коллапса* коллизионного горного сооружения (рис. 2).

Литература

1. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона. В кн.: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Под ред. И.К. Козакова, А.Б. Котова. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 453–455.
2. Palmer A.R., Geissman J. 1999 geologic time scale. Geol. Soc. Amer., product code CTS004, 1999.
3. Rosen O. M. Siberian craton – a fragment of a Paleoproterozoic Supercontinent. Russian journal of earth sciences. 2002. V. 4. №. 2. P. 103–119. [PDF], <http://rjes.wdcb.ru/cont0402.htm>

Проблема субдукционного магмообразования: тектонические особенности, металлогеническая специализация, явления дуализма и противоречия

Актуальность проблемы магматизма среднего состава (среднего магматизма), относящейся к числу принципиальных в геологии настолько очевидна, что ее акцентирование выглядит отчасти неуместно [4-6,11,13,14,15]. Двойственность средних пород с сочетанием свойств как базальтов, так и гранитов (пород-антиподов), иначе дуализм (универсальный?) важен в связи с эволюционными проблемами и заметно проявляется, в петрогеохимии, металлогении и т.д. В работе приводятся, главным образом, данные по андезитовым и андезитсодержащим формациям (включающим собственно андезиты, их интрузивные аналоги в расширительном толковании – диориты, субщелочные и щелочные средние породы и прочие ассоциирующие образования). Изучаемые формации относятся к нижеперечисленным регионам в несплошном интервале ранний докембрий–антропоген [1-7,8,10-13,15]: Кольский и Карельский регионы, поздний архей-протерозой; Дарваз-Заалай, Таджикистан, преимущественно пермь; Кураминская зона Среднего Тянь-Шаня, карбон-пермь, а также северо-восток Алжира, кайнозой и юго-восток Ирана, мел–антропоген (последние два региона изучены под руководством Е.Ф. Романько).

Далее приводятся некоторые важные изотопные и геолого-петрогеохимические параметры (от древних формаций к более молодым). Три нижеследующих формации Балтийского (Фенноскандинавского) щита таковы (важнейшие изотопно-геохимические данные по [1 и др.]): *габбронорит-Mg-андезитобазальтовая* (бонинитоподобная [14]) формация: 2.504-2.33 млрд. лет, включая интрузивы и более глубокие (Р до 9 кбар) друзиты (с характерной венцовой структурой граната) или корониты: $eNd = -1.4, -2.5$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ или $Isr = 7026$, $Eu/Eu^* = 0.87$, U-образный профиль РЗЭ, металлогения: Fe-Cr-V (Co), Cu-Ni, Pt, Pd, Ir, Os а также лавы: $eNd = -0.6$ (одно определение), $Isr = 7042$, $Eu/Eu^* = 0.85$; *трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовая* формация континентального рифта: 2.21-2.15 млрд. лет, $Isr = 7035$, $Eu/Eu^* = 1.18-0.76$; *граносиенит-K-андезитовая* формация активной окраины континента Андского типа: 1.97?-1.88-1.78 млрд. лет, $Isr = 7088-7010$, низкие значения $Eu/Eu^* = 0.65-0.58$, значимая контаминация силикатическим материалом. Далее: *шошонит-латитовая* формация активной окраины континента Андского типа, поздний карбон-ранняя пермь, Кураминская зона, Средний Тянь-Шань: eNd от -2.89 до -5.62 , подчеркивающий контаминацию, по Ю.С. Бискэ и Д.Л. Конопелько.), низкие значения Eu/Eu^* , до 0.44 в туфогенном материале; *базальт-андезит-дацитовая* формация,

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

юная-зрелая островная дуга ранней-поздней перми, средне-низкокалиевые продукты, Дарваз-Заалай, Таджикистан: высокое отношение Eu/Eu^* до 0.91 при более низких значениях в лейкократовых разновидностях, умеренное легких лантаноидов к тяжелым ($LREE/HREE$); внутриплитная *трахиабазальт-трахиандезитовая* формация, олигоцен? – неоген-(антропоген), Восточный Иран: $Isr=0.7039 + 2$ (второе в регионе определение М.И. Буякяйте, ГИН РАН [14] вслед за значением 0.7049, полученным И. Кэмпом и Р. Гриффисом в ранние 80-е гг., $Eu/Eu^*=1.10$, повышенные содержания $LREE$ и также значение $LREE/HREE$, количество CaO временами повышено, до 1/3 в магматических продуктах (эти внутриплитные образования имеют геологопетрогеохимические и изотопные аналогии с четвертичными карбонатами Ханнешина, Афганистан, характеризующимися сложным химическим составом, а также некоторыми внутриплитными образованиями Среднего Востока и Индии [5,13,14] и др. Важно отметить случаи запаздывания магматизма против тектонической обстановки (своеобразная инерция магомгенерации), как минимум на несколько млн. лет, что затрудняет его прямую интерпретацию.

Для металлогенической специализации продуктов среднего магматизма медь является индикаторным элементом, вопреки гораздо более высокому ее кларку в базитах, до 87-100 г/т в разных их типах, согласно К. Кондратьеву и др. Медно-молибденовые порфиоровые и меднопорфиоровые месторождения мира (связанные часто с субшелочными средними интрузивами) являются важнейшим источником получения меди при том, что широко распространенные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические (доминируют Pb и Zn) месторождения (в значительной степени индикаторы субдукционных явлений) также очень важны [6]. В них отмечена генетическая связь меди с Au, Ag, As, Bi, Hg, Sb, Sn, W. Магматические сульфидные Cu-Ni-Co (Cr, V, Mn) месторождения очень часто имеют и платинометальную минерализацию. Существенно, что медь является подвижной в гидротермальных условиях, особенно в форме хлоридных комплексов, и образует концентрации в колчеданной, порфиоровой, самородной, скарновой и др. форме. Очень важно, что она проявляет свойства как халькофильных (традиционное представление), так и сидерофильных и даже литофильных элементов при меняющихся РТ параметрах (или РТt в другой аббревиатуре с учетом фактора времени – t). Редкометальная и, чаще, Au-Ag (Pt, Pd, Ir, Rh, Os) минерализация в некоторых случаях ассоциирует и со средними магмами. Примеры с важнейшими магматическими сульфидными Cu-Ni-Co (Cr, V, PGE), и меднопорфиоровыми месторождениями показательны с точки зрения двойственной минерагенической специализации средних пород. Действительно, первые характерны для базит-ультрабазитового мантийного магматизма с глубинными изотопными метками стронция. В то же время, они свойственны докембрийским бонинитовым (магнезиальным андезитовым) и бонинитоподобным формациям. Вторые, меднопорфиоро-

вые, с комбинациями полезных компонентов присущи как средним интрузивам повышенной щелочности, так и гранодиоритам, граносиенитам и ассоциирующим разновидностям. Более того, металлогеническая специализация гранитоидов и средних продуктов имеет общие черты [4,6,9,14].

Субдукционные зоны в отношении углеводородов являются менее привлекательными сравнительно с рифтовыми и рифтоподобными структурами. Преимуществом последних является заметно повышенный тепловой поток, активный флюидный режим, причем, имеет место значимая дегазация водорода и углерода в разных формах, наличие отрицательных структур, в том числе очень крупных, с относительно несложной тектоникой и мощной осадочной покрывкой и т.д. Роль галогенов в субдукционном процессе с мощными океаническими осадками представляет повышенный интерес в настоящее время. Миграция их от погружающейся плиты через мантийный клин в надсубдукционные вулканы специально рассматривается с точки зрения глобального круговорота галогенов. Кроме того, положительными факторами для миграции углеводородов является собственно магматическое тепло субдукционных зон, контрастное сочетание рифтовых и прочих структур. Конкретные примеры с очень богатыми энергетическими ресурсами, прежде всего нефти, например, месторождения Эквадора (субдукционная система Андской активной континентальной окраины) и т.д. Кроме того, благоприятными структурами являются задуговые бассейны системы островной дуга – задуговое море.

В заключение подчеркнем чрезвычайную роль тектоно-магматических условий генерации средних магм с точки зрения эволюции магматизма Земли (при отсутствии субдукции на других планетах вследствие отсутствия воды) и наличия и актуалистической тенденции в истории андезитобразования, а также важное металлогеническое значение средних образований в субдукционных и некоторых рифтовых обстановках.

Авторы весьма признательны В.В. Славинскому (ГИН РАН) за консультации и конструктивную критику.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64805).

Литература

1. Балашиов Ю.А., Виноградов А.Н., Митрофанов Ф.П. Ранняя кора Земли: ее состав и возраст. М.: Наука, 1991. С.102-113.
2. Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Генезис коматинитов и коматинитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.
3. Книппер А.Л., Добрецов Н.Л., Богданов Н.А. //Изв. АН. Сер. геол. 1992, № 12. С.8-24.
4. Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 275 с.
5. Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Наука, 1973. 212 с.
6. Магматические горные породы. Т 4. Средние и кислые породы. Под ред. В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.

7. Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. Труды ГИН РАН, Вып.461. М.: Наука, 1991. 208 с.
8. Пуцаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. // Геотектоника. 1992, № 6. С 63-79.
9. Романько Е.Ф., Романько А.Е., Месхи А.М. // Докл. РАН. Т. 362, № 2. С 236-238.
10. Славинский В.В. // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 2. С 228-230.
11. Тектоника континентов и океанов. Объяснительная записка к Международной тектонической карте мира. Под ред. В.Е. Хаина и Ю.Г. Леонова. М.: Наука, 1988. 146 с
12. Хайн В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
13. Gill J. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin-New York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.
14. Romanko A.E., Shilov V.N., Bagheri H. On an andesitic volcanism in some Precambrian – Quaternary structures: constraints, tectonic and metallogenic aspects (preliminary data) // IAVCEI Congress. Abstracts. Chile, 2004.
15. Shilov V.N. // Volcanol. Seism. 1997. V. 18. P. 517-528.

А.Е. Романько¹, А.Т. Савичев¹, Х. Багери²

Существует ли эволюция среднего магматизма?

Предпринята попытка охарактеризовать историю среднего магматизма с учетом особенностей тектоники и металлогенической специализации его продуктов на основании материалов по нескольким регионам СНГ, а также востоку Ирана и северо-востоку Алжира. С одной стороны, об определенной эволюции собственно среднего магматизма в истории Земли говорят такие данные, как: 1. Существует снижение термического режима планеты на 80–100 градусов за млн лет, по В.П. Трубицыну и др., казалось бы неизбежно способствующее направленной эволюции магматизма вообще. 2. Рубеж архей/протерозой – 2.5 млрд лет – революционный, вблизи него меняется окислительно-восстановительный режим, усиливается (возникает, с оговорками) щелочное магнеобразование, падает роль сульфидных руд и др. 3. Отмечается: постепенная смена коматитового магматизма на бонинитовый (Мг-андезитовый) при рецидивах первого в мелу (магматизм Горгоны), усиление роли К-гранитоидов относительно Na-гранитоидов (однако с сосуществованием обоих рядов гранитоидов), уникальное докембрийское явление образования гранитов-рапакиви, связанных с теплом плюмов. 4. Наблюдаются элементы геохимической эволюции андезитов (рост Al, ненаправленное снижение Zr, Nb, Ni, усложнение поведения H₂Oи др.). Однако противоположная актуалистическая тенденция связана с: 1. Малым изменением океанических магматитов сравнительно с континентальными. 2. Сохранением особенностей литогенеза фосфоритов и других осадочных образований. 3. Цикличностью в тектонике (образование и распад Пангей), седиментологии, с оговорками – в магматизме, космологии и т.д. Вероятно, развитие по спирали может удовлетворительно

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Университет Шираз, Шираз, Иран

объяснять феномен дуализма или двойственности средних и других изверженных пород в истории Земли.

Авторы чрезвычайно благодарны Е.Ф. Романько (МПР РФ), а также А. Хушманзаде и М.А.А. Ногол Садату (Институт наук о Земле, Иран) за руководство работами в Иране и др.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64805).

Т.В. Романюк¹

Моделирование условий возникновения рифтинга в континентальной плите Каскадной субдукционной зоны, северо-западная окраина США

В серии предыдущих работ [1,2, 3] вдоль профиля «Орегон», секущего Каскадную субдукционную зону на северо-западной окраине Северной Америки (где океаническая плита Хуан де Фука со скоростью 4 см/год субдуцируется под край континента) построена комплексная тектоно-геолого-геофизическая модель, которая основана на наборе физических параметров (сейсмическая скорость, плотность, температура, электропроводность), а также на представлениях о вещественном составе пород. Все эти параметры увязаны между собой и с наблюдаемыми полями, предложена тектоническая интерпретация построенной модели. В настоящей работе была поставлена задача рассчитать напряжения как для модели современного строения субдукционной зоны вдоль профиля «Орегон», так и для вспомогательных гипотетических моделей, имитирующих возможные ситуации в прошлом, и использовать полученные результаты для геодинамической интерпретации. Расчеты проводились по методике и программам, уже использованным для аналогичных вычислений для Андийской субдукционной зоны [4], и подробно представлены в постере. Здесь лишь комментируются исходные данные, постановка задачи и приводится главный вывод.

На рис. 1а приведена реологическая модель современной Каскадной субдукционной зоны вдоль профиля «Орегон». При задании характера движений и сил на границах модели в первую очередь использовались данные GPS наблюдений, тектонических реконструкций, а также современные представления о мантийной конвекции в зонах субдукции. Однако в настоящее время нет детальных оценок современных мантийных течений под Орегонской окраиной. Глобальный восходящий мантийный поток под центральной частью западной окраины Северной Америки растекается у подошвы литосферы, но о направлениях преимущественного растекания пока нет точных данных, можно только пред-

¹ Объединенный институт физики Земли (ОИФЗ) РАН, Москва, Россия

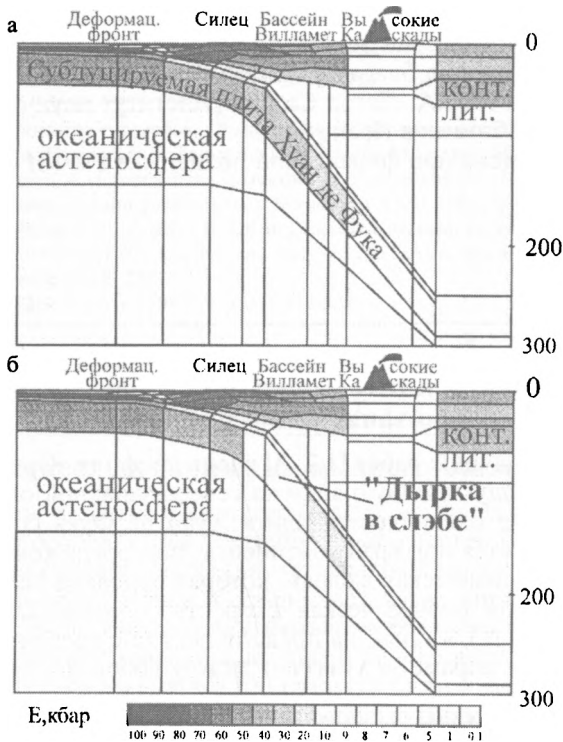


Рис. 1. а. Распределение модуля Юнга для профиля «Орегон», секущего Каскадную субдукционную зону на северо-западной окраине Северной Америки. б. Вспомогательная гипотетическая модель с «дыркой в слэбе»

полагать разные варианты. Очевидно, что должен существовать отток мантийного вещества из-под континента в сторону Тихоокеанской плиты, поскольку на протяжении последних 40 млн лет Тихоокеанская суперплита устойчиво движется на северо-запад-запад относительно Гавайской горячей точки со скоростью около 6 см/год. Но также может существовать и меньший по величине отток материала под континент. Поэтому пришлось рассмотреть разные варианты граничных условий. Так, рассматривались согласные движения плиты Хуан де Фука и подстилающей ее океанической мантии под неподвижный континент при восходящем мантийном потоке под континентом и оттоком под океан. В одном случае отток материала в сторону океана превосходил отток под континент, в другом – наоборот. Рассматривались варианты с неподвижным и движущимся континентом, с заданным движением северо-американской литосферы на запад и «свободной границей» (граница, соответствующая континентальной мантии, оставлена свободной по-

верхностью, т.е. результатом расчетов может быть как движение мантии *под* континент, так и *из-под* континента) и др. Также были рассчитаны модели с океанической плитой, движущейся *из-под* континента. Одной из главных целей расчетов было установить характер напряжений в континентальной коре от шельфа до вулканической дуги при различных течениях в мантии, а также в зависимости от угла и скорости субдукции, наличия или отсутствия «дырки» в слэбе и т.д.

Результаты расчетов показали, что независимо от течений в подлитосферной мантии и угла субдукции океанической плиты, в коре континентальной окраины от береговой линии до вулканической дуги устанавливается режим сжатия ($P = -1/3(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) > 0$, где $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – главные напряжения, девиаторные ось сжатия – горизонтальна, ось растяжения – вертикальна).

Однако современный геодинамический режим с характерным надсубдукционным вулканизмом (дуга Высокие Каскады с андезитовыми и дацитовыми лавами) и сжатием на континентальной окраине установился лишь 10 млн лет назад. До этого приблизительно с 40 млн лет назад побережье было подвержено кратковременному рифтингу с интенсивным толентовым вулканизмом (скорости излияния более 400 м/млн лет), когда в условиях растяжения лавы изливались в опускающиеся осадки, образуя вулканогенно-осадочный комплекс (Ранние Западные Каскады 40–18 млн лет назад). Затем магматическая активность стала затихать, а вулканический фронт мигрировать в глубь континента (Поздние Западные Каскады 18–10 млн лет назад). Эти и другие события связываются с разрушением слэба плиты Фараллон ~42 млн лет назад и образованием «дырки в слэбе», объясняющей толентовый вулканизм. Однако существование «дырки в слэбе» само по себе недостаточно для активного рифтинга на окраине. Например, «дырка в слэбе» плиты Кокос, которая субдуцируется под Центральную Америку, надежно определена по данным сейсмической томографии (рис.2). При этом над ней на континентальной окраине фиксируется режим сжатия.

Чтобы понять, при каких условиях на континентальной окраине все же могут возникать условия для рифтинга ($P < 0$, девиаторные ось растяжения – горизонтальна, ось сжатия – вертикальна), были рассчитаны некоторые вспомогательные модели с укороченным слэбом, с «дыркой в слэбе» (см. рис.1б), с «мягким» и «жестким» контактами между континентальной и океанической плитами, с различными реологическими параметрами плит и т.п. при разнообразных граничных условиях. Выяснилось, что только направление движения океанической плиты контролирует режим напряжений в континентальной плите от шельфового склона до вулканической дуги. При движении плиты *под* континент на окраине устанавливается режим сжатия, при движении плиты *из-под* континента – режим растяжения, вне зависимости от других параметров модели: движений мантии под слэбом, угла наклона и скорости субдуцируемой плиты, наличия «дырки» в слэбе и т.п. Таким образом, кратковременный период растяжения

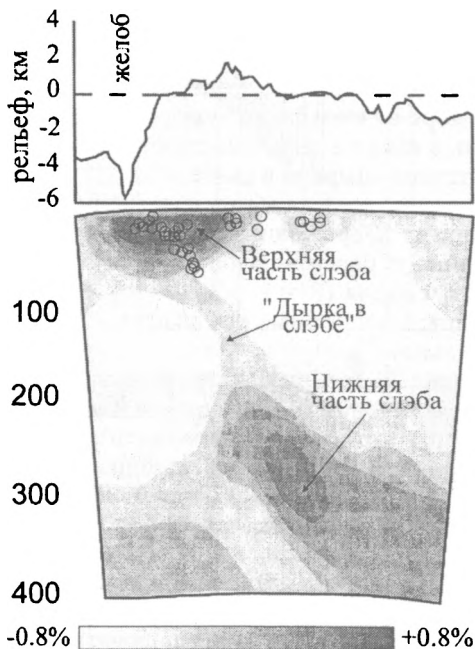


Рис. 2. Упрощенная схема сейсмотомографического сечения по Р-волнам через Центральную Америку, где плита Кокос субдуцируется со скоростью около 7 см/год. Кружки показывают сейсмичность

в олигоцене на Орегонской окраине мог быть обусловлен кратковременным движением плиты Хуан де Фука (которая в то время была еще частью плиты Фараллон) *из-под* континентальной окраины после «слома» слэба ~42 млн лет назад, когда происходила глобальная перестройка движения континентальной Северо-Американской и океанических плит в Тихом океане.

Литература

1. Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж. // Геотектоника. 2001. № 3. С. 88–110.
2. Романюк Т.В., Муни В.Д., Блэкли Р.Дж. // Физика Земли. 2001. № 8. С. 3–22.
3. Ваньян Л.Л., М.Н.Бердичевский, П.Ю.Пушкарев, Т.В.Романюк. // Физика Земли. 2002. № 10. С. 23–53.
4. Романюк Т.В., Ребецкий Ю.Л. // Физика Земли. 2001. № 2. С. 36–57.

Завершение начального этапа эволюции Средиземноморского пояса в геодинамической связи с консолидацией Гондваны

1. Полициклический Средиземноморский пояс обособился в конце рифея как структурный элемент планетарного масштаба. Около 850–800 млн лет назад в пределах пояса сформировался целостный океан Прототетис (ПрТ) [4]. Его европейская акватория, которая состояла из ряда частных бассейнов, сменявших друг друга по простиранию пояса, разобщила Восточно-Европейский (Балтийский) материк и группу африканских континентальных массивов будущей Западной Гондваны. Азиатская же акватория океана (Гималайский, Вьетлаосский и Китайский бассейны) имела одним из своих ограничений группу континентов, которые сочленились позднее в Восточную Гондвану, и крупнейшими из них были Индостан и Австралия. Редукция ПрТ началась в середине-конце венда, а завершение начального этапа эволюции всего пояса произошло в начале палеозоя.

2. Первые радикальные перемены затронули преимущественно европейскую часть палеоокеана и были вызваны кадомским тектогенезом, который удачно назван также панафриканским, поскольку он привел к консолидации африканских массивов в структуре сложившегося Западно-Гондванского материка [4]. Тот же режим господствующих сжатий обеспечил замыкание всей соседней акватории Европейского ПрТ и близлежащей к Западной Гондване Пакистанской впадины Гималайского бассейна в азиатской части палеоокеана [7]. Эта часть пояса составила кадомский аккреционный прирост к новообразованному Западно-Гондванскому матерiku. На удалении от него и вкрест, и по простиранию подвижного пояса кадомский тектогенез не проявился, и океанский режим остался неизменным. Этот факт убеждает в том, что главной причиной кадомского тектогенеза в Средиземноморском поясе послужила кинематика западно-гондванских континентальных массивов. Отсутствие кадомских перемен почти во всей азиатской акватории ПрТ коррелируется с сохранением разобщенности восточно-гондванских континентов. Кадомский тектогенез не нарушил целостности ПрТ, т.к. его реликтовая европейская акватория сохранила связь с азиатской через Ближневосточный узловый регион, где на севере Ирана и Пакистана известны комплексы, ограниченные салаирским рубежом [3].

3. Эпикадомская эволюция европейского отрезка подвижного пояса по соседству с Западной Гондваной контролировалась устойчивым режимом сжатий, который обеспечил устойчивый орогенез в конце венда-начале кембрия не только в самом подвижном поясе, но и на ближайшей периферии африканского компонента Западной Гондваны. Тот же

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

орогенез затронул и Пакистано-Гималайский участок в Азии. Эти эпикадомские сжатия на указанной части Средиземноморского пояса, вероятно, были геодинамически сопряжены с растяжениями на остальной его площади, где продолжалась непрерывная эволюция океана.

4. Произошедшее в кембрии прекращение орогенеза в Перигондванской части европейского отрезка пояса отразило кратковременную паузу в режиме длительных сжатий. Последняя могла быть геодинамически связана с самыми ранними сжатиями в удаленной от Западной Гондваны части подвижного пояса, где началась постепенная редукция океана, завершившаяся близ рубежа кембрия и ордовика.

5. Радикальный перелом в эволюции и Средиземноморского пояса, и его гондванского ограничения был связан с салаирским тектогенезом, около 500 млн лет назад. Именно к этому времени (конец кембрия—начало ордовика) близки и сочленение восточно-гондванских континентальных массивов, и быстрая консолидация единой Гондваны [5]. Тот же импульс сжатий привел к почти полному завершению океанской стадии эволюции Средиземноморского пояса. Замыкание испытали все бассейны в европейской акватории океана, а также Гималайский и Вьетлаосский в азиатской его части [4]. Перерыв в седиментации и островодужном магматизме произошел и в Китайском бассейне Азиатского ПрТ. Повсеместность салаирских сжатий в Средиземноморском поясе сочеталась с кратковременностью их импульса, что отразилось в полном отсутствии эписалаирского орогенеза и в быстрой, уже в ордовике, регенерации растяжений, которые обеспечили местами начало раскрытия океана Палеотетис[1].

6. Влияние перемещений гондванских массивов и их консолидации на развитие Средиземноморского пояса косвенно отразилось и в эволюции того единственного эписалаирского реликта палеоокеана, которым оказался Китайский бассейн Азиатского ПрТ, где на максимальном удалении от гондванского ограничения океанский режим уже в ордовике был регенерирован [6], хотя и на очень короткое (до конца этого периода) время. Сохранению всех впадин Китайского реликтового бассейна геодинамически содействовала и его тесная пространственная связь с Палеоазиатским океаном в Урало-Охотском поясе, также замкнувшимся в конце ордовика [2].

7. Завершение начального этапа эволюции Средиземноморского пояса и нарастающее сочленение элементов его гондванского ограничения в единый суперконтинент представляют яркий пример геодинамической сопряженности тектонической эволюции противоположных по природе структурных элементов планетарного масштаба. Переломную роль сыграли кадомский и салаирский тектонические рубежи. Сжатия на первом из них затронули только Западную Гондвану и европейский отрезок Средиземноморского пояса, но продолжали контролировать и последующую их эволюцию, В итоге тектонический этап в этой части пояса должен быть охарактеризован как полный. Салаирский же тектогенез, вызвавший становление единой Гондваны и почти полное замыкание

ПрТ, оказался весьма кратковременным, и завершение этапа эволюции в этой части подвижного пояса оказалось анорогенным.

Литература

1. Белов А.А. Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
2. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
3. Перфильев Ю.С., Моралев В.М. Докембрий восточной части Альпийско-Гималайского пояса //НИЛЗарубежгеология.Труды. 1975. Вып. 29. С. 24–42.
4. Рудаков С.Г. // Вестн. Моск.ун-та. Сер.геол. 1991. № 2. С. 26–36.
5. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. // Вестн. Моск.ун-та.Сер. геол. 1996. № 4. С. 13–19.
6. Metcalfe J. // Geol.Soc.London. Spec.publ. 1996. № 106. P. 97–122.
7. Shanker R., Kumar G., Saxena S.P. // Geol.Surv. of India. Spec. Publ. 1989. № 26. P. 1–60.

С.Г. Рудаков¹

О вероятном фрагменте периферии Западной Гондваны в структуре Северного Кавказа

1. На начальном этапе эволюции (конец рифея–кембрий) европейский отрезок Средиземноморского пояса состоял из двух крупнейших частей с разным ходом завершающих событий [4]. Консолидация африканских континентальных массивов в целостную Западную Гондвану на кадомском рубеже, в середине-конце венда, привела к замыканию океана в соседней части подвижного пояса, испытывавшей аккрецию к Западно-Гондванскому материку и затем вовлеченной вместе с ним в интенсивный орогенез. В удаленной же от Западной Гондваны части пояса, обрамлявшей Восточно-Европейский континент, кадомский тектогенез не проявился, океан сохранился до конца кембрия–начала ордовика, а завершающего орогенеза не произошло. Метаморфизованные комплексы из этой части пояса широко представлены в Карпато-Балканидах, а на Северном Кавказе их наиболее вероятным аналогом выглядят хасатская серия в Бечасынской зоне. В ряде мест эта серия перекрыта осадочной урлешской свитой, возраст, структурное положение и происхождение которой остаются достаточно неясными. Представления автора об общих закономерностях развития пояса, в комплексе с публикациями о конкретном объекте и, в особенности, с результатами анализа конгломератов, выполненного Ю.Я.Потапенко [3], позволяют предложить вариант ответа на вопрос о природе урлешской свиты.

2. Урлешская свита часто имеет в основании горизонт олигомиктовых кварцевых конгломератов мощностью в 3–4 м, но местами начинается с гравелитов или полимиктовых песчаников.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Мощность свиты достигает 1300 м. По формационной природе урлешская свита представляет молассу. Олигомиктовость конгломератов при наличии галек весьма разнообразных пород [3] позволяет судить об области размыва, поставившей обломочный материал. Во-первых, специфика строения конгломератов подтверждает их базальную природу. Во-вторых, выяснилось, что в окатанных обломках представлены такие разнообразные породы, которые отнюдь не свойственны нижележащей хасаутской серии, из которой могут происходить только угловатые обломки серицит-кварцевых сланцев. В-третьих, Ю.Я.Потапенко [3] пришел к выводу об образовании конгломератов урлешской свиты за счет неоднократного перемива аркозовой коры выветривания.

3. Принципиальное значение для обсуждения вопроса имеет характер взаимоотношений урлешской свиты и хасаутской серии. Изначально А.П.Герасимов отметил надвигание урлешских отложений на метаморфический субстрат, но обнаружение впоследствии в урлешской свите базального горизонта конгломератов убедило многих исследователей в ее трансгрессивном залегании. Тем не менее, различные надвиговые проявления близ границы осадочного и метаморфического комплексов фиксировались неоднократно. Более того, Г.П.Баранов и С.М.Кропачев [2] отметили, что около долины р. Малки урлешские песчаники слагают «шарьяжную пластину толщиной до 1500 м,» а подшоа урлешской свиты повсеместно имеет надвиговую природу.

Сложности вызывает и возраст анализируемой свиты. В случае трансгрессивного налегания она должна быть моложе хасаутской серии, которая палинологически [5] датирована концом протерозоя–ранним кембрием. С другой стороны, Ю.Я.Потапенко указывает, что в песчаниках и алевролитах самой урлешской свиты выявлены микрофоссилии, характерные для позднего докембрия и кембрия, и считает эту свиту вендско(?)-нижнекембрийской. Одновременно подчеркивается ее формационное сходство с нижнекембрийскими молассоидами на севере Ирана. Этот факт, как и экзотический состав обломков пород в урлешских конгломератах, не позволяет согласиться с возможной версией о переотложении микрофоссилий из хасаутского субстрата. Молассоидная же седиментация в конце венда–кембрии протекала только в Перигондванской части подвижного пояса и на соседней окраине Западной Гондваны.

И в этой области вполне вероятны те условия, которые, по [3], контролировали образование необходимой коры выветривания. Таким образом, в Бечасынской зоне, вероятно, тектонически перекрывают друг друга близкие по возрасту стратиграфические комплексы, сформировавшиеся в разных частях Средиземноморского пояса с контрастными тектоническими режимами в конце протерозоя и кембрии.

4. Автор предлагает рассматривать элемент Бечасынской зоны, содержащий урлешскую свиту, в качестве останца крупного тектонического покрова, имеющего Перигондванское происхождение. В аллохто-

не сохранился только осадочный чехол, сорванный с первичного кадомского основания близ подошвы базального горизонта конгломератов. Многочисленные частные надвиги, выявленные в современной структуре Бечасынской зоны, представляют фрагменты единой шарьяжной поверхности. В пользу накопления урпешской свиты не поверх хасаутской серии, а на другом субстрате свидетельствуют и молассовая природа этой свиты, и состав окатанных обломков в конгломератах из ее базального горизонта. В коллаже африканских террейнов, вошедших на кадомском рубеже в Западную Гондвану, вполне можно распознать аналоги многих из этих экзотических пород. Контрастирующие же с ними по форме угловатые обломки серицит-кварцевых сланцев в этих конгломератах никак не могут быть продуктами неоднократного перемива аркозовой коры выветривания, но представляют, видимо, позднейшие включения, связанные, скорее всего, с самим покровообразованием. Вероятность варисского возраста последнего подтверждается как наличием аналогичных отторженцев Западной Гондваны в ряде варисцид Европы [6], так и наличием варисских покровов в альпийском Средиземноморском сооружении.

5. Останец шарьяжа, содержащий урпешскую свиту, оказывается отнюдь не единственным Перигондванским фрагментом на Кавказско-Иранском пересечении подвижного пояса, но представляет одно из многочисленных звеньев в целой сети подобных элементов. К приведенным ранее примерам [6] ныне можно добавить Дзирульский участок Закавказского массива, где было показано тектоническое совмещение комплексов из двух главных частей Европейского Прототетиса. Чорчано-Уцлевская единица с кадомским (607 млн лет) основанием [7], сформировавшаяся в Перигондванской части и нарастившая собою Аравийско-Африканский щит, представляет аллохтон поверх филлитового комплекса верхнего протерозоя-(нижнего) кембрия с салаирским (491 млн лет) ограничением возраста, присущим удаленной от Западной Гондваны части подвижного пояса. На Цахкуняцком массиве в Армении также выявлен [1] аллохтонный Арзаканский террейн с кадомским (620 млн лет) основанием. Шарьяжная единица с урпешской свитой в Бечасынской зоне отличается от других элементов этой сети Перигондванских фрагментов только отсутствием основания и самым северным положением в современной структуре Кавказа.

Литература

1. Агамаян В.А., Гукасян Р.Х. Модель формирования и эволюции земной коры Малого Кавказа // 7-я Межд. конф. по тектонике плит им. Зоненшайна. Тезисы. М.: Научный мир, 2001. С. 78–79.
2. Баранов Г.П., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. В кн.: // Геология Большого Кавказа. М.: Наука, 1976. С. 45–63.
3. Потаненко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Большого Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1982. 169 с.

4. Рудаков С.Г. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1991. № 2. С. 26–36.
5. Тимофеев Б.В. // Докл. АН СССР. 1962. Т.144. №1. С. 143–146.
6. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. // Геотектоника. 1991. № 4. С. 24–38.
7. Zakariadze G.S., Karpenko S.F., Bazylev B.A. et al. Fragments of Pan-African Paleoocean Complex in Dzirula of Transcaucasian Crystalline Massif // 7th Zonenshain Confer.on Plate Tectonics. Programme and Abstracts. Moscow: Geomar, 1998. P. 136.

**С.Н. Руднев¹, А.Г. Владимиров¹, Г.А. Бабин², С.М. Борисов³
С.А. Сергеев⁴, Д.И. Матуков⁴**

ДРЕВНЕЙШИЕ ПЛАГИОГРАНИТЫ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: U-РЬ ДАТИРОВАНИЕ (SHRIMP-II) И ПРОБЛЕМА НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ ЮГА СИБИРИ

Офиолиты в последние десятилетия изучались весьма интенсивно, так как они являются одним из немногих прямых индикаторов мантийных процессов, связанных с преобразованием океанической коры в континентальную [1]. Установлено, что офиолитовые пояса Центральной Азии закономерно сменяют друг друга, фиксируя последовательный рост Сибирского континента за счет причленения островных дуг и миграции палеоокеанических бассейнов [2–4]. Геодинамическая природа офиолитов оказалась резко различной, отражая не только обстановки открытого океана, но и обстановки активных континентальных окраин. Офиолиты Кузнецкого Алатау в этом отношении не являются исключением. В этом регионе, согласно раннее опубликованным материалам [5–10], выделялись две самостоятельные офиолитовые ассоциации (R_3 -V₁(?), V₂-E₁¹), различающиеся структурной позицией, строением и набором геологических комплексов, а также спецификой состава пород и степенью их метаморфизма. В данной работе приведены новые данные свидетельствующие, что в структурах Кузнецкого Алатау выделяется еще одна офиолитовая ассоциация, формирование которой происходило в позднем рифее.

Позднерифейская офиолитовая ассоциация в Кузнецком Алатау выделяется впервые. Она представлена отдельными плутонами, расположенными среди вулканогенно-известково-терригенно-кремнисто-сланцевых отложений позднепротерозойского возраста [11]. Одним из наиболее ярких представителей этой ассоциации в регионе является Кундусуюльский плутон, расположенный в Кийском секторе Мартайгинского поднятия. Этот плутон пространственно приурочен к Кундатской группе разломов, имеет линзообразную форму ориентированную в меридиональном на-

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² ФГУП «Запсибгеолсъемка», п. Елань, Новокузнецкий район, Кемеровская область, Россия

³ Комитет природных ресурсов по Кемеровской области, Новокузнецк, Россия

⁴ Всесоюзный геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

правлении, согласно простиранию вмещающих его отложений. Установлено, что Кундусуюльский плутон имеет сложное строение и в его составе выделяются три самостоятельных комплекса [12, 13], которые в совокупности образуют единую офиолитовую ассоциацию (от ранних к поздним): *московкинский перидотит-пироксенит-габбровый, кундусуюльский габбро-диорит-долеритовый и раннекембрийский плагиогранитный*. Ранее было высказано предположение [5, 6, 13], что эта офиолитовая ассоциация сопоставляя со «среднетерсинской» офиолитовой ассоциацией $V_2-E_1^1$.

Московкинский комплекс впервые охарактеризован на примере одноимённого массива, расположенного в северной части Кундусуюльского плутона [12]. Он объединяет серпентинизированные перидотиты (в основном лерцолиты), клинопироксениты и меланократовые габброиды. Ранее они рассматривались в составе кундусуюльского габбро-диорит-диабазового комплекса, иногда в качестве его первой фазы, а ультраосновные породы – как ксенолиты «альпинотипных гипербазитов» среди габброидов первого. В составе кундусуюльского комплекса выделяются габбро, габбро-диориты, образующие крупные массивы, а также серия сближенных даек диабазов. Плагиогранитоиды являются самыми поздними образованиями офиолитовой ассоциации в составе Кундусуюльского плутона. В отличие от предшествующих комплексов, они изучены в большей степени. Плагиогранитоиды в составе Кундусуюльского плутона образуют как крупные самостоятельные массивы, так и мелкие штоки, распространённые на право- и левобережье р. Кия, в совокупности слагают около 35% его площади. Они прорывают вмещающие позднепротерозойские отложения и породы кундусуюльского комплекса. В составе комплекса выделяются плагиограниты (преобладающая разность) и тоналиты, которые большей частью катаклазированы и рассланцованы, крайне редко наблюдаются участки с сохранившимися реликтами первичных магматических структур. По петрохимическому составу, содержанию Yb (0,4–0,6 г/т), Al_2O_3 (>15 мас.%), Sr (300–367 г/т), Eu (0,45–0,53 г/т), характеру распределения спектров РЗЭ ($\Sigma PЗЭ = 53-60$ г/т; $La/Yb_N = 16,9-21,4$) плагиогранитоиды относятся к высокоглиноземистому типу. Анализ петрогеохимических данных свидетельствует, что плагиограниты формировались при $P > 10-12$ кбар в равновесии с гранатосодержащим реститом [14] и связаны либо с плавлением погружающегося слэба в зонах коллизии, либо с процессами «лобового» столкновения континентов, сопряженного с утолщением коры, метаморфизмом и гранитообразованием плавлением [15]. Из других особенностей плагиогранитоидов этого комплекса можно отметить наличие минимума по Nb и Ti, что свидетельствует о присутствии пород островодужного генезиса в источнике магмогенерации. Возраст плагиогранитоидов, согласно результатам U-Pb изотопных исследований, проведенные по единичным зернам циркона (SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) из плагиогранитов Гремячинского массива составляет $875,9 \pm 6,2$ млн лет.

Таким образом, в Кузнецком Алатау выделяются три самостоятельные офиолитовые ассоциации, различающиеся возрастом, структурной позицией, строением и набором геологических комплексов, а также спецификой состава пород и степенью их метаморфизма. Наиболее ранняя, позднерифейская офиолитовая ассоциация представлена в Кундусульском плутоне, в составе которого выделяются интрузивные образования московкинского перидотит-пироксенит-габбрового, кундусульского габбро-диорит-долеритового и тоналит-плагиогранитного комплексов, имеющих строводужную природу. Позднерифейская – ранневендская(?) офиолитовая ассоциация представлена метавулканитами, метагабброидами, серпентинитами, амфиболитами и ассоциирующими с ними базитами и ультрабазитами, распространенными в пределах Томского выступа, выделена в качестве второй офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау. Общая специфика этих пород – совмещение базальтов MORB- и OIB-типов, формирование которых связывают с развитием срединно-океанической горячей точки исландского типа [9, 10]. Поздневендские-раннекембрийские офиолиты объединяют широко развитые в регионе базальты усть-анзасского и колтасского вулканических комплексов и пространственно ассоциирующие с ними мафит-ультрамафиты, габброиды и дайковые серии [5-8]. Офиолиты этого возраста имеют задуговую природу [16]. Характерной особенностью базальтоидов, входящих в состав офиолитовой ассоциации, является повсеместное совмещение BABV- и OIB-типов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 03-05-65081, 03-05-65099) и Президиума СО РАН (ИП № 6.7.2).

Литература

1. Книптер А.Л., Добрецов Н.Л., Богданов Н.А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 12. С. 8–24.
2. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин Г.Г. и др. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 8–28.
4. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 182–199.
5. Велицкий В.В., Николаев Д.П., Банников О.Л. и др. // Геология и геофизика. 1985. № 8. С. 31–41.
6. Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.
7. Симонов А.А. Петрогенезис офиолитов: термобарогеохимические исследования. Новосибирск, 1993. 247 с.
8. Ступаков С.И., Симонов В.А. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 746–755.
9. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 28–42.
10. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 80–85.
11. Журавлева И.Т., Ретина Л.П., Хоментовский В.В. // Докл. АН ССР. 1958. Т. 123. № 6.
12. Дубский В.С., Борисов С.М. Кундусульский полиформационный плутон в Кузнецком Алатау. В кн.: Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Т. 3. Томск: ТГУ, 1998. С. 197–199.

13. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2000. 188 с.
14. Туркина О.М. // Геохимия. 2000. № 7. С. 704–717.
15. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. и др.С.В. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
16. Зоненшайн Л.П., Дриль С.И., Кузьмин М.И. // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 4. С. 532–535.

Д.В. Рундквист¹, Ю.Г. Гатинский¹, А.В. Ткачев¹, С.В. Черкасов¹

Крупные и суперкрупные месторождения в комплексах главнейших геодинамических обстановок

Анализ металлогенической карты крупных и суперкрупных месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых Мира масштаба 1:25 000 000, составленной в ГГМ, позволяет выделить главнейшие тектоно-геодинамические обстановки, с которыми связано большинство подобных месторождений, известных на сегодняшний день. Перспективы обнаружения новых крупных и суперкрупных месторождений можно ожидать, по крайней мере, в пределах площадей развития осадочных, магматических и метаморфических комплексов, отвечающих этим обстановкам. К их числу относятся следующие.

С комплексами *активных континентальных окраин* ассоциирует наиболее значительная часть рассматриваемых месторождений (около 300 из тысячи с небольшим). По особенностям геолого-геофизического строения и геодинамики формирования может быть выделено несколько типов таких комплексов.

Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Андийско-го типа формируются над зонами субдукции Чилийского типа при пологом погружении молодой разогретой, относительно легкой и плавучей океанической литосферы. Они развиваются на мощной (зрелой) континентальной коре при высоких скоростях субдукции и активном надвигании континентальной плиты на океаническую. Для них характерны, в первую очередь, медно-молибденпорфировые месторождения, часто с золотом, серебром, полиметаллами. Это, прежде всего, сам мезозойско-кайнозойский Андийский пояс (Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn) и северная часть Кордильерского пояса на северо-западе Канады (Mo, Cu, Ag, Au). С малыми интрузиями в дистальных частях последнего связаны месторождения W, Mo, As, Bi, Cu, Pb, Au, Ag. Сюда же относятся более фрагментарные кайнозойские пояса на окраинах Иранского массива в Загросе и Афганского массива в Восточном Пакистане (Cu, Mo, Ag, Au), а также раннемезозойский пояс на окраине Тувино-Монгольского массива в Монголии (Cu, Mo).

¹ Государственный геологический музей им. В.И.Вернадского (ГГМ) РАН, Москва, Россия

Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Охотско-Чукотского типа развиваются также над зонами субдукции Чилийского типа, но преимущественно на утоненной и незрелой континентальной коре и при активном пододвигании океанической плиты под континентальную. Характерны, прежде всего, месторождения золота и серебра, иногда с полиметаллами. Сюда относятся позднемезозойский Охотско-Чукотский пояс (Au, Ag), южная часть Кордильерского пояса в Мексике (Au, Ag, Cu, Pb, Zn), кайнозойские пояса Новой Гвинеи и Западного Лусона (Филиппины), позднепалеозойский пояс Узбекистана (Au, Ag, иногда Cu, Pb).

Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Малайского типа образуются на умеренно мощной континентальной коре при относительно невысокой скорости субдукции и длительно устойчивом положении континентальной окраины. Обычны месторождения олова, вольфрама, иногда молибдена. Это Бирмано-Малайский (Sn, W), Катазиатско-Южно-Корейский (W, Mo со Sb, As) и Верхояно-Чукотский (Sn) мезозойские пояса. Более фрагментарными являются палеозойские пояса в пределах Тянь-Шаня (Sn, W) и на Тасмании (Sn, W, Cu, Zn, Bi, Ag, Pb).

Вулканические островные дуги, как современные, так и их палеоаналоги в фанерозойских складчатых поясах, формируются над зонами субдукции Марианского типа с крутым погружением достаточно древней и тяжелой океанической литосферы. Для них наиболее характерны колчеданые месторождения полиметаллов и меди, нередко с благородными металлами. Это кайнозойские дуги Северной и Центральной Японии (Zn, Pb, Ag, Au), Восточных Филиппинах (Zn, Cu, Pb, Ag), Гаити (Au, Ag, Zn, Pb) и их палеоаналоги в Южной Испании (Zn, Ag, Au, Cu), Ньюфаундленде и Аппалачах (Zn, Pb, Ag), а также на Урале (Cu, Zn, Au).

Зоны коллизии в складчатых поясах часто сопровождаются обдукцией различных размеров пластин океанической коры поверх комплексов коры континентальной. К основным и ультраосновным породам пластин приурочены геохимические аномалии Ni и Co, достигающие промышленных концентраций только в латеритных корах, а также подиформные и россыпные месторождения Cr. Подобные комплексы обдукции, содержащие крупные и суперкрупные месторождения, развиты в фанерозойских поясах на Восточных Филиппинах и в Восточной Индонезии, на Новой Гвинее, Кубе и в Мексике (Ni, Co), во Вьетнаме (Cr), на Урале (Cr, асбест). С гранитоидным магматизмом коллизионных поясов связаны пегматитовые месторождения листового мусковита, Li, Na и Be (Аппалачи, Сангилен, Алтай), а также гидротермальные и пневматолитовые оловорудные месторождения с W, Pb, Zn, Ag (Корнуолл, Рудные горы).

На *щитах фундамента древних платформ* установлено несколько комплексов, включающих крупные и суперкрупные месторождения. Гранит-зеленокаменные пояса архея и палеопротерозоя содержат месторождения Ni и Co в коматиттах (Западная Австралия, Квебек и Монитоба в Канаде), гидротермальные секущие и пластовые залежи руд

Au, Ag, Cu, W, Mo, Zn, U, REE в Южной Индии и на Канадском щите (кратон Сьюперииор). К ним также приурочены пегматитовые месторождения Ta, Li, Cs и мусковита (Канадский и Балтийский щиты, кратоны Зимбабве в Африке, Йилгарн и Пилбара в Австралии). *Вулканогенно-осадочные силикатно-железистые комплексы раннего докембрия* включают крупные залежи железистых кварцитов (джеспилитов). Они широко развиты в Индии, Западной Африке, на Балтийском и Украинском щитах и в пределах Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы, на Канадском и Бразильском щитах. *Глубоко-метаморфизованные гнейсы и сланцы раннего докембрия* содержат графитовые, флогопитовые и бор-железородные залежи (Мадагаскар). *Проточехлы на докембрийском фундаменте*, подвергшиеся существенной переработке, включают уникальные месторождения золота, урана и других металлов. Это Витватерсранд в Южной Африке (Au, U, Ag, Pb) и Ашанти в Гане (Au, Ag). *Зоны крупных долгоживущих разломов* в докембрийском фундаменте содержат метасоматические месторождения полиметаллов (Брокен-Хилл в Южной Австралии).

К *складчатым поясам позднего докембрия* также приурочено несколько типов комплексов. В *зонах развития метасоматически измененных терригенных пород* залегают медистые сланцы Родезийского пояса в Замбии и Заире (Cu, Co, Zn, Au, U).

Поля редкометалльных пегматитов характеризуются месторождениями Li, Sn, Ta, Cs, Be, благородных бериллов, а также топаза и амазонита (бразилиды, панафриканиды, ирумидиды). Иногда они сопровождаются гидротермальными месторождениями Sn, W, Ta (кибариды). *Зоны развития измененных островодужных комплексов* с колчеданным оруденением установлены в гренвильском поясе Северной Америки (Южный Квебек), где они содержат руды Cu, Zn, Au.

Фанерозойские чехлы древних и молодых платформ включают весьма разнообразный спектр перспективных комплексов. *Карбонатные чехлы*, отвечающие древним шельфовым комплексам пассивных континентальных окраин, содержат стратиформное Pb-Zn оруденение, иногда с флюоритом (Северо-Американская и Сибирская платформы, Северная Африка). *Бокситоносные коры выветривания* по богатым алюминием породам образуют крупнейшие скопления бокситов в Гвинее, Камеруне и Австралии. *Коры выветривания по основному и ультраосновным породам* содержат остаточные месторождения железа и никеля в Гвинее. *Терригенные чехлы* с месторождениями U, иногда с V и REE, известны в США, Нигере и в Средней Азии. *Фосфатоносные комплексы чехлов*, иногда с U и REE, отмечены во Флориде, Северной Африке, Иордании и Китае, где позднедокембрийские пластовые фосфориты местами метаморфизованы до апатитов. *С соляными куполами в чехлах* связаны месторождения серы и сульфатов на севере Ирака и на юге США. *Терригенные чехлы* с крупными осадочными месторождениями железа установлены в Ливии и с месторождениями марганца – на Украине, в Конго и Габоне.

Особая группа комплексов, содержащих крупные и суперкрупные месторождения, связана с зонами *рифтогенеза*, растяжения и утонения континентальной коры. *Рифты* и *зоны растяжения на утоненной континентальной коре* включают осадочные серии, содержащие эвапориты (K, Na) и бораты в Рейнском грабене (Германия), Припятском прогибе (Белоруссия), Предуральском прогибе, на Сибирской платформе, в Бразилии и Канаде. С вулканическими комплексами таких же структур на западе США в провинции Бассейнов и Хребтов связаны низко-среднетемпературные месторождения Ве (бертрандитовая формация), флюорита, Sn, W, Au, Ag. В *бортах фанерозойских рифтовых зон* вдоль ограничивающих их разломов развиты месторождения ртути и сурьмы (аргиллизитовая формация). Они установлены в Испании (Альмаден) и Алжире. *Зоны утоненной континентальной коры* включают иногда комплексы, содержащие колчеданное оруденение Zn, Pb, Ag. Примером служат месторождения на севере Австралии (Квинсленд – Северная Территория).

Ареалы внутриплитного магматизма обычно в той или иной степени связаны с современными или палеоплумами, горячими точками и зонами рифтогенеза, часто предшествуя проявлению последнего. Среди них могут быть выделены следующие.

Ареалы гранитоидного магматизма повышенной щелочности приурочены чаще всего к щитам древних платформ. Для них характерно редкометалльное и редкоземельное оруденение. Такие ареалы распространены в Африке – плато Джос в Нигерии (Nb), Аравии – Гурайа (Ta, Nb, Zr), Бразилии – Питинга (Ta, Sn), Канаде – Стрейндж-Лейк (Zr, Nb, Ce, REE). В Азии они отмечены в Западной Малайзии (Sn, Nb, Ta), Забайкалье (Nb, REE) и на северо-востоке Китая (Ta, Nb, Li). *Ареалы щелочных интрузий* с разнообразным набором рудных и нерудных полезных ископаемых распространены не только на щитах, но также в чехлах платформ и среди комплексов складчатых поясов фанерозоя. Эти ареалы включают крупные и суперкрупные месторождения на Кольском полуострове (апатит, нефелин, Ta, Zr, REE), на Сибирской платформе и в ее южном складчатом обрамлении (Nb, Ta, REE), на севере Синоп-Корейской платформы (Fe, REE, Nb), на западе и востоке Австралии и в ЮАР (Zr, Hf, Ti, REE), на западе США (REE).

Ареалы щелочных–ультраосновных интрузий с карбонатитами, часто имеющие кольцевую форму, включают крупные месторождения Nb, REE, Ti, P, Zr, U (Бразилия, Сибирская платформа). *Ареалы дифференцированных расслоенных основных – ультраосновных интрузий* чаще всего приурочены к зонам как фанерозойского, так и более древнего рифтогенеза, образуя специфические предрифтовые комплексы. Для них наиболее характерно сульфидное медно-никелевое оруденение. Крупные месторождения ассоциируют с этими ареалами на севере Сибири в районе Норильска (Ni, Cu, Co, Pt, Pd), на Кольском полуострове (Ni, Cu), на юге Африки (Ni, Cu, Co, Cr, Pt, Pd), на Канадском щите (Ni, Co, Cu, Pt).

О возможной альтернативе конвекционных ячеек как движущей силы плит-тектоники

«Крайняя идеологизация тектоники – главный урон, нанесенный геологии сторонниками концепции тектоники плит и террейнологии, поскольку идеологизированное мышление зиждется на вере и не допускает сомнений, что свойственно религии, но категорически противопоказано науке» [1, с.155].

В этой связи очень интересна проблема пульсационной гипотезы изменения диаметра Земли. В ней предложены различные механизмы изменения этого диаметра, но ведущую роль здесь играют законы борьбы притяжения и отталкивания. Таким образом, «непрерывно-прерывистый ход развития Земли состоит не только в перемежаемости длинных более спокойных эволюционных и бурных революционных эпох, соответствующих временным победам сжатия над расширением или обратно, но и в перемежаемости более коротких эпох тех и других движений. Длинные эпохи можно назвать циклами, короткие – фазами. Каждому циклу подчинено большее или меньшее число фаз. Фазы сжатия и расширения, чередующиеся друг с другом, представляют пульсации, сравнимые с движениями живого сердца, почему гипотеза, основанная на них, называется пульсационной» [7, с. 25.].

Нам представляется, что особое влияние на эти процессы оказывает своеобразный ртутно-водородный (амальгамный) гель, который залегает повсеместно в земной коре на глубинах образования коксующихся углей (или на глубинах «нефтяного окна»). Как показали наши исследования, этот гель выступает в основе плотности органической массы углей и толщины их пластического слоя, принятых в нашей стране за основу формирования коксующихся свойств углей. Данные об изменении удельного веса органической массы углей в зависимости от содержания летучих веществ и от величины коэффициента Лейфмана-Вассоевича приведены для Донецкого бассейна в данных тезисах [2, 8]. Эти графики (рис. 1,2) были построены для углей Донбасса по методике, изложенной в [8]. Для этого по элементному составу углей Донецкого бассейна была рассчитана плотность органической массы углей. После этого были построены графики зависимости плотности органической массы углей от содержания летучих веществ и величины коэффициента Лейфмана-Вассоевича. Эти зависимости были рассчитаны и для других бассейнов – Печорского, Кузнецкого и Карагандинского, а также для некоторых угольных бассейнов США. Более того, проблема внезапных выбросов угля, породы и газа здесь выступает в своем неожиданном ракурсе. Можно полагать, что эти выбросы связаны с проявлением флюмината ртути, или гремучей ртути. Вероятно, именно гремучая ртуть и выступает как своего рода запал при возникновении выбросов.

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

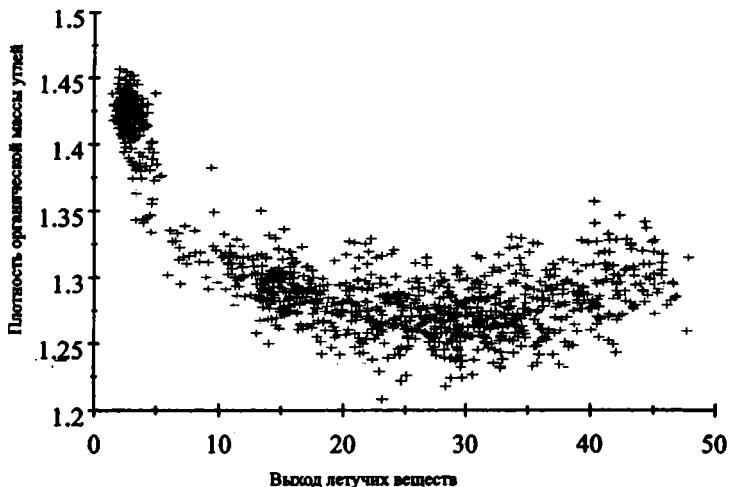


Рис. 1. Зависимость рассчитанной плотности органической массы углей от содержания летучих веществ

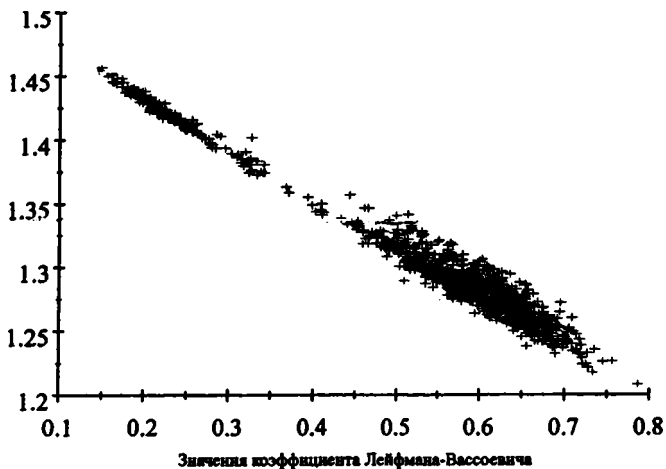


Рис. 2. Зависимость рассчитанной плотности органической массы углей от величины коэффициента Лейфмана-Вассовича

Возможно, что этот гель оказывается тесным образом связан с залежами газа и нефти, особенно это видно по данным, приведенным в работе [4], где показана приуроченность повышенных дебитов углеводородов к проявлениям землетрясений. Очень интересен факт возникновения у ряда

алмазов своеобразной пленки, состоящей из металлов. Вероятно, проходя сквозь ртутно-водородный гель, ряд алмазов захватывал его, а при извержении этот амальгамный гель начинал терять прежде всего именно ртуть, т.к. она практически не амальгамирует углерод [3].

Наличие ртутно-водородного геля позволяет совсем по-другому толковать проблему субдукции. Если предположить, что земная кора совершает пульсации вдоль всего диаметра, то при его увеличении происходит нарастание океанической коры вдоль срединно-океанических хребтов и там образуется новый слой и господствуют «длинные более спокойные эволюционные» эпохи [7]. При смене движений с растягивающих на сжимающие новообразованная кора изгибается в ту или иную сторону, обуславливая трансгрессию или регрессию океана. Но сжатие продолжается, и тогда происходит поддвиг океанической коры под континентальную, что сопровождается сильными землетрясениями и извержениями вулканов. Эта точка зрения заставляет по-новому заняться проблемой ртути.

Литература

1. Белый В.Ф. Учение о геосинклиналях, террейнология и актуальные вопросы тектоники северо-запада Азии. В кн.: Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 142–157.
2. Геолого-химическая карта Донецкого бассейна. Харьков: ГОНТИ ДНТБУ–НКТП, 1939. 726 с.
3. Гладышев Г.В., Левицкая С.А., Филиппов Л.М. Аналитическая химия ртути. М.: Наука, 1974. 208 с.
4. Касьянова Н.А. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геология. 1995. № 2. С. 32–39.
5. Обручев В.А. // Известия АН СССР. Сер. геологическая. 1940. №1. С. 12–30.
6. Neavel N.C., Hippo E.J., Smith S.E., Miller R.N. // Am. Chem. Soc. Div. Fuel Chem. Prepr. 1980. V. 25 (3). P. 246–257.

А.В. Рязанцев¹, Е.А. Калинина², Е.А. Матвеева²

Реконструкция ордовикской островной дуги, девонского бассейна с медленным «сухим» спредингом и модель коллизии «дуга–континент» для палеозойд Южного Урала

1. Ордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные серии, образующие фациальный ряд остоводужной системы, широко распространены на Южном Урале. К вулканогенным сериям приурочены связанные с деятельностью «черных курильщиков» колчеданные месторождения. Сакмарская зона – это шарьяж, корневой для которого является Присакмаро-Вознесенская зона. В структуре зон сочетаются аллохтоны, сложенные элементами палеозойской конвергентной окраины. В вулканогенных

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

разрезах преобладают эффузивы основного и кислого состава, присутствуют также андезибазальты, андезиты и их туфы. Выше рудных тел залегают горизонты красных алевролитов, кремней и гематитовых сланцев. В западной стенке Блявинского карьера, вскрывающего элемент одноименной синформы, в последних обнаружены *Dapsilodus mutatus*, переходная форма от *Periodon cf. aculeatus* к *P. cf. grandis*, *Protopanderodus robustus*, *Protopanderodus cf. liripipus*, *Panderodus* sp. уровня O_3c -аš (здесь и далее определения ордовикских конодонтов С.В. Дубининой, девонских – В.А. Аристов). Выше залегают блявинская свита, в которой базальты расслоены углеродистыми карбонатными сланцами. В сланцах известны находки нижнесилурийских граптолитов. В пачке, венчающей отложения рудовмещающей толщи. На Комсомольском месторождении Д.В. Борисенком найдены *Hamarodus brevirameus*, *Panderodus* sp., *Protopanderodus* sp., на западном крыле Утягуловской синформы на аналогичном уровне *Hamarodus cf. brevirameus*, *Protopanderodus liripipus*, *Periodon cf. grandis* и др. Конодонты близкого стратиграфического уровня обнаружены в стратотипическом разрезе горы Баулус [6]. Аналог этого вулканического комплекса известен в Присакмаро-Вознесенской зоне в районе дер. Мазово и Байгускарово [1].

Вулканогенно-туфогенный тип разреза представляет ордовикская губерлинская свита. В стратотипическом районе в бассейнах реки Губерля свита чередуется в структуре с олистостромом, в котором присутствуют олистолиты кремней с конодонтами от лоховского яруса нижнего девона до нижнефаменского подъяруса верхнего [7]. В разрезе губерлинской свиты чередуются базальты, туфы риолитов и туффиты смешанного состава. Базальтовый и туффитовый уровни в двух точках охарактеризованы среднеордовикскими конодонтами [7]. Относительно ненарушенный разрез свиты наблюдается на южном крыле антиклинали, к северу от станции Губерля. Он начинается с пачки подушечных базальтов (>100 м), расслоенных горизонтами (0,5–2 м) красных туффитов, и наращивается пачкой (180 м) красных туффитов. Выше располагается толща (> 500 м) линзовидно чередующихся туффитов светло-фисташкового цвета, реже красноцветных с отдельными прослоями литокристаллокластических туфов кварцевых риолитов и базальтов. Туффиты нижней пачки содержат конодонты *Oistodus? tablepointensis* Stouge, *Protopanderodus cf. liripipus* Kennedy et al. sensu Stouge, 1984, *Periodon aculeatus zgierzensis* Dzik, *Walliserodus cf. ethingtoni* (Fahraeus), *Drepanodus robustus* Hadding, *Ansella cf. jemtlandica* (Lofgren), *Dapsilodus cf. mutatus* (Branson et Mehl) – O_2l . Среднеордовикский, по конодонтам, возраст свиты обоснован и в других местах Сакмарской зоны [5].

Туфогенно-кремнистый тип представлен кураганской свитой. В нижней части разреза (O_1a_2) чередуются афировые базальты и красные туфоалевролиты, а на более высоких уровнях (O_2l - $O_3aš$) залегают кремнистые туффиты и тефроиды, выше согласно – углеродистые сланцы сакмарской свиты силура [6, 5].

По петро-геохимическим особенностям ордовикские базальтоиды Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям. Толеиты сопоставляются с островодужными, СОХ и вулканических островов [1, 5]. Совокупность данных о составе вулканитов и их ассоциация в латеральном ряду с туффитами смешанного состава и тефроидами позволяет интерпретировать вулканиты как островодужные. Губерлинская и кураганская свиты расположены на склоне и у подножья дуги. Базальты перекрывающей блявинской свиты и ее аналогов в Присакмаро-Вознесенской зоне представлены толеитами и характеризуют этап отмирания островной дуги.

2. В Присакмаро-Вознесенской и Сакмарской зонах Южного Урала крупные базит-ультрабазитовые массивы представляют аллохтонные пластины. Они сложены разновозрастными комплексами, которые различаются по составу и формировались в различных геодинамических обстановках, отражая зональность океанического бассейна и его активной окраины [4, 10]. Этот же бассейн характеризуют кремнисто-базальтовые и кремнистые серии [2, 5, 6]. Между массивами мелкие аллохтонные тела слагаются фрагментами из разреза этих массивов, хаотически сочетающимися, образующими тектоно-седиментационные меланжи вместе с породами базальтовых серий и осадочного чехла этого бассейна [5]. Кроме того, в структуре меланжей присутствуют серпентинитокластовые брекчии – офикальциты, матрикс которых в значительной степени сложен карбонатом. В разрезе наблюдается переход от тектонизированных гидротермально переработанных серпентинитов к гидротермальным и осадочным брекчиям с градиционной слоистостью и прослоями мелкозернистых пород.

На левом берегу р. Терекля, на севере Утягуловской синформы, в видимом основании структуры залегают габбро-амфиболиты; выше – тектонизированные серпентиниты с линзами развиты массивные хромиты, блоки долеритов дайкового комплекса, расслоенные серпентинитокластовые породы. В верхней части серпентиниты пронизаны разноориентированными карбонатными прожилками и перекрываются офикальцитовыми брекчиями двух типов. В одном серпентинитовые обломки включены в карбонатный цемент, в другом – в серпентинитокластовых алеволитах и песчаниках содержится обломки строматолитоподобных карбонатов, похожих на бактериальные маты. Мощности офикальцитов – 20 м. Выше залегают афировые базальты (10 м), сменяющиеся серыми и зеленовато-серыми узловато-слоистыми кремнями. В кремнях выше подошвы собраны *Ancyrodelloides transitans*, *Ozarkodina* cf. *remsheidensis* – D₁l. Выше, на трех уровнях в интервале 60 м обнаружены *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (D₁e). Офикальциты формировались при гидротермальной переработке и переотложении пород обнаженного на дне бассейна дунит-гарцбургитового комплекса. Офиолитокласты, среди которых преобладают офикальцитовые брекчии, мы сравниваем с комплексами современных зон «сухого» медлен-

ного спрединга. Другой элемент офиолитокластовых микститов – это габбровые брекчии. К западу от дер. Хмелевка, на левом берегу руч. Кызымбадка офиолитокластовый комплекс представлен глыбами габбро, пироксенитов, серпентинитов, долеритов, габбро, офикальцитов и кремнистых пород. Реже встречаются ортоамфиболиты и кристаллические сланцы с гранатом. Матрикс представлен серпентинитами и серпентинитокластовыми породами. Офиолитокласты перекрываются пластиной нижедевонских кремнистых пород. Блоки внутри меланжа сложены габбро, которые сменяются сначала мономиктовыми габбровыми брекчиями (5 м), а затем полимиктовыми конгломератобрекчиями (2 м), расслоенными красными алевролитами (0,2–0,3 м). В алевролитах обнаружены эйфельские (по-видимому, нижеэйфельские) *Polygnathus* ex gr. *costatus*., *Tortodus intermedius*, *Belodella* sp. В полях меланжей часто находятся линзовидные тела и изометричные глыбы эмских рифогенных известняков. Большая часть датировок различных комплексов Хабарнинского и Кемпирсайского массивов относятся к девону, включая поздний [4, 10 и др.]. Возраст колчеданоносных офикальцитов и серпентинитовых брекчий в Байгускаровском массиве, датированный Re-Os методом, – 366 ± 2 млн лет [8].

3. К настоящему времени, помимо прочих, разработана модель развития окраины, в которой важным этапом является коллизия энсиматической островной вулканической дуги (Магнитогорской) и пассивного края континента [3]. Коллизия сопровождалась формированием высокобарических комплексов, возраст которых, по различным данным, в основном, укладывается в интервал 360–380 млн лет [9 и др.]. Этой модели противоречат данные о непрерывном развитии дуги по фамен включительно, то-есть после начала коллизии, а также различные данные о существовании комплексов девонского спредингового бассейна, развитие которого продолжалось и в позднем девоне [4, 8, 10]. Модель представляется более согласованной, если признать существование ордовикской энсиматической (Губерлинской) островной дуги, которая прекратила существование в раннем силуре. В девоне началось ее столкновение с пассивным краем платформы. От начавшей свое развитие в раннем девоне Магнитогорской дуги ее отделял бассейн, спрединг в котором обусловил коллизию.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 02-05-64503, 04-05-65093), Программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту», Программы ФЦП «Интеграция»

Литература

1. Борисенко Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала. В кн.: Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука, 2005 (в печати)
2. Карякин Ю.В. и др. Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала. В кн.: Тектоника и геофизика литосферы. Т.1. М.: ГЕОС, 2002. С. 237–243.

3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А. // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241–245.
5. Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. В кн.: Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Наука, 2005 (в печати)
6. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисенко Д.В. Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной призме. В кн.: Общие и региональные вопросы геологии. Выпуск 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 5–24.
7. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисенко Д.В. Раннефаменские и более древние девонские конодонты в кремнистых аллохтонах на реке Губерля (Южный Урал). В кн.: Геология девонской системы: Материалы Международного симпозиума. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 109–113.
8. Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B. et al. Chemical Geology. 2003. V. 196. P. 193–207.
9. Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al. // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002. V. 66. № 7. P. 1221–1235.
10. Melcher F. et al. // Mineral. Deposita. 1999. V. 34. № 3. P. 250–272

Г.Н. Савельева¹, К.Е. Дегтярев¹, С.В. Руженцев¹, А.В. Рязанцев¹

Геодинамические обстановки формирования офиолитов Южного Урала

Генерация и последующая трансформация океанической литосферы во многом зависит от ее формирования в обстановках быстрого или медленного спрединга. Это определяет соотношение и мощности основных вещественных комплексов литосферы. Различия разрезов океанической коры сейчас изучены на примерах океанов, Красного моря и ряда окраинных бассейнов [8, 9, 12]. Сопоставление строения офиолитов складчатых поясов с современной океанической корой может служить основой для реконструкций условий формирования палеоокеанических бассейнов и дальнейшей их трансформации при последующих коллизионных процессах. На примере Южного Урала сделана попытка расшифровать условия эксгумации и структурного внедрения офиолитов в покровно-складчатые сооружения, увязав эту проблему с данными по строению офиолитов, формировавшихся в различных геодинамических обстановках.

Сопоставление материалов по структурному положению, строению и составу Кемпирсайского, Хабарнинского и Халиловского офиолитовых массивов Южного Урала позволяет выявить как сходные их черты, так и отличия и попытаться ответить на поставленный выше вопрос.

Все указанные массивы в виде тектонических пластин различной степени тектонической дезинтеграции входят в состав сложно построенных аллохтонов, образованных ниже-среднепалеозойскими комплексами активной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

[4, 5]. Широкое распространение в пределах последних серпентинитовых меланжей, офикальцитов и офиолитокластовых микститов позволяет считать, что формирование и дальнейшая дезинтеграция рассмотренных аллохтонов связана с эволюцией различных структур активной окраины. По строению и составу различные части Кемпирсайского, Хабаровнинского офиолитовых разрезов имеют как многие черты сходства, так и очевидные различия. Офиолиты Халиловского массива включают только мантийные ультрамафиты, что не позволяет судить об эволюции коровой части этого разреза.

Во всех массивах преимущественное площадное распространение и максимальную мощность имеют ультрасосновые породы, в основном, гарцбургиты (мантийные реститы). Наиболее полно мантийные ультрамафиты представлены в самом южном, Кемпирсайском массиве, где среди реститовых гарцбургитов широко развиты дуниты, и в глубинной части разреза вскрыты лерцолиты шпинелевые и, в редких случаях, лерцолиты плагиоклазсодержащие. В этом же массиве установлены наиболее сложные многоэтапные структуры высокотемпературных пластических и хрупко-пластических деформаций реститовых мантийных ультрамафитов и зоны высокотемпературных (1200–950°C) бластомилонитов, отражающие совмещение различных мантийных блоков по глубинным вязким сдвигам. Подобные зоны и относительно слабо известные лерцолиты почти отсутствуют в Хабаровнинском и неизвестны в Халиловском массивах, где вскрыты крупнозернистые гарцбургиты, сопоставимые по составу и структуре с гарцбургитами центральной и западной частей Кемпирсайского массива. Таким образом, в двух северных массивах представлены только верхние части мантийного разреза, тогда как его глубинные горизонты, очевидно, тектонически дезинтегрированы или не были выведены на поверхность.

Клинопироксеновые дуниты, клинопироксениты, верлиты и вебстериты, реже, их плагиоклазсодержащие разновидности полосчатой серии расположены в области перехода от мантийных реститов к габброидам. В строении этого комплекса в Кемпирсайском и Хабаровнинском массивах отмечаются некоторые различия. В первом случае дуниты, верлиты и троктолиты слагают достаточно крупное расслоенное тело между гарцбургитами и габбро, во втором – полосчатый комплекс представляет собой серию взаимно пересекающихся расслоенных интрузий дунит-верлит-пироксенитового состава, вмещающими для которых являются мантийные реститы. Ранние расслоенные габбро в обоих массивах сменяют вверх по разрезу дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс. Кроме того, в разрезе Хабаровнинской ассоциации габброиды также образуют относительно небольшие тела, прорывающие гарцбургиты. Эти габброиды имеют близкие составы и в целом характеризуются как породы с толеитовым трендом дифференциации и низкими содержаниями щелочей, титана и фосфора, близкие к комплексам, развитым в срединно-океанических хребтах.

В строении и составе комплексов верхних частей Кемпирсайского и Хабаровинского офиолитовых разрезов имеется значительно больше черт различия, нежели сходства.

Изотропные такситовые габбро, диабазы дайкового комплекса и базальтовый комплекс Кемпирсайской офиолитовой ассоциации, несмотря на широкое распространение тектонических соотношений как между собой, так и с ранними габброидами, скорее всего, представляют собой единый разрез. Все породы коровой части разреза имеют близкие геохимические характеристики, типичные для комплексов срединно-океанических хребтов [13]. На этом основании с учетом среднеордовикского возраста подушечных базальтов, можно предполагать, что такой же возраст имеет и вся коровая часть Кемпирсайской офиолитовой ассоциации. Однако такому выводу противоречат датировки амфиболитов подошвы Кемпирсайского массива 397 ± 20 млн лет, полученные Sm-Nd изохронным методом [10]. По нашему мнению, это время может отражать магматические и метаморфические процессы, проходившие на ранних этапах внутрибассейнового дробления и скупивания ордовикской океанической коры.

Процессы трансформации океанической коры ордовикского возраста наиболее ярко отражены в Хабаровинской офиолитовой ассоциации. В этом массиве габбро-плагиогранитный, дайковый и лавовый комплексы не могут быть объединены в одну ассоциацию с расслоенными габброидами и полосчатым комплексом. Соотношения между ними указывают на формирование изотропных габбро, плагиогранитов и дайкового комплекса при уже полностью сформированных расслоенных габброидах. При этом ранние габбро, с одной стороны, изотропные габбро, диабазы дайкового комплекса и лавы, – с другой, имеют существенные различия в вещественном составе и на всех диаграммах обособляются друг от друга [7, 6]. Составы ранних габброидов и полосчатого комплекса близки к аналогичным породам Кемпирсайского массива и обладают характеристиками базальтов MORB, что позволяет предположить среднеордовикский возраст этих образований. Все более верхние части разреза имеют отчетливые признаки формирования при спрединге в надсубдукционных обстановках. Данные об абсолютном возрасте габбро-плагиогранитной ассоциации (394 ± 4 млн лет) и находки среднедевонских конодонтов в лавовой толще свидетельствуют о ранне-среднедевонском возрасте спрединговых комплексов Хабаровинского массива [1, 2]. Таким образом, ордовикский спединговый комплекс в Хабаровинском массиве отсутствует. Можно предположить, что в процессе преобразований, которым подверглась ордовикская океаническая кора в раннем-среднем девоне, этот комплекс, скорее всего, был удален тектонически, а нижнекоровые части разреза затем были еще и магматически эродированы девонской габбро-плагиогранитной ассоциацией.

Спрединг в девонском краевоморском бассейне, вероятно, происходил со значительным дефицитом бюджета магмы и сопровождался, на-

ряду с лавовыми излияниями, формированием метаморфических пород, офикальцитов и офиолитокластовых микститов. Дальнейшие трансформации океанической коры связаны с внедрением интрузивов поздней дунит-верлит-пироксенит-габброноритовой формации, которые являются неотъемлемой частью как Хабаровинской, так Кемпирсайской офиолитовых ассоциаций.

Геохимические характеристики пород этой формации свидетельствуют, что их формирование могло происходить при взаимодействии деплетированного мантийного источника с основными флюидонасыщенными расплавами [3]. Морфология дайковых и ступенчато-жильных тел значительной части поздних дифференцированных габброидов, а также интенсивный син- и посткристаллизационный метаморфизм пород в присутствии флюида дают основание предполагать, что плавление сопровождалось деформациями океанической литосферы, которые, вероятно, происходили уже вдали от центров спрединга при попадании в структуру аккреционной призмы.

Эти процессы происходили уже в средне-позднедевонское время, о чем свидетельствуют определения абсолютного возраста различных пород поздней дунит-верлит-пироксенит-габброноритовой формации. Для горнблендитов, пироксенитов и габброидов Восточно-Хабарнинского массива по амфиболу и биотиту К-Аг методом получены датировки 380 ± 11 млн лет [2]. Для пироксенитовой дайки кызылкаинского комплекса в западной части Кемпирсайского массива по амфиболу, флогопиту и апатиту Rb-Sr методом получена изохрона $379,3 \pm 1,6$ млн лет [11].

В ходе дальнейший событий офиолитовые аллохтоны были включены в аккреционную призму, структура которой в основном сформировалась в позднедевонское-раннекаменноугольное время [4, 5].

Подводя итог проведенному анализу, отметим – начало формирования офиолитовых ассоциаций Кемпирсайского и Хабаровинского массивов, скорее всего, происходило в пределах единой океанической структуры, близкой к современным срединно-океаническим хребтам, в среднеордовикское время (вся Кемпирсайская и нижняя часть Хабаровинской ассоциации). Дальнейшая эволюция фрагментов этой структуры существенно различалась. Ордовикские спрединговые комплексы в Хабаровинском фрагменте были удалены, и только здесь в офиолитовом разрезе запечатлен ранне-среднедевонский спрединг в надсубдукционном краевоморском бассейне. В среднем-позднем девоне уже вдали от спрединговых центров при попадании в структуру аккреционной призмы происходили интенсивные деформации океанической литосферы, сопровождавшиеся внедрением в ультрамафиты и ранние габброиды обоих фрагментов расчлененных и концентрически-зональных интрузий поздней дунит-верлит-пироксенит-габброноритовой серии. Дальнейшая эволюция этих фрагментов океанической литосферы также была сходной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-05-65067).

Литература

1. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* Новые данные по геологии обрамления Хабаровинского габбро-гипербазитового массива. Ежегодник – 1983. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 27–29.
2. *Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* // Докл.РАН. 1993. Т. 328. № 2. С. 241–245.
3. *Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимия РЗЭ, как критерий принадлежности востонихабарнинского комплекса к гипербазитам-габбровым ассоциациям платиноносного типа. Ежегодник – 1995. Екатеринбург: ИГГ УрО АН СССР, 1996. С. 90–93.
4. *Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20–44.
5. *Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В. и др.* Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. В кн.: *Очерки по региональной тектонике. Т. 1 Южный Урал.* М.: Наука, 2004 (в печати).
6. *Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–215.
7. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
8. *Bonatti E.* // Nature. 1985. V. 316. № 6023. P. 33–37.
9. *Bonatti E., Michoel P.I.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. V. 91. P. 297–311.
10. *Edwards L. R., Wasserburg G.J.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 389–404.
11. *Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R.* // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. № 3. P. 250–272.
12. *Nicolas A.* Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Acad. Pub., 1989. 367 p.
13. *Savelieva, G. N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Gaggero L.* // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 117–137.

А.В. Самсонов¹, Е.В. Бибицова², А.Ю. Петрова², В.Ю. Герасимов¹

Тектонические этапы формирования Среднерусского складчатого пояса, центральная часть кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы: геохимия, геохронология и петротектоника

По результатам петрогеохимических и изотопно-геохронологических исследований реконструированы главные этапы формирования основных вещественно-геофизических структурных элементов Среднерусского складчатого пояса, выделяемого в центральной части кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы.

Породы первого, наиболее раннего, этапа формирования Среднерусского складчатого пояса выявлены в керне скважины Гаврилов Ям-5 и представлены двуслюдяными гнейсами, протолитом которых, возможно, служили осадочные породы. U-Pb изотопный возраст 2724 ± 22 млн лет по метаморфогенным, вероятно, гранулитовым цирконам интерпретируется как время метаморфической переработки этих пород, исход-

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

² Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

ный протолит которых по Rb-Sr изотопно-геохимическим характеристикам был сформирован в интервале 2.8–3.0 млрд лет назад.

Второй этап тектоно-магматической эволюции Среднерусского пояса (около 2.5 млрд лет назад) характеризовался масштабным внедрением магматических пород кислого и основного составов (субщелочные гранитоиды Северо-Молоковской и Даниловской скважин, лампрофир Максатихской скважины и метагабброиды скважин Гаврилов Ям 5, 2, Даниловской и Высоковской) с яркой геохимической спецификой – повышенной щелочностью, сильным обогащением литофильными, редкоземельными и крупно-ионными высоkozарядными элементами, что является характерной особенностью внутриплитного магматизма, связанного с растяжением и рифтогенезом континентальной коры. Широкое распространение этих пород на площади Среднерусского пояса, включая геофизические контуры Тверского блока, свидетельствует о предшествовавшем здесь площадном развитии более древней, архейской, консолидированной континентальной коры. Время начала этого этапа 2496 ± 9 млн лет назад установлено U-Pb методом по магматическим цирконам из монцодиоритов Северо-Молоковской скважины.

На третьем этапе истории развития Среднерусского пояса (2.3–1.9 млрд лет) формировались терригенно- и/или вулканогенно-осадочные породы его северного фланга, на границе с Карельским блоком, вскрытые Кубенской, Вологодской и Пошехонской скважинами. Эти метаосадки имеют островодужные геохимические характеристики и, вероятно, формировались за счет разрушения и/или переотложения продуктов островодужного магматизма. Возраст источников сноса для этих метаосадков, по результатам изучения отдельных фракций цирконов из пород Пошехонской скважины, не превышал 2.3 млрд лет, а процессы осадконакопления, по результатам Rb-Sr изотопно-геохимических исследований, происходили в интервале 1.9–2,0 млрд лет назад. Вопрос о тектонической причине появления палеопротерозойских осадков с островодужными характеристиками на границе Среднерусского пояса с Карельским блоком остается открытым. С одной стороны, эти осадки могли формироваться в океаническом бассейне, отделившем в начале протерозоя Среднерусский пояс от Карельского блока в ходе рифтогенного события предшествовавшего этапа. Это, однако, не подтверждается какими-либо данными о присутствии здесь вместе с осадками других характерных островодужных ассоциаций, в первую очередь, вулканогенных комплексов. Кроме того, такое предположение не подтверждается результатами изучения параметров метаморфизма и скорости выведения пород на поверхность, которые не отличаются по характеристикам от регионально проявленного метаморфизма. Другим, более вероятным механизмом появления палеопротерозойских островодужных метаосадков на северном фланге Среднерусского пояса является их тектоническое перемещение, «вклинивание» в рассматриваемый район из Приладожской зоны, которое вполне могло быть сопряжено с региональными сдвиговыми деформациями палеопротерозоя.

Четвертый этап (1.75–1.69 млрд лет назад) отвечает интенсивной тектонической переработке и региональному метаморфизму (давление $P = 6 \pm 2$ кбар, температура $T = 540 \pm 60^\circ\text{C}$) пород Среднерусского складчатого пояса. Время этих процессов устанавливается разными изотопными методами по минеральным фракциям. Этот этап фиксирует завершение активных эндогенных процессов и консолидацию коры, которая подвергалась хрупким деформациям в рифейское время при заложении системы авлакогенов.

Таким образом, Среднерусский складчатый пояс следует рассматривать как длительно формировавшийся мобильный пояс, формирование архейской коры которого сопровождалось рифтогенной и последующей структурно-тектонической ее переработкой в палеопротерозое. По хронологии формирования и тектонической принадлежности породных комплексов и их структурно-метаморфической переработки Среднерусский складчатый пояс имеет черты сходства с Беломорским мобильным поясом Балтийского щита.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64628), Программы № 5 Отделения Наук о Земле РАН (проект 875) и ФГУ ГП «Спецгеофизика».

С.Г. Самыгин¹, Ю.В. Карякин¹, Б.Г. Голионко¹

Особенности строения и магматизма зоны Главного Уральского разлома на севере Южного Урала: следы палеотрансформа

Зона Главного Уральского разлома на Южном Урале, или Вознесенско-Присакмарская зона, являются сутурной зоной палеоокеанического сектора, граничащей на западе с палеоконтинентальным сектором складчатого пояса и отличающейся широким развитием серпентинитового меланжа. Было высказано предположение [7], что северный фланг этой зоны имел трансформную природу. Палеотрансформная структура сопрягалась там с южным окончанием Тагильской островной палеодуги. Установлено, что на востоке зоны, общая ширина которой меняется от 10 до 13 км, среди полей серпентинитового меланжа присутствуют разобщенные фрагменты тагильского островодужного разреза. По сравнению с представительными разрезами тагильского комплекса, находящимися много севернее, среди них гораздо меньше доля вулканических пород, зато довольно широко распространены известняки, из разных глыб которых известна фауна от самых верхов силура до живета включительно [8 и др.]. С ними часто ассоциируют известко-щелочные, реже субщелочные вулканы основного и среднего состава, кремнисто-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

вулканотерригенные осадки, а также бескорневые тела сиенитов и сиенито-диоритов. На южной окраине с. Вознесенка ниже известняков пржидолия–лохкова залегают пикрит-базальтовые порфириды. Восточнее рядом с блоками яшмово-базальтовой формации раннего–позднего ордовика [4], входившей в офиолитовую ассоциацию гарцбургитового типа, обнажаются датируемые поздним ордовиком – ранним силуром порфириды базальты и андезитобазальты с небольшим количеством андезитовых порфиритов и риолитов и обильными прослоями грубообломочных туфов [1].

Предполагаемую палеотрансформу образуют две круто залегающие тектонические пластины, разделенные полосой серпентинитового меланжа. В плане они состоят из линзовидных отрезков длиной до 20–25 км и шириной до 5–6 км. Современные границы тектонических линз и пластин – продольные и слабо кососекущие внутреннюю структуру сдвиги. Западная пластина сложена глубинными породами своеобразного офиолитового разреза, которые в виде цепочки слабо нарушенных массивов (наиболее крупные с юга на север – Миндякский, Татлимбетовский, Нуралинский) протягиваются вдоль Уралтауской зоны палеоконтинентального сектора. С запада на восток наблюдается следующая последовательность выходов: 1) лерцолиты, местами с редкими дайкообразными телами гранатовых пироксенитов, амфиболизированных 410 ± 5 млн лет назад [5]; 2) круто падающий на восток полосчатый комплекс (чередующиеся клинопироксениты, верлиты, дуниты), кристаллизовавшийся в близвертикальном магматическом канале [13]; 3) близко расположенные друг к другу блоки и глыбы амфиболовых, часто гнейсовидных габбро, входящие обычно в смежную полосу «структурированного» меланжа; 4) раннедевонские интрузивные габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты с U-Pb изохронным возрастом 399 ± 2 млн лет [6]. Расслоенные и изотропные габбро, параллельные дайки и кремнисто-базальтовые толщи в близкой ассоциации с лерцолитовыми массивами отсутствуют. На массиве Миндяк залегают осадочные несортированные брекчии подводного обвально-осыпного генезиса, обломочный материал и цементирующая масса которых имеет исключительно местный состав. Время накопления этих образований – конец раннего девона [5].

Более восточная пластина – осложненная взбросами Аратауская синформа, выклинивающаяся в северном направлении (рис. 1). Вдоль ее крыльев протягиваются тектонические линзы известняков разного возраста: вдоль западного – среднего девона и нижнего карбона, вдоль восточного – лохкова и прагия; девонские карбонаты являлись частью тагильского комплекса. Собственно синформа сложена в основном вулканогенными породами эмса–эйфеля, несогласно перекрытыми франскими кремнями и фаменскими граувакками. Вулканогенный разрез состоит из трех толщ, наиболее детально изученных к северо-западу от дер. Абзаково и севернее дер. Шарипово. Нижняя толща видимой мощно-

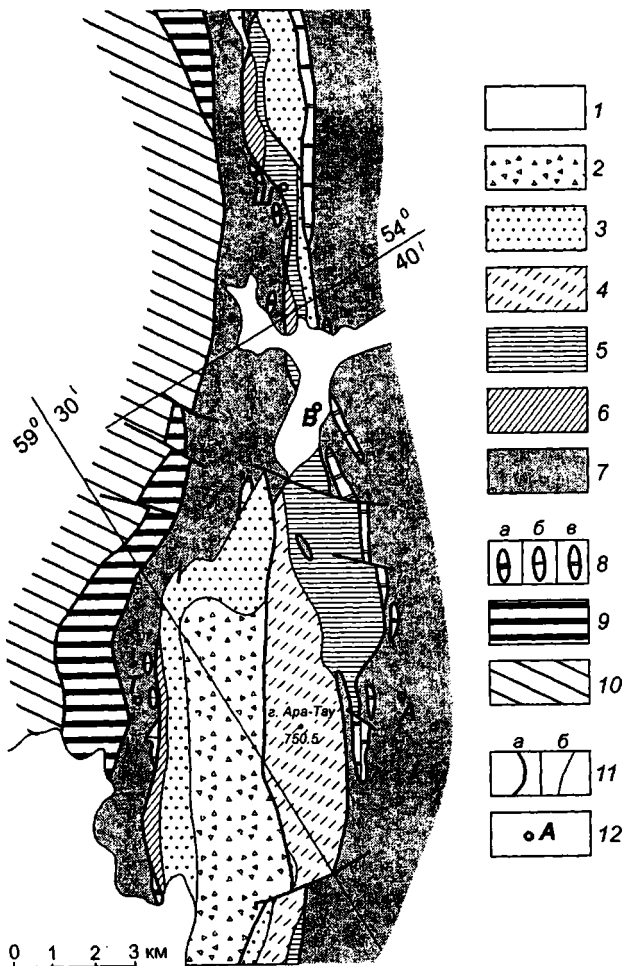


Рис. 1. Геологическая схема зоны Главного Уральского разлома в районе с. Вознесенка

1 – рыхлые отложения (KZ); 2 – граувакки с глыбами различных вулканитов ($D_3fm-C_1?$); 3 – граувакки, глинистые сланцы, в основании кремни (D_3); 4 – эпикласты, яшмовидные туффиты, базальты, андезитобазальты, их туфы (D_2ef); 5 – базальты, лавобрекчии и туфы андезитобазальтов, линзы яшм ($D_1e_2-D_2ef_1$); 6 – базальты, диабазы, вулканомиктовые песчаники, горизонт известняков (D_1e_1); 7 – серпентинитовый меланж; 8 – известняки C_1 (а), D_2 (б), D_1 (в); 9 – офиолитовые массивы лерцолитового типа; 10 – кварцитопесчаники, кварцево-сланцевые сланцы Уралтауской зоны (PC-PZ $_1?$); 11 – тектонические контакты (а), стратиграфические и формационные границы (б); 12 – населенные пункты (Ш – Шарипово, В – Вознесенка, Т – Татлимбетово, А – Абзаково)

стью 300–400 м вскрывается только в западном крыле структуры. Это преимущественно плагиоклазовые, часто миндалекаменные базальты и силлы диабазов с прослоями литокластических туфов и горизонтом мраморизованных известняков, в которых были обнаружены конодонты двух нижних биозон эмса (заключение В.А. Аристова). Венчается толща маломощной пачкой вулканомиктовых песчаников и алевролитов с отчетливой градационной слоистостью. В средней толще, достигающей мощности 500 м, больше распространены пироксен-плагиоклазовые базальты с подчиненными прослоями мелкообломочных агломератовых лавобрекчий и туфов андезитобазальтового до андезитового состава; характерны прожилки и гнезда кварц-гемацитовых пород и линзовидные слои яшм. Последние содержат конодонты верхнего эмса и низов среднего девона [2, 8]. В верхней толще более половины разреза видимой мощности 600–700 м занимают тефрогенные и вулканомиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые туффиты, среди которых встречаются миндалекаменные базальты афирового сложения, андезитобазальтовые порфириты и их туфы.

О химизме вулканитов из разных частей разреза можно судить по данным 75 оригинальных анализов. Для базальтов в целом характерны низкие концентрации Al_2O_3 (13,95–17,4, среднее 15,23%), TiO_2 (0,43–0,91, среднее 0,60%), K_2O (0,02–0,71, среднее 0,26%) и P_2O_5 (0,01–0,15, среднее 0,08%), что позволяет отнести их к серии низкокальциевых толеитов островных дуг. Этот вывод следует и из рис. 2, где точки их составов образуют достаточно компактное облако в поле островодужных базальтов [12]. Однако ряд геохимических параметров показывает, что лавовая часть разреза неоднородна по составу. Различаются две геохимические разновидности базальтов. Первая из них характеризуется высокими Ba/Zr (1,67–5,00, среднее 2,88) и Ba/Y (3,75–9,41, среднее 6,59) отношениями, типичными для базальтов толеитовых серий островных дуг [9]. В базальтах второй разновидности эти отношения значительно ниже: Ba/Zr (0,20–0,93, среднее 0,46) и Ba/Y (0,36–2,54, среднее 1,11), что характерно для базальтов окраинных морей [11]. Какой-либо закономерности в смене состава лав по разрезу не отмечается: базальты обеих разновидностей встречаются на разных стратиграфических уровнях.

В породах эруптивной части разреза упомянутые отношения имеют следующие значения: для лавобрекчий – Ba/Zr (0,68–18,20, среднее 6,99) и Ba/Y (2,05–42,00, среднее 16,38), для туфов – Ba/Zr (2,20–12,50, среднее 5,49) и Ba/Y (4,74–27,27, среднее 11,78). Следует заметить, что по такому важному параметру, как Zr/Y все упомянутые породы не различаются (для базальтов первой разновидности среднее значение Zr/Y равно 2,35, для второй – 2,19, для лавобрекчий – 2,30, и для туфов – 2,22) и находятся в пределах вариаций этого отношения (2–2,6) в типичных островодужных толеитах.

Таким образом, аратауские вулканиты обладают специфическими геохимическими свойствами и формационным обликом. Это преимущест-

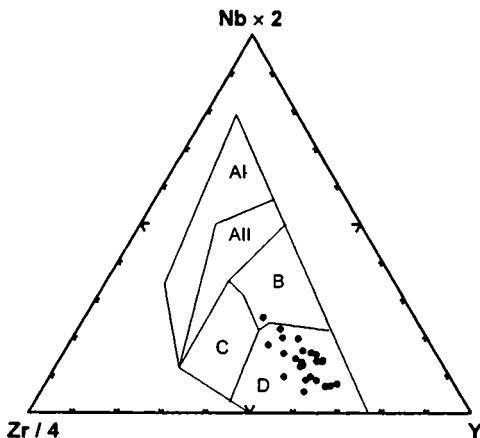


Рис. 2. Диаграмма $Zr/4-Nb \times 2-Y$ по [12] для базальтов Аратауской синформы

AI + AII – поле внутриплитных щелочных базальтов; AII + C – поле внутриплитных толеитов; B – поле E-типа базальтов MORB; D – поле N-типа базальтов MORB; C + D – поле базальтов островных дуг

венно базальт-андезитобазальтовый их состав и трещинный характер излияний, переслаивание в разрезе базальтов формально разных геохимических типов (островодужных и окраинноморских), наличие мелко-обломочных эруптивных пород, удаленных от материнских вулканических аппаратов. Вулканогенный разрез накапливался в асимметричной рифтоподобной морфоструктуре, вероятно, непосредственно на меланократовом основании в виде полностью серпентинизированных ультрабазитов, которые впоследствии составили матрикс меланжа. Нижняя толща с раннеэмскими известняками приурочена к западному борту, тогда как бескарбонатная средняя толща с яшмами позднего эмса-эйфеля начала формироваться в более глубоководных условиях у восточного борта, «трансгрессивно» перекрыв первую в осевой части структуры. В южной ее половине вторая толща надстраивалась вулканогенно-осадочной верхней толщей (см. рис. 1).

В целом можно констатировать, что на рассмотренном участке зоны Главного Уральского разлома магматическая активность в течение силура – начала среднего девона скачкообразно мигрировала с запада, от лерцолитовых массивов, на восток в сторону южного окончания Тагильской палеодуги, имевшей восточную полярность [7]. Ее тыловая часть, маркируемая ранне-среднедевонскими рифогенными известняками, в эмсе-эйфеле была рассечена вулканическим грабеном, который в северном направлении выклинивался. Формационно и петро-геохимически накопившиеся вулканиты наиболее близки к вулканиче-

ским образованиям тыловодужных зон. Однако в отличие от последних омоложение магматических продуктов происходило не в обычном направлении – от фронтальных частей островодужных систем вглубь тыловых, – а в противоположном. Это было связано с их формированием в рифтоподобной трансформной структуре, заложение которой было отмечено становлением офиолитового «разреза» лерцолитового типа, что считается присущим трансформным разломам в пределах океанической литосферы [10]. На Южном Урале такой разлом протягивался вдоль континентальной окраины. Вероятно, он соединял по крайней мере с силура Тагильскую энсиматическую дугу с находящейся много южнее (в современных координатах) Губерлинской энсиалической дугой, которая существовала вдоль западного края Уралтауской зоны в интервале средний ордовик – средний девон [3]. При этом южный сегмент палеотрансформы имел иное, чем северный, структурное и вещественное выражение.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты 02-05-64503 и 04-05-64899.

Литература

1. *Знаменский С.Е.* Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Ю. Урал). Уфа: УНЦ РАН, 1994. 20 с.
2. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: Ин-т геологии УНЦ РАН, 2000. 140 с.
3. *Руженцев С.В., Самыгин С.Г.* // Геотектоника. 2004. № 4. С. 20–44.
4. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.
5. *Савельев А.А., Бибилова Е.В., Савельева Г.Н., Спадеа П., Перцев А.Н., Скэрроу Дж., Киризова Т.И.* // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76. Вып. 1. С. 22–29.
6. *Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А., Книппер А.Л., Спадеа П., Гаджеров Л.* // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–117.
7. *Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е.* // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
8. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.
9. *Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M.* // Can. J. Earth Sci. 1979. V. 16. N 9. P. 1874–1882.
10. *Boudier F., Nicolas A.* // Earth a. Planet. Sci. Let. 1985. V. 76. N 1/2. P. 84–92.
11. *Ishizuka H., Kawanobe Y., Sakai H.* // Geochemical Journal. 1990. V. 24. P. 75–92.
12. *Meschede M.* // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.
13. *Savelieva G.N., Saveliev A.A.* // Ofioliti. 1992. V. 7. N 1. P. 117–138.

Тектонические закономерности размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений

Тектонические закономерности размещения рудных месторождений остаются важнейшей частью научных основ металлогении и теории рудообразования. Выявление и использование рудоконтролирующих тектонических факторов самым прямым образом отражается в эффективности прогнозирования, поисков и разведки месторождений. Смена тектонических парадигм влияет на состояние глобальной и региональной металлогении, но в малой мере сказывается на представлениях о локальных тектонических факторах, контролирующих образование и размещение оруденения в пределах рудных районов, полей и месторождений. Меняется содержание генетических моделей разномасштабных рудообразующих систем, в основном, их глубинных частей, а не относящихся к сфере рудоотложения. Вероятно, это отчасти объясняется традиционным неадекватным использованием в рудной геологии специализированных тектонических теоретических разработок. В то же время несомненно и другое. Исследование рудных месторождений, их геологической позиции и геодинамических условий образования, особенно крупных и сверхкрупных месторождений, представляет обширную информацию по особенностям геологического развития рудоносных территорий, в частности, их тектоническому развитию, которую целесообразно, а скорее необходимо использовать для понимания разномасштабных тектонических событий и явлений.

Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира относятся к числу наиболее распространенных рудных месторождений и, по-видимому, к числу наиболее детально изучаемых. Анализ закономерностей размещения и тектонических условий образования этих месторождений позволяет рассмотреть актуальные проблемы, вопросы, решение которых в равной мере отвечает задачам развития тектоники и рудной геологии.

Золоторудные эпиптермальные и золотосодержащие медно-порфировые и колчеданные месторождения образуют наиболее выразительный глобальный металлогенический пояс – Тихоокеанский, в пределах которого выделяются региональные пояса, различающиеся по возрасту (от четвертичных до меловых), металлогеническому стилю и продуктивности на золото. Частично эти различия увязываются с геодинамическими особенностями: с островодужным молодым вулканизмом в Папуа-Гви-

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

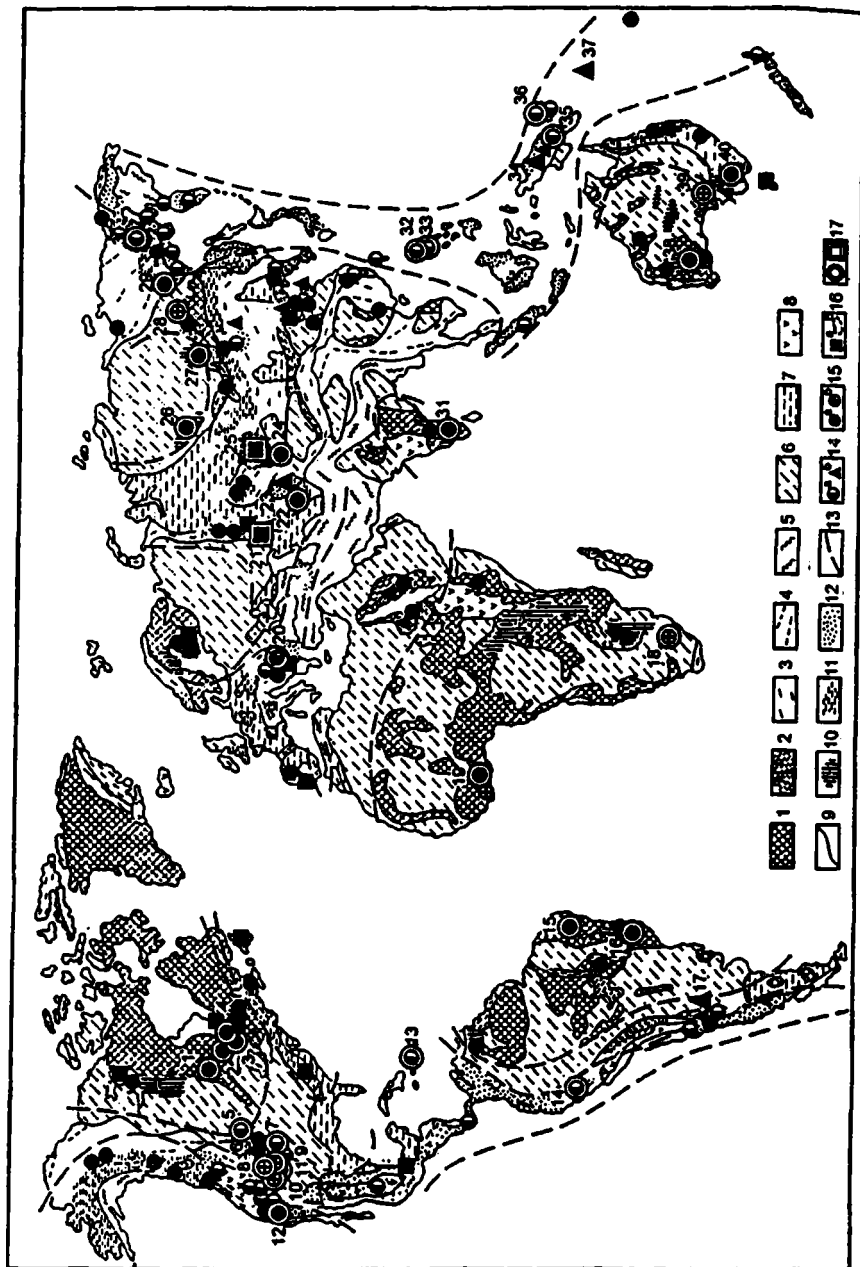


Рис. Распространение крупных (≥ 100 т) и сверхкрупных (≥ 500 т) золоторудных и золотосодержащих месторождений.

1 – шиты; 2–4 – подвижные пояса: 2 – протерозойские; Африканский континент (а) и Южно-Американский (б), 3 – палеозойские, 4 – мезозойские; 5 – кайнозойские вулканические пояса; 6 – осадочный чехол древних платформ; 7 – осадочный чехол постпалеозойских платформ; 8 – крупные вулканические поля; 9 – границы кристаллических массивов; 10–12 – основные пояса и области развития месторождений различного возраста: 10 – позднерайского-раннепротерозойского, 11 – палеозойского-мезозойского, 12 – мезозойского-кайнозойского; 13 – контуры металлогенических провинций; 14–16 – крупные месторождения: 14а – эпитеральные, 14б – медно-порфиновые, 15а – мезогипотермальные, 15б – уникальные: карлинского типа, золотосносные конгломератов, золото-медно-железоокисные, эльконского типа, 16а – колчеданные, 16б – золотосносные районы; 17 – сверхкрупные месторождения указанных выше типов (14–16): 1 – Ред Лейк, 2 – Хемло, 3 – Керкленд-Лейк, 4 – Поркьюпайн, 5 – Хоумстейк, 6 – Бингхем, 7 – Крипл-Крик, 8 – Пост-Бетсе, 9 – Голд Квари, 10 – Голд Страйк, 11 – Твин Крик, 12 – Мазер Лод, 13 – Пуэбло Вьехо, 14 – Янакоча, 15 – Фазенда Бразильеро, 16 – Морру Велью, 17 – Бадже де ла Алимбрера, 18 – Витватерсранд, 19 – Ашанти, 20 – Рошия Монтана, 21 – Гайское, 22 – мурунтау, 23 – Алмалык, 24 – Кумтор, 25 – Рудно-алтайский, 26 – Олимпиада, 27 – Сухой Лог, 28 – Центрально-Алданский район, включая Элькон, 29 – Нежданское, 30 – Колымский, 31 – Колар, 32 – Лепонто, 33 – Фор Саутист, 34 – Гросберг, 35 – Поргреа, 36 – Лэдолэм, 37 – Пангуна, 38 – Калгурли, 39 – Олимпик Дэм, 40 – Бендиго

нейском сегменте связаны наибольшие концентрации золота (около 5000 т по сумме месторождений) при подчиненных скоплениях меди; в Южно-Американском окраинном вулканическом поясе это соотношение меняется, медные концентрации наиболее значительны, хотя здесь представлены также крупные (>100 т Au) и сверхкрупные (>500 т) месторождения золота (рисунок).

Металлогенические закономерности фанерозоя и докембрия более разнообразны и часто менее определены. Большинство зарубежных и частью отечественных исследователей они соотносятся с плейт-тектонической историей развития земной коры. Р. Керричем с соавторами размещение крупных месторождений золота увязывается с суперконтинентальными циклами – периодами аккреции и распада суперконтинентов, начиная с рубежа в 3 млрд лет [3]. При этом образование эпитеральные месторождений соотносится также с граничными вулканическими поясами и внутриокеаническими дугами, как и колчеданных, и медно-порфиновых месторождений. Однако в мезозойских и палеозойских рудных поясах в пределах России эпитеральные месторождения золота известны и в областях тектоно-магматической активизации, которые в изложенной концепции практически не учитываются. Отмечается только связь уникального месторождения Олимпик Дем (Cu, U, Au) с анорогенным магматизмом. Проявления Au-U и U-Au оруденения, свойственные областям протерозойской и фанерозойской активизации, как указанными, так и другими авторами с геодинамической точки зрения не рассматриваются.

Накопленная информация по закономерностям образования и размещения золотого и комплексного, особенно золото-уранового оруденения, в областях активизации в работах отечественных исследователей (А.Д. Щеглов, Н.П. Лаверов, Д.В. Рундквист, В.И. Казанский и др.), как и новые данные по условиям образования уран-золотоносных рифов Витватерсранда [2] показывают явную недостаточность исследований тектоники областей активизации, их связей с плюм-тектоникой и другими внешними факторами. Представления о связи оруденения Витватерсранда с поступлением газовой гидротермальной флюидов в прибрежную зону внутреннего моря корректируются с данными об особенностях рудной минерализации ранних прогибов в складчатых областях (Бодайбо – Сухой Лог и др.) и должны учитываться при разработке моделей полигенного образования как областей активизации, так и складчатых поясов. Класс орогенных – гидротермальных месторождений золота, характерных для орогенов различной природы, в настоящее время представляется наиболее громоздким, вмещающим разнородные месторождения, формировавшиеся в различных тектонических обстановках. В этом классе сейчас объединяются месторождения, сформированные в интервале глубин 3–15 км, однако расшифровка тектонических режимов образования разноглубинных месторождений с учетом масштабных масса-переносов, выделения периодов рудоподготовительных и собственно рудных, общей продолжительностью от первых миллионов лет до 400–500 млн лет, по данным ряда исследователей [1], требует новых подходов к анализу тектонических условий рудообразования.

Обширная информация по термобарометрии рудообразующих процессов, представляющая объективные данные по глубинам проявления этих процессов, представляет данные о режимах поднятия–опускания рудовмещающих блоков земной коры, часто не отвечающих современным тектоническим представлениям. Комплекс проблем, взаимноинтересных для тектоники и рудной геологии обширен и важен для решения как научных, так и практических задач.

Литература

1. Рундквист Д.В. // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 6. С. 467–471.
2. Сафонов Ю.Г. // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 305–320.
3. Kerrich R., Goldfarb R. Groves D. et al. // Science in China (ser. D). 2000. V. 43. P. 1–55

Диапиризм и проблемы алмазонасности докембрия Карелии

Мантийный диапиризм как глобальный геологический процесс представляет собой генетическую часть и палеовулканологии, и геотектоники. В палеовулканологии геотектоническому понятию «мантийный диапир» соответствуют понятия «вулканическая корневая очаговая система», «центр эндогенной магматической активности (ЦЭМА)», «надочаговая зона ареала активного вулканоплутонизма», «вулканотектоническая структура», «тектоно-магматическая» структура и ряд других. Мантийные диапиры – это трансоровые флюидно-магматические потоки с четко отраженными радиальными очертаниями локализованные в зонах хрупко-пластичных деформаций земной коры и обладающие протяженной мантийно-коровой системой телескопированного питания. Истоки мантийных диапиров, таким образом, находятся в тех частях недр мантии, которые формируют потоки флюидов (граница внешнего ядра и нижней мантии).

Палеовулканологические реконструкции разновозрастных центров эндогенной магматической активности Карелии позволили установить коровые критерии диапира, провести периодизацию вулканоплутонических событий, связанных с его становлением, и тем самым охарактеризовать механизм формирования диапира. Выявлено большое разнообразие диапиров, формировавшихся в различных геотектонических обстановках и имеющих различный геологический эффект. Яркими примерами мантийных диапиров в докембрии Карелии являются вулканотектонические структуры, тектоно-магматические пояса, многофазные интрузивные комплексы центрального типа, расслоенные интрузии, трансрегиональные пояса даек, камерно-инъекционных тел и др.

В целях прогнозирования поисков месторождений алмазов в Карелии наибольший интерес представляют Калевальский ЦЭМА с эпицентром в районе Костомукши-Вокнаволока и Салминский ЦЭМА с эпицентром в районе Сортавала-Куркийоки. Эти площади признаются перспективными для поисков алмазов. Костомукшское лампроитовое поле признано крупнейшим в мире проявлением рифейского алмазонасного лампроитового магматизма [2]. Хотя сопоставляемые структуры разновозрастны (первая сформирована в позднем архее, а вторая – в раннем протерозое), они формировались циклически на раннеархейской протокоре. Эти структуры имеют также сходство в глубинном строении и характере геофизических полей [8]. Центральная наддиапировая зона характеризуется регионально положительным магнитным полем, которое к периферии постепенно сменяется на регионально отрицательное. Для них характерна аномально высокая электропроводность коры [6],

¹ Институт геологии (ИГ) КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

наблюдается ступенеобразное погружение поверхности Мохо. Геолого-геофизическую модель диапира и его энергетическую сущность рассмотрим на примере Салминского ЦЭМА.

Салминский ЦЭМА размещается в зоне пересечения краевой геотекстуры Полканова и Ладожско-Ботнической флексуры, служащей шовной зоной между Карельским и Ладожским геоблоками. Развитие диапира соответствует длительности свекокарельского тектоно-магматического цикла. Динамика развития мантийного диапира, по геологическим данным, с момента его первых признаков на уровне земной коры до полного вырождения распадается на ряд периодов: преддиапировый, раннедиапировый, зрелого диапиризма, позднедиапировый и постдиапировый. В преддиапировую стадию формируется поднятие. В начальную, людииковийскую, стадию происходит интенсивное излияние платобазальтов, образовавшихся в условиях спокойных массовых выплавов в обстановках термостатирования верхней мантии, обеспечивающихся спадом давления и разуплотнением. Энергетическим источником для магнообразования служил глубинный флюид мантийного плюма. Вместе с платобазальтами в зоне сдвиговых деформаций проявлена тоналит-плагиогранит-дацит-плагиориолитовая вулcano-плутоническая ассоциация в виде пояса неков, малоглубинных интрузий камерно-инъекционных тел общей протяженностью не менее 12 км. С эволюцией диапира наблюдается углубление магматических очагов и формирование базит-ультрабазитовых вулcano-плутонических ассоциаций, локализующихся преимущественно в центральной наддиапировой зоне.

Вулканизм центральной, калевийской, зоны имеет ареальный характер. Наряду с базит-ультрабазитовыми, здесь присутствуют лавовые потоки среднего и кислого составов, лавобрекчии, агломератовые туфы, кристаллокластические и витрокластические туфы кислого состава. Широко развиты серии даек разнообразного вещественного состава, а также разнотипные субвулканические пластовые и секущие интрузии. Отличительной особенностью центральной диапировой зоны является проявление в период зрелого диапиризма регионального метаморфизма вплоть до гранулитовой фации, дегидратационного плавления калевийских метаосадков и гранитизации под воздействием мантийного восстановленного флюидного потока, обогащенного H_2 , несущего в земную кору калий и сопутствующие литофильные компоненты (Li, Rb, Cs, Ba, Sr). Именно высокая разогретость коры служит причиной широкого развития разнотипных пород среднего состава, способствуя процессам смешения магм.

В заключительную стадию формируются массивы плагиомикроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов средней глубинности с инъекционным характером контактов. В центральной наддиапировой зоне граниты характеризуются повышенной щелочностью, повышенным содержанием Ва и низкой концентрацией редких металлов. В периферической зоне развиты низкотемпературные мусковитовые грани-

ты с повышенной концентрацией Rb, Nb, Y. С ними связаны рудопроявления Sn, Mo, W. Это свидетельствует об их формировании в условиях повышенной активности H₂O (малоглубинный источник расплавов).

Таким образом, с развитием диапира образуется зональность в проявлении как мантийного, так и корового магматизма, определяющаяся глубиной магмогенерации и характером флюидного режима. Отмеченное различие в характере флюидного режима и глубинности магматических источников в центральной части диапира и его периферии, является коровым критерием проявления диапиризма. Строение диапира, по сейсмическим данным, соответствует Северо-Ладожскому мантийному своду [4]. По данным МОБЗ, он ограничен падающими навстречу друг другу под углами 60–40° Приозерским и Рускеальскими разломами, которые имеют тенденцию к сочленению на глубине 100–120 км, образуя чашеобразную форму структуры. Внутреннее пространство структуры также содержит разломы параллельные ограничивающим. Палеовулканологические исследования мантийного магматизма Салминского ЦЭМА позволяют предположить, что ограничивающие расходящиеся разломы сформировались при подъеме плюма до уровня верхней мантии, а параллельные им внутрискрутурные разломы – при последующем мантийном вулканоплутонизме, обеспечивая повышенную проницаемость литосферы, которая доказывается наличием здесь крупной аномалии электропроводности [5].

Распределение суммарной продольной проводимости коры [6] на различных уровнях глубинности (верхние 10 км, 10–25 км и 25–50 км) свидетельствует о том, что она обусловлена различными причинами и формировалась последовательно вместе с развитием диапира. Высокая проводимость верхней коры связана с восстановительным характером флюидного режима региональной гранитизации и гранитообразования, благодаря чему здесь развит графит, а также сульфидные горизонты в составе калевийских вулканогенно-осадочных пород. Интерпретация повышенной проводимости литосферы на больших глубинах менее определена, но, по-видимому, обусловлена тектоническими особенностями глубинного строения центральной части диапира.

В постдиапировый период в его центральной зоне образовались дайки лампрофиров [3, 7]. Связь сейсмичности с глубинными зонами электропроводности, примером которой является Куркийокский и Западно-Валаамский эпицентры землетрясений Западного Приладожья свидетельствуют о длительной тектонической активности рассмотренной наддиапировой зоны, обеспечивающей условия для проявления алмазносного кимберлитового магматизма. Аналогичная повышенная сейсмическая активность характерна и для Калевальского диапира Западной Карелии [1]. Таким образом, данные палеовулканологического и геофизического изучения мантийных диапиров, проявленных на площадях, имеющих признаки перспективности поисков месторождений алмазов, позволяют конкретизировать зоны поиска. Перспективными являются

центральные зоны мантийных диапиров. Эволюция мантийно-коровых процессов этих диапиров создает повышенную проницаемость их центральных зон, восстановительный характер флюидного режима и обеспечивает глубинные магматические источники кимберлитовых магм.

Литература

1. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск, 2004. 351 с.
2. Журавлев В.А. Костомукшское лампроитовое поле Республики Карелия. В кн.: Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы – 50). Материалы научно-практической конференции. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С.135-137.
3. Иващенко В.И., Лавров О.Б. Лампрофировые дайки района Акинсалми-Калто (Западное Приладожье). В кн.: Геология и магматизм докембрия Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ, 1992. С. 79–82.
4. Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии. В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. 351 с.
5. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц И.Л. и др. // Вестник СПбГУ. Сер. 4. 1998. Вып. 4. С. 25–33.
6. Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданыц И.Л. и др. Особенности строения Карельского региона по данным геоэлектрических исследований. В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Петрозаводск, 2004. 351 с.
7. Светов А.П., Свириденко Л.П. Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск, 1995. 211 с.
8. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л., 1980. 216 с.

К.И. Свешников¹

Трансрегиональные плутонические пояса – особый тип структур литосферы

Все крупные тектонические структуры (структурно-формационные зоны, тектонические блоки, прогибы и т.д.), слагающие основу при районировании регионов (щитов, платформ, складчатых областей), выделены на основании изучения особенностей породных сочетаний, в составе которых ведущую роль играют стратифицированные толщи (осадочные, метаморфические, вулканогенные), обладающие относительно непрерывным развитием в пространстве. Плутонические тела рассматривают как второстепенные компоненты таких структур либо как наложенные на них. В последнем случае такие тела обычно слагают пояса различной протяженности, нередко выходящие за пределы отдельных структурно-формационных зон (районов) и даже регионов. В случае небольших тел и даек расстояние между отдельными телами относительно невелико,

¹ Львовский национальный университет, Львов, Украина

поэтому поясной характер их распространения и связь с разрывными нарушениями устанавливаются вполне однозначно. Однако, чем больше размеры однотипных по составу плутонических тел, тем большими оказываются расстояния между ними (интервалы между такими телами могут достигать десятков и сотен километров), поэтому выделение и изучение плутонических трансрегиональных поясов требует корреляции геологических образований целых регионов.

Протяженность плутонических поясов составляет обычно от сотен до 2000 км, каждый из них пересекает несколько структурно-формационных зон. Такие пояса обладают рядом признаков, заставляющих рассматривать их как целостные самостоятельные геологические структуры. Массивы в пределах одного пояса часто повторяются в пространстве с определенным «шагом», размеры их, петрохимические особенности и радиологический возраст последовательно меняются в одном направлении, что может рассматриваться как латеральная изменчивость магматической ассоциации. Для наиболее сложных систем, включающих несколько поясов разного состава, может быть установлена симметричная поперечная зональность. Примерами таких трансрегиональных плутонических поясов могут служить: а) Приазовско-Прибалтийский пояс плутонов рапакиви и родственных им субщелочных гранитоидов, прослеживающийся параллельно западной границе Восточно-Европейской платформы на расстояние не менее 2000 км [5] и пересекающий три различных геоблока – Воронежско-Украинский, Белорусско-Прибалтийский и Фенноскандинавский; б) Кодаро-Ярогинский пояс нормальных и высокоглиноземных гранитов кодарского комплекса, прослеживающийся в северо-западной части Алдано-Витимского щита на расстояние 500 км и пересекающий три различных структурно-формационных зоны [1] и ряд других.

Примером сложно построенной системы плутонических поясов является часть Восточной Азии от бассейна р. Лены на севере до Южного Гоби на юге и от оз. Байкал на западе до Тихого океана на востоке, охваченная в палеозойско-мезозойское время интенсивными проявлениями так называемого внегеосинклинального магматизма. Последние в пределах всей области подчиняются некоторым общим закономерностям, позволяющим анализировать ее как одно целое. В частности, во всех районах установлена одинаковая возрастная последовательность магматических процессов: 1) диорит-гранодиоритовая или монзонит-сиенитовая, 2) щелочносиенит-граносиенитовая или гранитовая, 3) диоритпорфирит-гранитпорфировая ассоциация (первые две представлены достаточно крупными плутонами, третья – массивами разных размеров и многочисленными дайковыми поясами). Во всех ассоциациях в восточном направлении уменьшается радиологический возраст и отмечаются однонаправленные изменения петрохимического состава, высокощелочные ассоциации образуют субширотные пояса, занимающие симметричное положение вдоль северной и южной границ системы. Перечисленные примеры охарактеризованы более подробно в работе [3].

Принципиально важной особенностью таких поясов, не отмечавшейся ранее, является то, что при дисперсном характере распределения магматического материала (плутонических тел) на приповерхностных уровнях на глубине им отвечают сплошные неоднородности, устанавливаемые геофизическими методами. Приведем несколько примеров.

1. В западной части Украинского щита известен пояс небольших плутонических тел метаультрабазитов и метагабброидов архейского возраста, прослеживающийся в меридиональном направлении на расстояние более 100 км вдоль так называемого Первомайско-Трактемировского разлома. По составу здесь преобладают представители пироксенит-перидотитового формационного типа, но, по данным разных исследователей, здесь также присутствуют тела дунит-гарцбургитовой, габроноритовой, габродиабазовой формаций. В южной части пояса вмещающими породами служат толщи палеоархейского гранулито-гнейсового, а в северной – неоархейского амфиболито-гнейсового метаморфических комплексов, то есть пояс пересекает границу двух структурно-формационных зон. По геофизическим данным, поясу соответствует увеличение мощности земной коры до 50–60 км при мощности около 40 км за пределами пояса. Разрез земной коры на всю мощность сложен аномально плотными и аномально магнитными образованиями, что позволяет предполагать присутствие здесь эклогито-подобных пород [5].

2. 2,0–1,9 млрд лет тому на территории южной части Восточно-Европейской платформы после стабилизации Воронежско-Украинского геоблока в зонах сочленения его с сопредельными Белорусско-Прибалтийским на западе и Волго-Камским геоблоком на востоке началось образование щелочноземельных вулканоплутонических ассоциаций «андийского типа», образующих целостную структуру – Воронежско-Волынский суперпояс длиной около 2000 км [4]. Суперпояс сложен несколькими близкими по возрасту и составу поясами, в которых плутонические образования резко преобладают количественно над вулканитами. Наиболее изучен Волыно-Полесский или Осницко-Микашевичский пояс, прослеживающийся на расстояние не меньше 600 км вдоль границы Воронежско-Украинского и Белорусско-Прибалтийского геоблоков. Геофизическими исследованиями (В.Б.Соллогуб и др.) в пределах верхней мантии здесь обнаружена определенная поверхность, рассматривавшаяся как граница палеоастеносферы. Не касаясь возможной генетической природы этой границы, отметим, что она отражает существование каких-то изометричных мантийных структур под Украинским щитом и линейных – под Волыно-Полесским поясом. Последнему отвечает минимальная глубина залегания этой поверхности при одновременно максимальной мощности базальтового слоя.

3. Внедрение каждого из массивов упоминавшегося выше Призовско-Прибалтийского плутонического пояса рапакиви и субщелочных гранитоидов было связано с одним или несколькими разломами древнего заложения, но не существует разрывной структуры, с которой можно

было бы связать формирование пояса в целом. В то же время, согласно данным, полученным со спутника Магсат [2], в западной части платформы обнаружена крупная аномалия, к осевой части которой тяготеет рассматриваемый плутонический пояс.

Таким образом, проявления однотипных по составу плутонических тел на больших площадях позволяют рассматривать их как результат деятельности самостоятельных глубинных магмагенерирующих структур. При этом очевидно, что все слагающие пояс массивы не могли возникнуть из одного магматического очага, поэтому появление их может быть объяснено лишь возникновением множества разобщенных очагов, давших в результате почти одинаковые магматические продукты. Последнее указывает на то, что такие очаги возникали в очень близких Р-Т условиях, что могло быть лишь в случае, если очаги располагались примерно на одинаковых глубинах (для одного пояса) в пределах одного субгоризонтального магмаактивного слоя. Соответственно, для разных поясов можно предполагать существование таких слоев или цепочек линз астеносферы на разных глубинах.

Литература

1. *Миронюк Е.П.* Нижнепроторозойские магматические и ультраметагенные образования. В кн.: Геология СССР. Т. 42. Южная Якутия. М.: Наука, 1972. С. 296–305.
2. *Пашкевич И.К., Марковский В.С., Орлюк М.И. и др.* Магнитная модель литосферы Европы. Киев: Наукова думка, 1990. 168 с.
3. *Свешников К.И.* // Литосфера. Минск 1999. № 10–11. С. 70–75.
4. *Свешников К.И.* Докембрийские вулканоплутонические ассоциации андийского типа и их положение в структуре фундамента древних платформ (на примере южной части Восточноевропейской платформы). В кн.: Вулканизм и геодинамика. Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии Уро РАН, 2003. С. 200–205.
5. *Свешников К.И., Пашкевич И.К., Красовский С.С.* // Геологический журнал. 1994. № 1. С. 69–80.

И.А. Свяжина¹, Г.А. Петров², А.В. Рыбалка³

Возможная связь современных и древних горизонтальных движений литосферных блоков Урала

Движения Европейского мегаблока и Восточно-Уральских террейнов, граничащих по Уральскому горному поясу, имеют определенную последовательность, которую можно проследить в фанерозое по результатам геофизических и геологических исследований. Наблюдения на станциях спутниковой геодезической сети (GPS) показывают, что гори-

¹ Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», Екатеринбург, Россия

³ Баженовская геофизическая экспедиция, Екатеринбург, Россия

зонтальные перемещения блоков происходят и в настоящее время. Эти движения в геологической истории Урала носят сложный характер и наблюдаются для региона в целом и отдельных блоков относительно друг друга.

Палеомагнитным методом изучены породы более сотни разрезов палеозоя и раннего мезозоя Северного, Среднего, Южного Урала и Северного Казахстана, между 61° с.ш. и 49° с.ш. [7–10]. Установлено, что уральские блоки испытали смещение на север, которое в разные периоды сопровождалось их вращением сначала против, а затем по часовой стрелке. В *ордовике*, времени заложения собственно уральских структур, регион имел субмеридиональное простирание и располагался в Южном полушарии. При этом Западный склон Урала – шельф Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК) находился на палеоширотах 5° ю.ш. – 20° ю.ш., а все Восточно-Уральские террейны, включая Тагильскую и Алапаевскую палеодуги, а также Кокчетавский блок, сгруппировались в приэкваториальной области, напротив современного Полярного Урала. В течение *ордовика* и *раннего силура* основной формой движения было смещение на север на расстояние не более 10° . Характер движения кардинально меняется на рубеже *позднего силур–раннего девона*, когда произошел резкий поворот блоков против часовой стрелки: ВЕК на угол около 90° , Восточно-Уральских террейнов – на 60° . В результате этих вращений Урал расположился вдоль экватора на широтах 2° ю.ш. – 8° с.ш. К концу *девона* параллельность палеомеридианов западного и восточного склонов Урала восстанавливается за счет поворота ВЕК уже по часовой стрелке. Эти события, возможно, связаны с коллизией Балтики и Лаврентии [5]. Вновь образованный континент, вероятно, оказался в сфере действия другой (или новой) конвекционной ячейки с противоположным направлением вращения. Начиная с *раннего карбона* и по *триас* включительно, основным движением уральских блоков становится смещение на север. В *позднем карбоне–ранней перми* палеошироты составляли 15° с.ш. – 20° с.ш., в *триасе* – $32\text{--}34^\circ$ с.ш., и взаимное положение литосферных блоков Западного и Восточного Урала стало соответствовать современному. Последнее обстоятельство могло осуществиться при условии «проскальзывания» Азиатской части Урала (Казахстанской плиты) относительно края ВЕК (Восточно-Европейской плиты) с отставанием меридиональной составляющей скорости примерно на 1 см в год. Возможно, конвергентная граница плит соответствовала палеозонам косой субдукции, продуцировавшим палеоостроводужные системы Урала.

Сравнение положения позднепалеозойских палеомагнитных полюсов, рассчитанных отдельно для Западного и Восточного секторов Урала, указывает на тенденцию смещения последних в послепермское время на северо-восток, т.е. движение плит после их столкновения не прекращалось.

В *мезозойское время* происходило разрушение позднепалеозойского Уральского орогена, растягивающие усилия неоднократно сменялись

сжимающими, что фиксируется мезозойскими и кайнозойскими депрессиями, в бортах которых известны надвиги, сдвиги и разломы со сложной кинематикой. Проявившаяся в мезозойское время позднекимерийская фаза тектонических деформаций не привела к формированию крупного орогена [6, 12]. Современная Уральская горная система является довольно молодым образованием (4–5 млн лет), в котором фрагменты мезозойского пенеблена местами подняты на высоту 600–800, олигоцен-миоценового – на высоту 500–600 м [1, 12]. Характерной особенностью ее является почти линейный характер горного хребта, имеющего протяженность более 2 тыс. км при ширине 200–500 км. Сравнение особенностей рельефа и глубинного строения Урала по нескольким опорным профилям ГСЗ показало следующее:

1. Большая часть поперечных разрезов рельефа имеет асимметрию («запрокидывание» на запад, реже на восток).

2. Западная граница современного Уральского орогена приблизительно совпадает с границей корово-мантийной линзы (выделяемой по данным ГСЗ) в нижней коре. Вместе с тем, наиболее высокие горные хребты, как правило, смещены к западу от области наибольшего погружения границы Мохо и наибольшей мощности слоя КМ [3,4].

Современные тектонические движения на границах Азиатской и Европейской плит в целом можно описать как правые сдвиги, сдвиго-надвиги или сдвиго-поддвиги [1, 4]. Этот общий характер движений нарушается в районах резкого изменения линейной конфигурации Уральского горного пояса (например, в районе Уфимского выступа и других). Так, анализ поля современных напряжений в северной части Среднего Урала показывает преобладание сжимающих усилий по азимутам 123–155 [2], что может быть связано с наличием элемента правого вращения в направлении движения Европейского мегаблока. Характер асимметрии рельефа показывает в ряде случаев «запрокидывание» Уральской горной системы на запад, то есть как бы «наползание» ее на окраину Восточно-Европейской платформы. Возможно, что частично движение происходит по обновленным палеозойским и мезозойским надвигам с восточным падением, которые наблюдаются на профилях МОВ И ОГТ к западу от Главного Уральского разлома. В тех районах Урала, где асимметрия рельефа не отмечается, возможно, преобладают сдвиговые движения вдоль простирания хребта и вертикальные клавишные движения блоков.

На схеме положения векторов *современных движений* блоков земной коры, полученных в результате обработки данных по станциям GPS, можно видеть, что векторы движения станций, расположенных на территории Европы, ориентированы на северо-восток; немногочисленные станции, расположенные в Центральной Азии, показывают преобладающее движение на восток и юго-восток.

Анализ геофизических и геологических данных позволяет сделать вывод о наличии преобладающей [11] характера движений мегаблоков современного Евразийского континента.

1. Сохраняется глобальное движение на север.
2. Сохраняется превышение северной составляющей скорости Европейского мегаблока относительно Восточно-Уральских террейнов примерно на 1 см в год, что также документируется в настоящее время результатами наблюдений обсерваторских станций спутниковой геодезической сети (GPS).
3. Зафиксированный палеомагнитными методами и начавшийся в девоне поворот Урала на восток (по часовой стрелке), судя по ориентировке азимутов максимальных напряжений верхней части земной коры Урала, продолжается и в настоящее время.

Литература

1. Бачманов Д.М., Говорова Н.Н., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г. // Геотектоника. 2001. № 5. С. 61–75.
2. Зубков А.В., Липин Я.И. // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 6. С. 792–793.
3. Лёвин Ф.Д., Фомин В.И. // Отечественная геология. 2001. № 3. С. 31–38.
4. Petrov G., Rybalka A., Sviazhina I.A. The present-day Urals mountains: do they result from an interaction of the European and Asian plates? // Joint meeting of URALIDES, GEORIFT, TESZ and SW-IBERIA Projects, Moscow, Russia, October 28-29, 2001. Abstracts. P. 24.
5. Петров Г.А. Некоторые тектонические последствия каледонской коллизии, фиксируемые на Уральской окраине палеоконтинента Балтика. В кн.: Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 180–183.
6. Пучков В.Н. // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66–75.
7. Связжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17–22.
8. Связжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 1. С. 36–44.
9. Связжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.
10. Связжина И.А., Пучков В.Н., Овчаренко А.В. Палеомагнитные реконструкции движений литосферных блоков Урала и Северного Казахстана от ордовика доныне. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII ектонического совещания, Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 2004. С. 145–147.
11. Связжина И.А., Петров Г.А., Рыбалка А.В. Об унаследованности движений блоков Европейского и Азиатского секторов Урала. В кн.: Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. М: ГЕОС, 2002. С. 79–80.
12. Сигов А.П., Ромашова В.И. Опыт определения эрозионного среза герцинид Урала с позднего палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя (методические рекомендации). Свердловск: УПГО, 1984. 93 с.

Д.Ф. Семенов¹

На какие структурные элементы следует делить литосферу Земли

Речь пойдет о целесообразности деления литосферы Земли, но не о попытке построения некой «объективной» картины строения верхней оболочки нашей планеты. Это важно подчеркнуть, ибо природа не клас-

¹ Вологодский государственный педагогический университет, Вологда, Россия

сифицирует, классифицирует человек. В литосфере можно выделять разные структурные элементы в зависимости от того, какие признаки и свойства взять за основу.

Согласно гипотезе «новая глобальная тектоника», являющейся геодинамической, верхняя оболочка Земли подразделится на литосферные плиты. Они зачастую включают участки континентов и ложа океанов, которые значительно различаются по строению земной коры и имеют различное геологическое содержание. Так, в Африканскую плиту включают континент Африку, юго-восточную часть Атлантического океана и западную часть Индийского океана. Между ними мало общего в геологическом строении. Объединение таких участков литосферы в одно геологическое тело противоречит основным методологическим принципам геологии.

Более корректно делить литосферу Земли на континенты, океаны и зоны сочленения между ними, вкладывая в эти структурные подразделения геологическое содержание. Каждое из них обладает специфической геологической структурой и вещественным наполнением – особыми формационными комплексами.

Континенты – такие геологические тела, вещественным наполнением которых являются геосинклинальные, орогенные и плитные формационные комплексы, а также комплекс основания. В структуре континентов выделяются платформы, геосинклинально-складчатые и геосинклинальные области.

Ложе океанов в геологическом смысле – это область распространения специфического формационного комплекса (океанического), состоящего из глубоководных слабокарбонатных глинисто-кремнистых отложений, местами прослаивающихся с базальтами особого состава. Только по наличию такого, океанического, формационного комплекса в древних толщах следует восстанавливать океаны геологического прошлого. Офиолиты, по нашему мнению, не могут служить основанием для реконструкции океанов, так как офиолиты геосинклинально-складчатых областей обычно «выколоты» из верхней мантии в орогенную стадию.

Нами показано [1], что зоны сочленения континента и океана также характеризуются особыми формационными комплексами переходного (транзитального) типа. Они несут на себе черты как геосинклинальных, так и орогенных комплексов: в них чередуются наземно-пресноводные или прибрежно-морские терригенные (часто угленосные) и относительно глубоководные кремнисто-глинистые группы формаций, дислокации имеют промежуточный тип (сочетаются линейно-вытянутые складки, брахискладки и купола).

Необходимо подчеркнуть, что геологическое развитие зон сочленения континента и океана не отражает переходный этап между океанической и континентальной стадиями. Это особый класс геологического развития самостоятельного структурного элемента литосферы.

В.В. Белоусов [2] выделил два основных типа «переходных зон» между континентами и океанами – тихоокеанский и атлантический. Их формационные комплексы различаются по составу: в тихоокеанском типе, в отличие от атлантического, широко развиты вулканиты основного и среднего состава, среди которых присутствуют известково-шелочные, шелочные и толеитовые разности.

Границы распространения формационных комплексов переходного типа обозначают границы зоны сочленения континента и океана. По площадям развития таких комплексов разного возраста реконструируются зоны сочленения континента и океана геологического прошлого. Наши материалы по Дальнему Востоку [1] показывают, что с олигоцена происходило расширение зоны сочленения континента и океана тихоокеанского типа в западном направлении за счет Азиатского континента.

Рассмотренная структура литосферы непротиворечиво объясняется с позиций гипотезы пульсирующей Земли. Эта гипотеза обосновывает образование и последующее расширение океанов, процессы рифтогенеза, глобальную систему глубинных разломов, решает проблему пространства для складчатых зон и другие.

Литература

1. Семенов Д.Ф. Геологическая природа зоны сочленения континента и океана. М.: Недра, 1986, 191 с.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982, 152 с.

К.Ж. Семинский¹

Отражение тектонофизических закономерностей формирования разломных зон в локализации связанных с ними рудных месторождений

В работе будут представлены закономерности распределения гидротермальных рудных месторождений, контролируемых разрывными нарушениями. Оруденение данного типа обычно локализуется в пространстве в пределах линейно вытянутых поясов, получивших название металлогенических или рудных. Существуют различные точки зрения на происхождение этих поясов, однако с позиций сегодняшнего дня очевидно, что большая часть из них в структурном отношении контролируется разломными зонами. Данный тезис еще более справедлив при тектонофизическом подходе к проблеме, в рамках которого под разломной зоной понимается не только зона тектонитов магистрального сместителя, но и существенно большие по размерам объемы горных пород, где имеют место генетически связанные с его формированием пласти-

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

ческие и разрывные деформации. Для таких объектов по итогам многолетних натурных и экспериментальных исследований [1] установлены следующие наиболее общие закономерности формирования внутренней структуры во времени и пространстве (рисунок).

1. Разломная зона любого типа и ранга формируется в течение трех главных дизъюнктивных стадий, каждой из которых соответствуют строго определенные деформационное поведение субстрата, его напряженное состояние, парагенезис разломов 2-го порядка, пространственные и временные вариации параметров разрывной сети. Разлом на ранней стадии формирования представлен широкой зоной распространения сравнительно мелких разнотипных опережающих разрывов, ориентированных под углом к генерализованному положению дизъюнктива в пространстве. Разлом на поздней дизъюнктивной стадии развития выражен достаточно узкой зоной распространения сравнительно крупных ветвящихся нарушений, образующих сложные сети в местах сочленения друг с другом и часто представленных одним разрывом между этими участками. Разлом на стадии полного разрушения представлен единым магистральным сместителем и разнотипными (приуроченными обычно к его изгибам) опережающими разрывами, причем разрушение деформируемого объема в данном случае является полным лишь с механической точки зрения, т.к. два обособленных блока контактируют друг с другом по достаточно мощной зоне тектонитов.

2. Тектоническая раздробленность субстрата разнотипных разломных зон характеризуется первичной неравномерностью, которая осложняется структурно-вещественной неоднородностью земной коры и нестабильностью воздействия тектонических сил. Конкретными выражениями этой неравномерности являются, во-первых, большая раздробленность активного крыла разлома по отношению к пассивному и, во-вторых, существование по простиранию дизъюнктива двух типов областей, развивающихся по-разному, что находит отражение в распределениях разрывов и смещений по ним. Продольная неравномерность разрушения характеризуется наличием постоянного шага между максимумами плотности разрывов 2-го порядка, значение которого возрастает в ходе эволюции внутренней структуры разломной зоны и становится наибольшим к концу поздней дизъюнктивной стадии ее развития.

Как показал анализ структур рудных полей и месторождений различных регионов мира, наиболее общие закономерности распределения продуктов магматизма и связанного с ним жильного оруденения в контролируемых разломами металлогенических зонах определяются в первую очередь пространственно-временной неравномерностью формирования их внутренней структуры. Несмотря на отсутствие прямых признаков взаимосвязи неравномерности разрывообразования и флюидной активности, ее существование косвенно подтверждается кардинальными различиями проявлений магматизма и гидротермального оруденения в разломных зонах, находящихся на разных стадиях развития (см. рисунок).

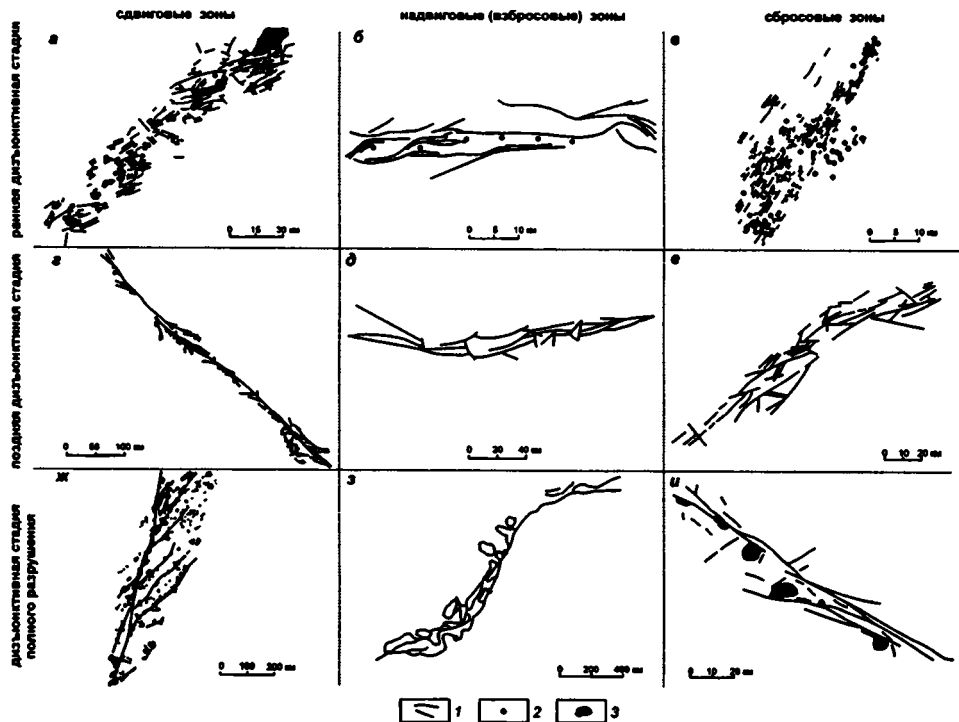


Рис. Примеры проявления регулярности в нарушении разрывами субстрата разломных зон, относящихся к разным типам и стадиям развития

а – Дербек-Нельгехинская сдвиговая зона в Верхоянье [2]; б – фрагмент Никитовской надвиговой зоны в Донбассе [3]; в – Узон-Гейзерная сбросовая зона на Камчатке [4]; г – Чингизская сдвиговая зона в Центральном Казахстане [5]; д – Туркестанская взбросовая зона в Тянь-Шане [6]; е – Кичеро-Джялоканская сбросовая зона на Северо-Байкальском нагорье [6]; ж – Сихотэ-Алинская сдвиговая зона в Приморье [7]; з – Скандинавская надвиговая зона [8]; и – сбросовая зона р.Ло во Вьетнаме [9]. 1 – разрывы; 2 – рудопроявления и месторождения; 3 – интрузивы

В разломных зонах ранней дизъюнктивной стадии интрузивные массивы одной формационной принадлежности располагаются в широкой полосе, не обнаруживая непосредственной связи с тектоническими нарушениями 2-го порядка. Разломные зоны стадии полного разрушения характеризуются существенно меньшими поперечными размерами и трассированием цепочками интрузивных массивов главного сместителя, а иногда и наиболее крупных оперяющих его нарушений 2-го порядка. Поздним дизъюнктивным стадиям развития, как занимающим промежуточное положение между двумя описанными выше стадиями, свойственно цепочечное распределение интрузивов в сегментах магистрально-го сместителя и существование узлов их повышенной концентрации на участках сочленения последних.

Еще более отчетливой является зависимость разновидностей структур рудных полей от состояния разрывных сетей, свойственных каждой из трех главных стадий развития вмещающих их разломных зон. Это послужило теоретическим основанием для составления новой систематики в рамках группы структур рудных полей и месторождений, контролируемых разломными зонами [10]. В ней подгруппы соответствуют временным стадиям разрывообразования зон разломов с характерным для каждой из них парагенезисом разрывов 2-го порядка, типы – разоб-щенным в пространстве (линейным и изометричным) участкам с отличающейся структурой, а подтипы – их более дробным разновидностям, охватывающим все основные типы рудных объектов, выделенных в более ранних классификациях.

Пространственная неравномерность разрывообразования находит отражение в поперечной зональности и продольной дискретности распределения магматизма и оруденения в металлогенических зонах. Первая заключается в существовании общей тенденции увеличения интенсивности процессов от периферии к осевой части при смещении максимальных концентраций в одно из крыльев. Асимметрия распределения обусловлена наличием поперечной миграции активности разрывообразования, приводящей к неодинаковой нарушенности крыльев дизъюнктива [1]. При этом наибольшая нарушенность, а, следовательно, и концентрация продуктов магматизма и рудообразования, свойственна активному крылу даже для разломов сдвигового типа. Преимущественной локализации оруденения в висячих крыльях взбросов, сбросов и надвигов, кроме их повышенной раздробленности, также способствует стремление к свободной поверхности флюидов, проникающих по сместителю.

Продольной неравномерностью структурообразования в разломных зонах объясняется известная из публикаций предыдущих исследователей [11–13] и подтвержденная нашими целенаправленными работами регулярность в распределении максимальных и минимальных концентраций продуктов магматизма и связанного с ним жильного оруденения. Величина шага зависит от условий деформирования (скорости нагружения, вязкости и размеров деформируемого объема, стадии развития раз-

ломной зоны и др.), но не всегда равна расстоянию между максимумами нарушенности. В обычно встречающихся случаях приуроченности нарушения к участкам равной, но не максимальной плотности разрывов картина распределения приобретает определенную специфику, установление которой может быть успешным только при дальнейшем комплексном исследовании структуры и вещества.

Литература

1. *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.
2. *Еловских В.В.* Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгехинской рудной зоны // Тр. ЯФАН, сер. геол. 1956. № 3. С. 93–105.
3. Месторождения металлических полезных ископаемых. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 269 с.
4. *Леонов В.Л.* Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.
5. *Самыгин С.Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.
6. *Лобацкая Р.М.* Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.
7. *Радкевич Е.А.* Положение гранитных интрузий в мезозойских структурах Тихоокеанского пояса. В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971. С. 259–268.
8. *Ставцев А.Л.* Тектоника и полезные ископаемые зон сочленения древних платформ и подвижных поясов. М.: Недра, 1983. 140 с.
9. Geological Map of Viet Nam (The North Part). Scale 1:1000000. Hanoi, 1973.
10. *Семинский Ж.В., Семинский К.Ж.* // Геология рудных месторождений. 2004. № 4. С. 24–38.
11. *Богацкий В.В.* Механизм формирования структур рудных полей. М.: Недра, 1986. 88 с.
12. *Воронов П.С.* Принципы сдвиговой тектоники. В кн.: Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. Вып.1. Л.: ЛГИ, 1988. С. 8–22.
13. *Плотников Л.М.* Структуры сдвига в слоистых геологических телах. Л.: Недра, 1991. 151 с.

В.И. Сизых¹

К вопросу об уточнении формулировки платформы

В последние годы вопросам формирования шарьяжно-надвиговых структур в краевых частях древних платформ и их складчатых обрамлений уделяется большое внимание [1–3 и др.]. Однако в большинстве случаев эти процессы рассматриваются раздельно как для складчатой рамы, так и для окраин платформ, что выглядит в какой-то мере довольно искусственно. Вероятно, этому способствует то, что в горном обрамлении процессы складкообразования выражены масштабно и контрастно, в то время как в пределах окраин древних платформ они в значительной мере затушеваны и проявлены не повсеместно. И это естественно, т.к. интенсивность процессов шарьирования направлена от

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

складчатой области к центру платформы, отражая временные коллизионные этапы [4, 5 и др]. До настоящего времени по инерции в зарубежных и отечественных словарях, учебниках платформы традиционно характеризуются как устойчивые консолидированные глыбы литосферы, не подверженные существенным деформациям, разве что кроме рифтообразования. Это мнение прочно укоренилось в умах геологов. Так, согласно международному тектоническому словарю [6, с.84], под платформой подразумевается «относительно стабильный сегмент континентальной коры, который слагают два наложенных комплекса: фундамент и породы чехла. В ходе их развития платформы испытывают *медленные вертикальные* (эпейрогенические) движения, выражающиеся как поднятием, так и опусканием». Однако, начиная с 70-х гг. появился новый материал, свидетельствующий о *большеамплитудных горизонтальных* подвижках в фундаменте и осадочном чехле молодых и древних платформ. Привычное мнение о платформах как о полностью пассивных элементах, сложенных исключительно ненарушенными породами, уходит в прошлое. Особенно широким развитием покровно-складчатые дислокации пользуются в краевых структурах платформ вследствие процессов крупномасштабного шарьирования покровно-складчатых поясов [7, 8].

Так, новые данные о наличии в фундаменте Балтийского щита шарьяжно-надвиговых дислокаций получены в результате проходки Кольской сверхглубокой скважины [9]. В фундаменте Волго-Уральской нефтегазосной области по геофизическим данным установлены многочисленные надвиги протяженностью в десятки и сотни километров [10]. Выявлено существенное значение шарьяжно-надвиговых дислокаций на Северо-Американской [11–13], Австралийской платформах [14], Бразильском щите [15], в Гренландии [16] и т.д. Таким образом, существующую формулировку платформы на данном этапе изученности можно несколько уточнить и расширить. Под платформой мы подразумеваем относительно стабильный сегмент земной коры, сформированный породами двух комплексов: кристаллического фундамента и осадочного чехла, развитие которых испытывает *не только вертикальные (эпейрогенические) движения, но и горизонтальные большеамплитудные подвижки краевых структур в зонах непосредственного сочленения окраин платформ с подвижными поясами.*

Поскольку в работе часто упоминается термин «окраина платформы», необходимо пояснить какой смысл в структурном плане мы вкладываем в это понятие. Под окраиной платформы в структурном отношении мы понимаем краевую систему платформы в трактовке Л.П.Зоненшайна [17], куда он включал собственно платформенный склон, краевой прогиб и миогеосинклинальную зону (шельф пассивной окраины платформы). При этом все упомянутые структурные элементы в той или иной мере затронуты шарьяжно-надвиговыми дислокациями с последовательным перемещением чешуйчатых веерообразных структур от периферии к

центру платформы. Таким образом, крайними членами латерального ряда «платформа–подвижный пояс» являются собственно платформенный склон – комплексы платформенных формаций и зона комплексов островодужных и офиолитовых формаций. Находящиеся между ними краевой прогиб и зона комплексов субплатформенных формаций слагают область переходных структур между стабильным сегментом земной коры и подвижным поясом.

Сравнительный анализ шарьяжно-надвиговой тектоники окраин Сибирской, Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ показывает больше сходных черт, чем различий, что выражается в следующих признаках.

1. Главным объединяющим признаком является то, что окраины платформ крупномасштабно шарьированы покровно-складчатыми поясами. Везде кристаллический фундамент и осадочный чехол на многие десятки, а, возможно, и первые сотни километров погружаются (аллохтонно перекрыты) под складчатые сооружения. Это подтверждено многоканальным сейсмопрофилеированием на Урале, в Аппалачах, Кордильерах, Карпатах и в ряде других подвижных поясов. «Надвигание складчатых сооружений на платформу является общей закономерностью. Восточно-Европейская платформа со всех сторон обрамлена такими надвигами, амплитуда которых достигает десятков, а на отдельных участках (Скандинавские каледониды) и сотен километров. Такая же картина характерна для значительной части периферии Сибирской платформы – Иркутский амфитеатр, Енисейский кряж, Таймыр, Верхоянье. Установление этого надвигания открывает перспективы открытия поднадвиговых залежей, причем многоэтажных» [18, с. 49–50].

2. Краевые части платформ с прилегающим складчатым обрамлением характеризуются зональным строением, которое может различаться в деталях, но везде обладает единым механизмом – покровно-складчатые дислокации, волнообразно накатываясь друг на друга, особенно масштабно проявлены в пределах шарьяжно-надвиговых поясов, с постепенным затуханием амплитуды и процессов шарьирования от периферии к центру платформ, со сменой по латерали островодужных и офиолитовых комплексов комплексами шельфа пассивной окраины платформы, субплатформенными и платформенными формациями, что в полной мере наблюдается в зоне сочленения юга Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем и Енисейским кряжем [19]. Подобных же представлений придерживаются Ю.В. Казанцев [20] по отношению к аллохтонной структуре Урала, R. Hatcher [21] применительно к Аппалачам.

3. Значительную роль в строении кристаллического фундамента и осадочного чехла окраин древних платформ играют шарьяжно-надвиговые дислокации. При этом крупные пластины фундамента в региональном плане имеют вид антиклинальных выступов типа Туймазинского поднятия (Восточно-Европейская платформа). В осадочном чехле наблюдается отраженная складчатость, параллельная форланду

складчатых поясов, возникшая, с одной стороны, вследствие локальных тектонических выступов кристаллического фундамента, с другой – в результате крупноамплитудных бескорневых срывов по латерали пластичных пород, формирующих системы дизъюнктивных протяженных валов Уральского (Восточно-Европейская платформа), Прибайкальского (Сибирская платформа), Аппалачского (Северо-Американская платформа) типов.

4. Неоднократность периодов шарьирования, совпадающих по времени с региональными перестройками структурных планов, имеет место практически во всех зонах сочленения складчатых областей и древних платформ. В возрастном отношении надвиги зон сочленения складчатых областей Восточно-Европейской, Северо-Американской и Сибирской платформ заложились в раннем протерозое и далее полициклически развивались, охватывая рифей, палеозой, мезозой и частично кайнозой. Особую активность надвиги проявили в палеозое. Так, на Урале в палеозое установлены надвиги доордовикские, предэйфельские, предживетские, предфранские, предпозднекаменноугольные. В Аппалачах время образования надвигов определено как доордовикское, ордовикское, девонское и каменноугольное. В зоне сочленения Байкало-Патомского нагорья с Сибирской платформой основные этапы надвигообразования в палеозое установлены как преддевонский, на границе верхнего силура – нижнего девона, позднепалеозойский – на границе верхней перми–раннего триаса.

5. Характерными региональными краевыми структурами Сибирской, Восточно-Европейской, Северо-Американской платформ в форланде покровно-складчатых поясов являются передовые прогибы: Байкало-Патомский, Предуральский, Преаппалачский, имеющие шарьяжно-надвиговое строение и обладающие большими перспективами на углеводородное сырье.

Литература

1. *Anschutz P.F.* World Oil. 1980. V. 190. № 1. P. 111–116.
2. *Allmendinger R.W., Brewer J.A., Brown L.D. et al.* // Bull. Geol. Soc. Amer. 1982. V. 93. P. 1253–1263.
3. *Lambeck K.* // Austral. Journ. Earth Sci. 1984. V. 31. № 1. P. 25–48.
4. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
5. *Сизых В.И.* Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН Филиал «Гео», 2001. 154 с.
6. Международный тектонический словарь. Под ред. Дж. Денниса, Т. Муравски, К.Вебера. М.: Мир, 1991. 198 с.
7. *Сизых В.И.* // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 792–795.
8. *Сизых В.И.* Шарьяжно-надвиговая тектоника и перспективы нефтегазоносности венд-рифейских отложений юга Сибирской платформы. Результаты работ межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1992–1993 годы. Ч. I. Новосибирск, 1995. С. 171–174.
9. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 490 с.
10. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др.* Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.
11. *Oliver I.* // Science. 1982. V. 216. № 45, 47. P. 689–695.

12. Gries R. // AAPG Bull. 1983. V. 67. № 1. P. 1–28.
13. Schmitt I.G., Steichmann I.R. // Bull. Geol. Soc. Amer. 1990. V. 102. P. 494–501.
14. Штрейбс Н.А., Новикова А.С. Сравнительная тектоника архейских кратонов Западной Австралии и Южной Африки // Тектоника и некоторые проблемы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1984. С. 25–26.
15. Drake A.A., Morgan B.A. // Geol. Surv. Profess. Pap. 1980. №1119-B. P. 1–19.
16. Chadwick B. // Precamb. Res. 1985. V. 27. № 1/3. P. 215–238.
17. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналих и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
18. Хаин В.Е., Клецев К.А., Соколов Б.А. и др. Тектонические и геодинамические обстановки нефтегазоносности территории СССР. В кн.: Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 46–54.
19. Хоментовский В.В. // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 43–56.
20. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Загребина А.И. Характер структуры на юго-востоке Восточно-Европейской платформы В кн.: Современные проблемы шарьяжно-надвиговой тектоники. Уфа, 1997. С. 38–41.
21. Hatcher R.D. // Amer. Journ. Sci. 1978. V. 278. № 3.

В.И. Сизых¹, В.А. Павленов¹, Р.М. Семенов¹, А.Д. Басов¹

Тектоника переходных зон: платформа–подвижный пояс, закономерности образования и размещения углеводородов

Многоканальное сейсмопрофилирование, выполненное во многих покровно-складчатых поясах, в том числе в Альпах и Карпатах, т.е. в пределах Альпийско-Гималайского пояса, выявило тонкочешуйчатую структуру верхней части земной коры. На сейсмопрофилях хорошо видны шарьяжно-надвиговые пластины, а на глубинах 10–20 км прослеживаются крупные отражающие горизонты, по которым верхние структурные комплексы поясов смещены относительно нижних в сторону смежных континентов [1]. Наряду с Альпами и Карпатами, подобные срезы произведены через древние покровно-складчатые пояса: Аппалачи, Среднеевропейские варисциды, Средний Урал. На всех этих профилях видна аналогичная картина. В частности, на уральском профиле четко видно погружение Восточно-Европейской платформы вдоль главного Уральского разлома под Уральский покровно-складчатый пояс. Таким образом, подвижные пояса являются маркерами – индикаторными структурами областей длительного взаимодействия литосферных плит, а главным структурным выражением зон коллизии являются шарьяжи [2]. Двумя основными типами подвижных поясов являются окраинно-континентальные субдукционные пояса Тихоокеанского типа и межконтинентальные коллизионные Средиземноморского типа.

Гипотеза глобальной тектоники не только расширила, но и во многом изменила наши представления о развитии литосферы и её нефтега-

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

зоносных бассейнов. Месторождения нефти и газа, расположенные на краю континентов, стали связывать с бассейнами, образованными при конвергенции и (или) дивергенции литосферных плит, причем особое внимание стали обращать на зоны субдукции и рифтогенеза, рассматривая шарьяжно-надвиговые и раздвиговые дислокации в качестве структурного контроля нефтегазоносности. В классическом представлении месторождения нефти и газа приурочены к осадочным бассейнам, внутри которых нефтегазоносные залежи контролируются антиклинальными структурами. «Но ... сколько раз структура в виде антиклинали служила основанием для заложения скважин, и сколько раз оказывалось, что залежи связаны с ловушками другого типа»[3, с. 174]. Мировая практика последних лет показала большую практическую значимость поднадвиговых зон во фронтальных частях шарьяжно-надвиговых поясов активизированных окраин древних платформ.

Исходя из известной тектонической карты мира (под ред. Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина, 1982), подвижные пояса приурочены к окраинам континентов вследствие столкновения литосферных плит, а из анализа карты полезных ископаемых континентов мира (под ред. П.М. Татаринова, 1970) видно, что значительная часть нефтегазоносных провинций также тяготеет к окраинам континентов и пространственно совмещается с подвижными поясами. На основе вышеуказанных карт нами составлена карта подвижных поясов и нефтегазоносности мира, где с полной очевидностью наблюдается пространственная совмещенность покровно-складчатых структур, трассирующих подвижные пояса, и месторождений нефти и газа, образующих нефтегазоносные провинции мира.

С другой стороны, при сравнении карт сейсмичности, шарьяжно-надвиговой тектоники и нефтегазоносности мира отмечается пространственная сопряженность процессов, нашедших внешнее отражение в виде очагов землетрясений, формирующих сейсмические пояса, покровно-складчатых структур, трассирующих подвижные пояса, и месторождений нефти и газа, образующих нефтегазоносные провинции мира. Особенно контрастно это проявлено вдоль западной границы Северо-Американской, Южно-Американской плит и в зоне коллизии Индостанской и Евразийской плит.

Классическим примером регионального межконтинентального подвижного пояса может служить Альпийско-Кавказско-Гималайский, отделяющий Евразийскую плиту от Африканской, Аравийской и Индийской. Согласно геодинамической модели тектоники литосферных плит, шарьяжно-надвиговые структуры, обусловившие горообразование вдоль этой зоны с высочайшими вершинами земной поверхности, сформировались в результате северного дрейфа Индостанской плиты и ее коллизии с Евразийской. При этом во внутриконтинентальных районах Азиатского континента, как следствие этого процесса, образовались шарьяжно-надвиговые зоны, ограничивающие микроплиты второго порядка.

Фундаментальные исследования в области нефтидогенеза [4] позволяют относить углеводородное сырье к полезным ископаемым, сформированным в результате глобальных процессов. Логично допустить, что и пространственное размещение месторождений нефти и газа в недрах Земли также предопределено глобальными причинами. Действительно, анализ карты подвижных поясов и нефтегазоносности мира применительно к концепции тектоники литосферных плит позволяет выделить среди всего многообразия морфогеодинимических типов нефтегазоносных залежей две главные разновидности, в какой-то мере отражающие механизм образования залежей углеводородного сырья: месторождения, приуроченные к краевым частям литосферных плит, сопряженные с зонами субдукции, коллизии, и месторождения, обусловленные процессами рифтогенеза. Месторождения первого типа распадаются на залежи, сформированные в структурах океан–континент, континент–континент. Месторождения второго типа связаны с процессами межконтинентального и внутриконтинентального рифтогенеза.

Косвенным подтверждением отнесения нефтегазоносных залежей к вышеупомянутым двум типам являются экспериментальные данные результатов лабораторного моделирования. Работами последних лет установлено, что процессы превращения органического вещества (ОВ) в осадочных отложениях контролируются не только традиционными факторами катагенеза (температура, давление, каталитическая роль некоторых минералов), но и механической энергией Земли, высвобождающейся при тектонсейсмической деятельности. Этот вывод обосновывается результатами лабораторных экспериментов, в которых моделировались параметры осадочной толщи, находящейся в условиях активного тектонсейсмического режима.

В зонах активного тектонсейсмического режима области воздействия сейсмических процессов на преобразование ОВ распространяются на 300–500 км и более от их очагов. Сейсмически наиболее активными районами на Земле являются пограничные участки литосферных плит, где гипоцентры землетрясений расположены в полосе шириной 100–150 км. В результате экспериментальных исследований установлено, что волны с частотой от долей до единиц герца вызывают упругие деформации, ускоряющие во времени преобразование ОВ в десятки и более раз.

Т. Рикитак и А.С. Семенов [5] одними из первых обратили внимание на глобальный характер аномалий электрической проводимости к земной коре и верхней мантии.

Профессор Томского университета А.А. Воробьев много сделал для изучения импульсного электромагнитного поля Земли (ЕИЭМПЗ) в лабораторных и полевых экспериментах, особенно в связи с прогнозированием и поисками предвестников землетрясений. Были получены записи ЕИЭМПЗ на больших удалениях от эпицентров землетрясений в десятки и сотни км и показана их взаимосвязь. Им же была выдвинута гипотеза о существовании в тектонически активных недрах высоких на-

пряжений электрических полей и подземных молний, образующихся при смещениях и колебаниях блоков горных пород с высокими диэлектрическими свойствами. Он первым опубликовал статью о возможности образования из углеводородов нефти под воздействием электрических разрядов и холодной плазмы в Земле. Представления о преобразовании органического вещества под влиянием высокочастотных сейсмических вибраций развивают Н.В. Черский и другие [6,7].

Регистрация ЕИЭМПЗ для изучения напряженно-деформированного состояния используется в последнее время достаточно широко. Во время строительства Северо-Муйского железнодорожного тоннеля нами и научными сотрудниками Томского политехнического института, ВНИМИ метод ЕИЭМПЗ использовался для обнаружения зон концентрации высоких напряжений, которые обычно связаны с тектонически напряженными монолитными блоками. При регистрации ЕИЭМПЗ над трассой тоннеля над установленной при инженерно-геологических изысканиях мощной (около 800 м по поверхности) зоной тектонических нарушений, образованной пересечением трех крупных тектонических структур, нами была зафиксирована аномалия повышенных над фоновыми значений ЕИЭМПЗ. Обычно над такими зонами разрушенных пород (разломами) ЕИЭМПЗ очень слабое. Данную аномалию объясняли наличием высоконапорных вод в этой зоне. Многие гидрогеологические скважины, пробуренные для целей опережающего водопонижения по трассе тоннеля, работали на самоизлив, а некоторые фонтанировали во время проведения измерений ЕИЭМПЗ.

Можно полагать, что над залежами углеводородов и местами их образования существуют аномалии ЕИЭМПЗ, связанные как с пространственно-временными изменениями напряженно-деформированного состояния (зоны аномально высокого давлений), так и поведением плазмообразований и электрических пробоев между электропроводными зонами (слоями) на больших глубинах земной коры и в верхней мантии. Предпочтительным является изучение электрокинетических явлений фильтрационной и особенно сейсмоэлектрической природы. Следовательно, физико-геологическая модель нефтегазовой залежи, наравне с другими параметрами геофизических полей традиционно в нее входящим, может содержать параметры ЕИЭМПЗ и ЕЭП. Оценить полезность названных методов можно только после их практической апробации, в том числе на основе уже имеющихся материалов полевых исследований.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
2. Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2001. 154 с.
3. Перродон А. История крупных открытий нефти и газа. М.: Мир, 1994. 225с.
4. Конторович А.Э., Трофимук А.А., Башарин А.К. и др. // Геология и геофизика. 1996. Т.37, № 8. С. 6–42.

5. Семенов А.С. Геофизические оболочки Земли. В кн.: Вопросы геофизики. Вып. 26. Ленинград: Изд-во Ленинградского университета, 1977. С. 11–19.
6. Черский Н.В., Царев В.П. // Геология и геофизика. 1977. № 12(216). С. 88–98.
7. Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.И., Кузнецов О.Л. Влияние тектоносейсмических процессов на преобразование и накопление углеводородов. Новосибирск: Наука, 1985. 223 с.

А.В. Синцов¹

Некоторые особенности геодинамики Центрально-Южно-Евразийского региона

Своеобразие строения Центральной и Южной Европы и Азии, выделяя тихоокеанский атлантический типы континентальных окраин, отмечал Э.Зюсс. Объяснял он данное отличие широким проявлением инденторной тектоники в данном регионе. В настоящее время Ю.М.Пущаровским на севере Индийского океана в одном ранге с окраинами атлантического, восточно- и западно-тихоокеанского типов выделена область рассеянных континентальных отторженцев [1]. Взаимодействие отторженцев между собой приводит здесь к своеобразной ситуации, которую можно назвать обстановкой австралийского типа. Особенности такой обстановки определяются тем, что Австралийский материк повсеместно обрамляется шельфом, континентальным склоном, континентальным подножием, а на удалении от материка (1,5–4 тыс. км) располагаются глубоководные желоба с сопутствующими им структурами. В океаническом пространстве между материком и зонами субдукции располагаются фрагменты коры континентального и субконтинентального типа. Этот регион «является уникальным по сложности структуры и кинематике движений, включающих существование целого ансамбля микроплит, разделенных многочисленными зонами спрединга, субдукции и сдвиговых разломов. При этом вся эта мозаика возникла в основном за последние 85–80 млн лет истории Земли в процессе сложного взаимодействия конвергирующих... литосферных плит» [2, с. 373]. Примерно такая же ситуация существовала в относительно недалеком прошлом и в периафриканской акватории. При этих процессах к северо-западу от Австралии была образована внутритрокеаническая Индонезийская складчатая область.

Обстановки, подобные австралийской, являлись в прошлом (по крайней мере с верхнего рифея), по-видимому, характерными для геодинамики Центрально-Южно-Евразийского региона [3,4,5]. Их существованием можно объяснить гетерогенное, мозаично-блоковое (микроплитное) строение региона, обусловленное преобладанием аккреционных систем, сочетающихся с коллизионными линейными поясами. В частности, Цен-

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

трально-Азиатская подвижная область как единая структурная единица была сформирована в эпоху герцинской складчатости. До ее проявления в океаническом пространстве южнее (в современных координатах) Сибирского материка происходило столкновение периокеанических островных дуг, микроконтинентов, подводных плато и т.п. между собой с последующим приращением к континентальным массивам [6].

Кроме того, по южной окраине Евразии широкое развитие получили «остаточные бассейны» средиземноморского типа, также отсутствующие на тихоокеанских окраинах. Внутренние моря средиземноморского типа, по [7,8], сформировались за счет отгораживания глубоких океанических заливов (океанических рукавов) на краях сходящихся континентов. Кроме Средиземного моря к структурным элементам данной геодинамической обстановки принадлежат Черное, Каспийское моря, Карибский бассейн, возможно, море Банда [7]. Во всех остаточных морях осадочные толщи залегают на реликтах океанического или близкого к океаническому основания и для них характерна повышенная сейсмичность с глубокофокусными очагами, отмечающими структуры, во многом подобные зонам субдукции или их рудиментам. В Средиземном море, в его восточной части, распознается также обстановка, аналогичная Коралловому морю пассивной окраины Австралии.

На западе Южного океана в проливе Дрейка, разделяющем Южную Америку и Антарктиду, и на его востоке между Индонезией и Австралией расположены весьма своеобразные структурные элементы – петлеобразные островные дуги, соответственно, Скотия и Банда, вытянутые в субширотном направлении. Подобная петлеобразная Антильская дуга имеется только в Карибском море (реликт океана Тетис), разделяющем Северную и Южную Америку; она также ориентирована в субширотном направлении. Южнее ее располагается еще не поглощенный реликт субширотной Галапагосской зоны спрединга. Можно предположить, что такие петлеобразные субширотные островные вулканические дуги были в прошлом широко представлены в геодинамике периферии Евразии на западных и восточных ограничениях последовательно закрывающихся субширотных палеоокеанов. Гомологом такой петлеобразной островной дуги в Байкало-Муйском офиолитовом поясе могут явиться Килианская и Каралонская дуги с Пановским междуговым бассейном.

Особенности геодинамики субширотного Центрально-Южно-Евразийского региона обусловлены тем, что при его формировании взаимодействующие массы двигались в меридиональном направлении навстречу друг другу, и их столкновение осуществлялось «лоб в лоб». В результате в возникающих складчатых поясах складчатые деформации сменялись сдвиговыми, на которые наступало надвиговое поле [9, 10, 11]. Такая смена деформационных процессов обуславливалась (и обуславливается) широко проявленной в этих поясах инденторной тектоникой с пододвиганием инденторов (Аравия, Индостан в относительно недалеком геологическом прошлом и в настоящее время, Африка, Ав-

стралия, вероятно, в относительно недалеком будущем) под основной континентальный массив Евразии. Процесс взаимодействия в этом случае носит сложный характер. Океаническая плита, погружаясь под материковую, приближает находящуюся на ней островную дугу, микроконтинент, композитный террейн, горно-складчатое сооружение к границе столкновения. Сближение и последующее столкновение происходят за счет механического отделения части низов литосферы и погружения их блоков в мантию.

При погружении океанического «слоя» взаимодействуют уже только материковые части плит. Именно благодаря такому межматериковому сжатию имеет место экстремальное проявление наиболее интенсивной коллизии, возникают системы высокогорных складчато-покровных поясов, завершающих продолжительную и сложную структурную эволюцию.

В субдолготных зонах тихоокеанского типа такое нарушение связи между океанической и континентальной частями литосферных плит отсутствует, что сказывается в ином протекании геодинамических, в том числе складкообразующих и орогенических, процессов. Здесь преобладают различные виды субдукционной тектоники, коллизийные процессы не играют существенной роли. В поясах тихоокеанского типа при общем субпараллельном движении континентальных и океанических плит (Азиатской на юг, а Тихоокеанской на север на западе океана, Американских также в меридиональном направлении, но под небольшим углом к Тихоокеанской и Фараллон на востоке океана) взаимодействие между ними происходит в субширотном направлении. Инденторная тектоника в этих случаях отсутствует; более легкие континентальные массы с погружающейся плиты надвигаются на края континента, вследствие чего в них резко преобладают меланжево-надвиговые деформации в продолжении всего деформационного процесса. В случае различной скорости движения или же встречного трансформного движения плит здесь будут проявляться и сдвиги (например, правосторонний Сан-Андреас на востоке, левосторонний Сихото-Алиньский на западе Тихого океана), ориентированные субпараллельно границе взаимодействия [12].

Причины отличия геодинамики Центрально-Южно-Евразийского региона от тихоокеанских окраин заключается также и в том, что первый формировался под влиянием двусторонней субдукции, а последние – односторонней. Евразийская плита двигалась в южном направлении, а навстречу ей двигались плиты с материками гондванской группы. Поэтому в зонах конвергенции, находящихся на значительном удалении от Евразии, при встречном направлении субдукции океанических составляющих литосферных плит, происходили столкновения остающихся на поверхности масс с формированием начальных орогенно-складчатых систем. При дальнейшем развитии процесса с южной окраиной Евразии сталкивались уже не только блоки с континентальной или переходного типа корой, но и горно-складчатые системы, что приводило к созданию

наиболее высоких горных цепей, отчленению остаточных морей средиземноморского типа; островные дуги, находящиеся на границе океанов субширотной и субмеридиональной ориентировки, подвергались сжатию, приобретая петлеобразную форму.

Литература

1. Пуцаровский Ю.М. // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
2. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 606 с.
3. Геологическая история территории СССР и тектоника плит. М.: Наука, 1989. 205 с.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1280–1293.
5. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
6. Зоненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
7. Унксов В.А. Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.
8. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 495 с.
9. Расцветов Л.М. Сдвиги и альпийская геодинамика Кавказского региона. В кн.: Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 106–113.
10. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
11. Синцов А.В. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 9. С. 917–926.
12. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Хинчук А.И. и др. // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

В.И. Сиротин¹

Ранняя доархейская история Земли (по данным сравнительной планетологии и кислородной изотопии)

Самую раннюю (доархейскую) историю Земли называют «темной». Изначально временной интервал ее был велик – от 4.55 до 3.8 млрд лет. Однако после доказательства существования гидросферы на Земле у рубежа 4.20 млрд лет интервал этот значительно сузился. В последнее время появляются все новые аргументы еще более древнего расслоения Земли на внутренние геосферы: ядро, мантию, земную кору с одновременным образованием первичной гидросферы, по массе и объему мало уступающей современной. Ранняя дифференциация Земли на оболочки убедительно доказывается данными сравнительной планетологии [1,2,3,4]. Очень важно, что в последнее время появились аргументы в пользу «раннего созревания» Земли не извне, со стороны планет «земного типа», а со стороны самой Земли – на фоне выдающихся достижений в изучении галактик и Солнечной системы за последние примерно 30 лет [5,6].

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

Образование Галактик типа Млечного Пути началось в интервале 11.0–10.8 млрд лет назад, образование нашей Солнечной системы отстоит от «Большого взрыва» на 9.5 млрд лет (4.50–4.45 млрд лет назад) и произошло в течение не более 100 млн лет. Группе научных сотрудников во главе с Г. Трूपом (США) удалось наметить стадии формирования планетарных систем, подобных Солнечной [7,8]: 1) образование газо-пылевой туманности (размер частиц пыли 0,1–0,2 мкм); 2) галопирующее объединение частиц в туманности до 5 мкм; 3) галопирующее объединение частиц – образование тел с дециметровым и метровым диаметром в течение 100 тыс. лет – это важнейшая стадия образования планетных систем; если система таких тел («булыжников») не складывается за отведенное время, диск рассеивается молодой звездой (на стадии Таури).

Дальнейшая аккреция планетезималей в планеты также имеет галопирующий характер и происходит за время 10–15 млн лет (в интервале 4,55–4,45 млрд лет назад). Одновременно произошло и расслоение планет земного типа на оболочки – в течение самого процесса набора массы. Успехи в изучении Дальнего Космоса дополнились достижениями и открытиями в изучении Солнечной системы. К их числу следует отнести: всестороннее изучение самого Солнца, картирование поверхности Луны, Венеры, Марса, Меркурия, галилеевых спутников Юпитера, первые результаты изучения элементного состава пород поверхности этих планет, изучение атмосфер планет и их спутников, открытие современного вулканизма на Ио и водно-ледникового океана на Европе, ледово-каменного состава Ганимеда и Каллисто, изучение структуры кометно-астероидного обрамления Солнечной системы (пояса Койпера, квазисферического облака Хиллса и Оорта), обогащенность водой (льдом) планет и их спутников, астероидно-кометных тел за пределами орбиты Сатурна. Все эти открытия дают основания для существенной корректировки ранней истории Земли и, в частности, для новых взглядов на происхождение воды (гидросферы) на нашей планете. Этот сравнительно-планетологический аспект хорошо подтверждается изотопно-кислородными земными данными. Группа американских ученых – Дж.В. Валлей, У.Х. Пек, Э.М. Кинг и австралиец С.А. Вайлд – выполнили уникальное исследование по выяснению температурных условий во внешних геосферах Земли после рубежа 4,45 млрд лет [9]. В их распоряжении оказался пока единственный достоверный материал – цирконы из местечка Джек Хиллс (Западная Австралия) с возрастом $4,404 \pm 0,008$ млрд лет из гранитных пород, отражающих химический состав континентальной коры Земли. Было установлено постоянство $\delta^{18}\text{O}$ для цирконов на протяжении 4,4–2,6 млрд лет назад, что означает однотипность магматических процессов и протолитов в этом интервале времени и свидетельствует об активном участии в этих процессах воды гидросферы. Наиболее логичное объяснение полученных данных есть признание, что температура поверхности у рубежа 4,4 млрд лет была явно

выше нуля и значительно ниже 200°C, более того, она должна соответствовать большим объемам воды, соизмеримым с объемами современной гидросферы. Предложенная модель «ранней холодной Земли» предполагает: 1) быстрый галопирующий набор массы до рубежа 4,45 млрд лет в течение 1–10 млн лет в результате «мягкой», плавной аккреции – без бомбардировки крупными астероидно-метеоритными телами (не импактная модель); 2) параллельную с набором массы дифференциацию Земли с образованием ядра, мантии и поверхностного магматического океана, последующее остывание которого привело к образованию первичной земной коры (возможно, изначально с зародышами силикатной компоненты); 3) существование спокойного периода в течение 4,45–4,20 (4,00) млрд лет назад – с весьма незначительным набором массы и без бомбардировки крупными телами; 4) «тяжелую» бомбардировку на заключительном этапе у рубежа 4,00–3,80 млрд лет назад, вызванную процессами во внешней части Солнечной системы (в поясе астероидов или в поясах Койпера, Оорта, Хиллса). Модель не противоречит данным сравнительной планетологии и подтверждается данными Ar-датировок и I-Xe изотопией лунного импактного стекла.

Таким образом, проведенный анализ изотопов кислорода с определением $\delta^{18}\text{O}$ в обломочных цирконах Джек-Хиллса свидетельствует об относительно «холодной» поверхности Земли, начиная с рубежа 4,45 млрд лет назад, во всяком случае температура позволяла воде находиться в жидкой фазе, более того, возможно, она была достаточно комфортной и «гостеприимной» для возникновения жизни. Эти выводы необходимо учитывать при разработке геодинамических моделей для ранней истории Земли.

Литература

1. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981. 326 с.
2. Витязев А.В. // Земля и Вселенная. 1990. № 2. С. 18–24.
3. New the solar System. Cambridge university press, 1999. 421 p.
4. Сиротин В.И. Революция в астрономии и ее значение в геологии // Проблемы геодинамики и минерогенеза Восточно-Европейской платформы: Тез. докл. Воронеж: ВГУ, 2002. С. 26–30.
5. Гинзбург В.Л. // Земля и Вселенная. 2002. № 4. С. 3–8.
6. Кардашев Н.С. // Земля и Вселенная. 2002. № 4. С. 9–17.
7. Muro M. // Science. 2001. V. 292. P. 618.
8. Zapatero O. M.R. // Science. 2001. V. 291. P. 1487–1488.
9. John W.V., William H.P., Elizabeth M. K., Simon A.W. // Geology. 2002. v. 30. № 4. P. 351–354.

Кинематика фанерозойских щелевидных пластин в докембрии Большого Кавказа

Характерным элементом поднятия докембрийских кристаллических сланцев Большого Кавказа являются субвертикальные продольно ориентированные ограниченные разломами щелевидные блоки («щели») фанерозойских (D, C, P, J_{1+2a}) пород. К наиболее глубинным структурам этого типа относятся софийско-тебердинская депрессия и тырныузская шовная зона (ТШЗ). Зарождение и развитие щелевидных блоков сопряжено с образованием обрамленных гранито-гнейсовых куполов. Для Большого Кавказа черты купольной орогенической модели отражены в работах Л.А. Варданянца, В.В. Белоусова, А.М. Демина, В.Н. Шолпо и др. Но наиболее определенно орогенез купольного типа обосновывается Е.Е. Милановским [1] гипсометрическим анализом поверхности докембрийского ядра. Характерны три варианта структур заполнения: 1) простая щелевидная; 2) комбинация «щели» и моноклинали; 3) сочетание горизонтальной кровли, моноклинали и «щели». Эти вариации соответствуют кинематической модели двухстадийного образования «щелей», которая включает раннюю пликтивную и позднюю сколовую стадии.

Кинематическая схема сложных «щелей» рассматривается на примере Тырныузского рудного поля, являющегося фрагментом региональной ТШЗ. Тырныузская «щель» сформировалась в контакте тебердино-балкарского и бечасынского куполов на протяжении позднеальпийского орогенеза. Геометрические параметры пластинообразного вертикального тела «щели» характеризуются шириной 3,5–4 км и глубиной в доэрозийный период до 8 км. Поскольку последний параметр имеет не явный характер, рассмотрим его обоснование. Блок заполнения определяется исходно как плоскопараллельное пластинное тело (рисунок, а,б). Его составляют метapороды по осадкам и вулканитам, возраст которых варьирует от D₂ до J_{1+2a}. Мукуланская свита (J_{1+2a}), занимающая весь интервал по высоте «щели», позволяет связывать начало образования щели с постлейасовым орогенезом. Высота заполнения около 8 км определяется по характеру метаморфизма пород (рисунок, г). В донной части «щели» выделяется зона мигматитов, мигматитоподобных кордиерит-плаггиоклазовых роговиков, амфиболитов и графитистых андалузитовых сланцев. Выше в вертикальном разрезе эта зона последовательно сменяется биотит-плаггиоклаз-кордиерит-андалузитовыми, а затем биотит-плаггиоклаз-калиевошпатовыми роговиками. Метapороды основания пластины соответствуют границе гранулитовой и амфиболитовой фаций с ТР значениями 700⁰ С и 3 кбара. Вместе с тем, метазограды пластины строго не коррелируются с характером метаморфизма по-

¹ Южно-Российский государственный технический университет (Новочеркасский политехнический институт), Новочеркасск, Россия

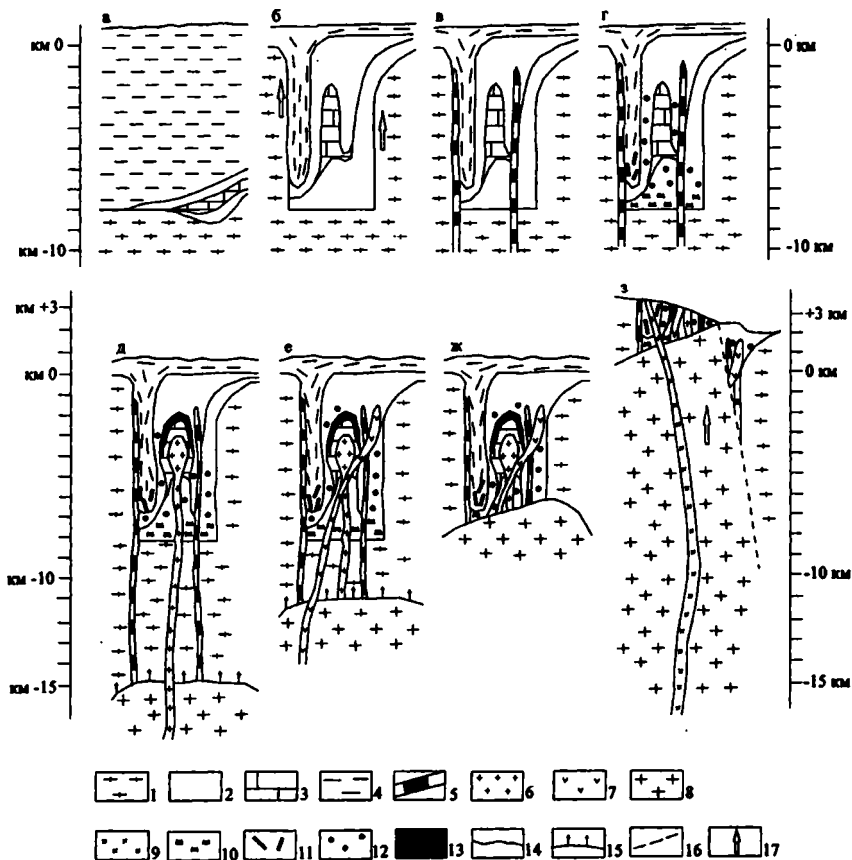


Рис. Кинематическая модель и магматическая активность Тырнаузской щелевидной структуры в докембрии Большого Кавказа.

а-з – этапы развития «щели»: а – соотношение чехла и фундамента до вторжения гранито-гнейсовых куполов; б – постааленский аплифт куполов и формирование «щели»; в – ультрабазитовый этап; г – метаморфизм комплекса «щели», включая ультрабазиты, д, е – этап рудно-гранитоидной активности (10–5 млн лет); ж – остановка интрузивного подъема эльдзуртинского гранита (3 млн лет); з – подъем и эрозия «щелевой» структуры докембрийской рамы (3–1 млн лет), проявление липарит-андезитового вулканизма (1 млн лет и моложе).

1 – докембрийские кристаллические сланцы; 2 – терригенные и вулканогенные породы девона, карбона, перми; 3 – мраморы (палеозой); 4 – лейас-ааленские углеродистые сланцы; 5 – ультрабазиты; 6 – гранитоиды «Паука»; 7 – гранитоиды «Самолета»; 8 – эльдзуртинский гранит; 9 – липариты; 10 – мигматиты; 11 – андалузитовые сланцы; 12 – андалузит-кардиерит-биотит-полево-шпатовые роговики; 13 – редкометалльные скарны; 14 – стратиграфические и интрузивные границы; 15 – положение кровли эльдзуртинского батолита на стадии интродирования; 16 – глубинные разломы; 17 – направление большеамплитудных перемещений

род рамы. Метафазии в комплексе заполнения «щели» регрессируют вверх по разрезу от гранулит-амфиболитовой до зелено-сланцевой в столбе высотой около 8 км, тогда как кристаллические сланцы рамы метафазически однородны (гранулит-амфиболиты).

Кинематическая модель соотношений докембрийской рамы и заполнения «щели», иллюстрируемая на рисунке, предполагает зарождение и развитие «щели» как пластинной вырезки чехла толщиной свыше 8 км в ходе аплифтового вторжения в чехол гранитогнейсовых куполов инфраструктуры. Оптимальные соотношения амплитуды подъема куполов и толщины чехла проявились в истории развития Большого Кавказа в киммерийское время в ходе коллизии лейас-ааленского спредингового бассейна [2]. Совпадение ряда геотектонических событий подтверждают кинематическую модель «щелей»: 1) гетерогенное сводово-глыбовое поднятие кристаллического фундамента наследует осевую область лейас-ааленского бассейна океанического типа, где произошло осадконакопление мощной (до 10 км) толщи глинистых сланцев, толеитовых базальтов и образование пояса колчеданных месторождений; 2) отсутствие в выполнении «щелей» отложений постааленского возраста, что определяет возраст этих структур как среднеюрский; 3) ранний прогрессивный этап образования «щелей» происходил в основном ниже эрозионной поверхности; 4) резкое изменение кинематического режима развития тырнауздской «щели» произошло в плейстоцене в период, непосредственно предшествующий липарит-андезитовому вулканизму в Эльбрус-Чегемской области. Как показано на рисунке, это, пожалуй, наиболее яркое событие в орогенезе Большого Кавказа маркируется крупноамплитудным тектоническим поднятием кровли эльджуртинского гранитного батолита.

Кровля эльджуртинской интрузии остановилась при интрузивном подъеме на уровне дна пластины выполнения «щели» (рисунке, ж). Одна из особенностей эльджуртинского гранита состоит в том, что он не вызвал заметных экзо- и эндоконтактных гидротермальных изменений и представляет пример «сухого» инъецирования гранитной магмы в условиях температуры порядка 800° и давления не менее 3 кбар. Глубина остановки, в общем, совпадает с дном пластины (-8 км). Таким образом, до остановки эльджуртинского интрузива аплифт, как выполнения «щели», так и докембрийской рамы, не происходил. По данным геохронологических определений возраст стоп-момента гранита оценивается около 3 млн лет. В настоящее время отметки кровли интрузии колеблются от 1,5 до 2,5 км выше уровня моря. Таким образом, амплитуда тектонического подъема кровли интрузии равна около 10 км. Поскольку батолит имеет интрузивные соотношения с метакомплексом докембрийской рамы «щели», отмеченный тектонический подъем с амплитудой 10 км захватывал всю систему Тебердино-Балкарского поднятия, образующего центральную часть Большого Кавказа [3]. Согласно критерию, определяемому по гипсометрии кровли эльджуртинского батолита, скорость тектонического подъема равна 5 мм/год.

Плиоценовый апплифт Большого Кавказа сыграл выдающуюся роль в эксгумации ряда рудных месторождений и, в частности, группы редкометальных, включая Тырнаузское и Кти-Тебердинское. Оба последних сформировались в скарнах и амфиболитах в кровле гранитных батолитов в тесной связи со «щелевыми» структурами системы обрамленных гранитогнейсовых куполов. Тырнаузское – в донной части комплекса выполнения «щели», Кти-Тебердинское контролируется глубинными разломами северной бортовой зоны софийско-тебердинской «щелевой» структуры.

Литература

1. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 468 с.
2. *Пруцкий Н.И.* Геодинамическая обстановка формирования киммерийского колчеданного пояса и общая минерагения Большого Кавказа. Автореф. дисс... доктора геол.-мин.наук. Новочеркасск, 2004. 39 с.
3. *Скрипченко Н.С., Тамбиев А.С., Сапрыкин С.С.* Соотношение Тырнаузского месторождения и Альпийского Центрально-Кавказского поднятия». В сборнике научных трудов «Проблемы геологии и геоэкологии Южно-Российского региона». Новочеркасск: УПЦ «Набла» ЮРГТУ, 2001. С.16–24.

В.В. Славинский¹

Верхнемантийная конвекция по сейсмическим и термобарометрическим данным

Сейсмическая анизотропия P - и S -волн доказывает перемещение литосферных плит астеносферными потоками [1, 2]. Следовательно, от срединно-океанического хребта к континенту верхний слой океанической астеносферы движется быстрее вышележащей океанической литосферы и потому погружается под литосферу активной окраины континента вместе с океанической литосферой, а пассивной окраины – автономно. Погружение астеносферного слоя, как и субдукция океанической литосферы, обусловлено также возрастанием его плотности по мере охлаждения астеносферы вместе с океанической литосферой, согласно скоростям поверхностных волн Рэлея и Лява [3] и данным термобарометрии ксенолитов пород океанической литосферной мантии. Последние показывают низкие значения астеносферного теплового потока ($q_A = 14\text{--}11 \text{ мВт/м}^2$) через основание толстой океанической литосферы (толщина литосферы $H_L = 120\text{--}150 \text{ км}$) с древней корой (возраст $t = 100\text{--}180$ млн лет соответственно) и сравнительно высокие значения поверхностного теплового потока ($q_S = 50\text{--}45 \text{ мВт/м}^2$). Такое кажущееся противоречие объясняется сочетанием холодной литосферной и подлитосферной мантии, с одной стороны, и относительно горячей коры, с дру-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

гой, при том, что в коре не прекращается циркуляция морской воды, несмотря на увеличение с возрастом плотности и уменьшение пористости и трещиноватости.

К приведённым выше значениям q_A в океанах близки значения q_A на континентах в отсутствие термических (плюмовых) аномалий и сильного утонения литосферы, измеренные посредством термобарометрии ксенолитов из кимберлитовых трубок взрыва и вулканов. На окраинах архейских кратонов с толстой литосферой ($H_L = 235\text{--}260$ км) – южно-африканского Каапваальского (трубки Финш и Северного Лесото) и северо-американского

Слейв (трубка Джеричо) и Вайоминг (трубка Слоун) – значения q_A немного выше ($11.0\text{--}12.3$ мВт/м²), чем на окраинах архейских кратонов ($\leq 10.0\text{--}11.4$ мВт/м²) с более тонкой литосферой ($H_L = 165\text{--}175$ км) – в кимберлитовом поле Гибсон (Каапваальский кратон) и районах вулкана Лашейн (Танзанийский кратон), трубок Уильямс (кратон Вайоминг) и трубок острова Сомерсет (северо-американский кратон Рей). Там литосфера была метасоматически обогащена несовместимыми элементами и утонена в зонах раннепротерозойской субдукции.

Низкие значения q_A через основание толстой континентальной литосферы являются следствием, во-первых, погружения охладившегося в океанической обстановке верхнего слоя астеносферы под континентальную литосферу и, во-вторых, обтекания потоком горячего вещества, поднимающегося от кровли нижней мантии, литосферных корней континентов в направлении к основанию ближайшей тонкой литосферы срединно-океанического хребта и континентальной окраины. Тонкая континентальная литосфера «не выживает» при повторяющихся процессах континентальной коллизии. Поэтому утонение существующей сейчас тонкой литосферы происходило сравнительно недавно, обычно в фанерозое. Например, литосфера Лакланского складчатого пояса на юго-востоке Австралии, как и литосфера всей Восточной Австралии, сильно утонена субдукцией Тихоокеанской плиты, начавшейся после образования Восточной Гондваны, с раннего кембрия, и продолжавшейся в девоне. В результате восходящий поток горячего вещества в течение сотен миллионов лет (с палеозоя) отклоняется от глубоких корней литосферы архейско-раннепротерозойского Южно-Австралийского кратона ($H_L = 200\text{--}250$ км) к основанию тонкой литосферы Восточной и Юго-Восточной Австралии ($H_L = 80$ км с девона). Азимутальная сейсмическая анизотропия S-волн показывает усиление (концентрацию) восходящего потока с уменьшением глубины от 300 до 80 км [4]. Благодаря продолжительности этого потока, в Лакланском поясе к настоящему времени установился стационарный тепловой режим нагретой литосферы ($q_A > 28.0$ мВт/м²). Напротив, литосфера четвертичного вулканического поля Марсабит кондуктивно нагрета Кенийским плюмом всего ~30–35 млн лет назад. Поэтому аппроксимация нестационарной геотермы поля Марсабит, проведённой по данным термобарометрии ксеноли-

тов, уравнением стационарной геотермы даёт заниженную оценку $q_A = 18.7 \text{ мВт/м}^2$.

Восходящий поток не только нагревает сравнительно тонкую литосферу окраины континента, но и утоняет под ней переходную зону мантии, что видно на примере южно-африканского позднепалеозойского Капского складчатого пояса [5, 6]. Динамическая поддержка океанической литосферы восходящим потоком усиливается по мере приближения её к континенту и вызывает выполаживание древнего дна океана, начиная с возраста в среднем 80 млн лет. Из-за этого потока температура областей источников MORB под срединно-океаническими хребтами в Атлантическом и Индийском океанах тем выше, чем ближе хребты к пассивным окраинам континентов [7]. Он же нагревает верхнюю мантию в задуговых областях (например, западно-тихоокеанских [8]), в мантийном клине [9] и на океанической стороне субдуцированной плиты [10].

Под самой толстой литосферой архейского кратона, находящейся обычно в его центральной части, восходящий поток разделяет потоки холодного материала океанической астеносферы, нисходящие под литосферу кратонной окраины со стороны окружающей её более тонкой (на ≥ 50 км) литосферы подвижного пояса или океана. Поэтому значения q_A увеличиваются с возрастанием толщины литосферы и, следовательно, в направлении к центру архейского кратона: Каапваальского (Гибсон \rightarrow Северное Лесото \rightarrow Финш \rightarrow Кимберли от 11.0 до 13.1 мВт/м²), Танзанийского (Лашейн \rightarrow Лабаит от 11.4 до ≤ 14.4 мВт/м²) и Вайоминг (Уильямс \rightarrow Слоун от ≤ 10.0 до ≤ 11.2 мВт/м²). Такие потоки под континентальной литосферой моделируются численно [11, 12] и видны на сейсмотомограммах [12]. Согласно последним, под литосферу Каапваальского кратона со стороны Атлантики погружается материал, который на $\sim 150^\circ\text{C}$ холоднее окружающей мантии. Он проходит переходную зону мантии, увеличивая её толщину под окраинами кратона на 20 км относительно толщины (250 км) под центральной частью кратона, Кимберли [13], с самой толстой литосферой ($H_L = 270$ км) на Каапваальском кратоне.

Верхний слой погружившейся океанической астеносферы, так же, как и субдуцированная океаническая литосфера, поставляет в глубины мантии воду и углекислоту. Они выделяются ниже сейсмического раздела 660 км вследствие распада главных водосодержащих минералов переходной зоны мантии (рингвудита и майоритового граната) и образования минералов с низкой растворимостью воды (перовскита и ферропериклаза), а также декарбонатизации ферромагнетита. В результате под сейсмическим разделом 660 км, по всей вероятности, существует зона пониженной вязкости, своего рода «вторая астеносфера», с водно-углекислыми флюидами. В ней кристаллизуются сверхглубокие алмазы, найденные в кимберлитах кратонов Каапваальского (Коффифонтейн, Монастери, Летсенг-ла-Терае), Танзанийского (Мвадуи), Вайоминг (Слоун), Южно-Австралийского (Оррору) и др. Во «второй астеносфере» вещество бывшего верхнего слоя океанической астеносферы движется в обратном на-

правлении, от континента к срединно-океаническому хребту. После нагрева у кровли нижней мантии оно всплывает и за счёт контаминации субдуцированной океанической корой, накопившейся в переходной зоне мантии, образует относительно истощённый источник MORB.

Поток во «второй астеносфере» объясняет смещение горячих точек, связанных с плюмами, зарождающимися у границы ядра и мантии, против направления движения плиты. Смещение особенно велико для долгоживущих горячих точек на быстродвижущихся плитах, например, Гавайской и Луисвилльской на Тихоокеанской плите и Кергелен на Индо-Австралийской [14].

В соответствии с конвективным течением астеносферного материала, перемещающим литосферные плиты, граница верхней мантии проходит по подошве «второй астеносферы» на глубине ≤ 1000 км. Таким образом, истощённая сильно несовместимыми элементами мантия имеет большую, чем принято считать, массу, что лучше согласуется с накоплением этих элементов в континентальной коре в процессе мантийной дифференциации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64805).

Литература

1. *Bokelmann G.H.R.* // *Geology*. 2002. V. 30. № 11. P. 1027–1030.
2. *Helfrich G. et al.* // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 149. № 1. P. F1–F7.
3. *Zhang Y.-S., Lay T.* // *Phys. Earth and Planet. Int.* 1999. V. 114. № 1/2. P. 71–80.
4. *Simons F.J., van der Hilst R.D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 211. № 3/4. P. 271–286.
5. *James D.E. et al.* // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 13. P. 2485–2488.
6. *Blum J., Shen Y.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 217. № 3/4. P. 367–378.
7. *Humler E., Besse J.* // *Nature*. 2002. V. 419. № 6907. P. 607–609.
8. *Friederich W.* // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 153. № 1. P. 88–102.
9. *Currie C.A. et al.* // *EOS*. 2003. V. 84. № 46. Fall Meet. Suppl.
10. *Fukao Y.* Tomographic imaging of subducted slabs and its implication for mantle down flow // 13th Annual V.M. Goldschmidt Conf. Abstracts. 2003. A112.
11. *Тычков С.А., Рычкова Е.В., Василевский А.Н.* // *Физика Земли*. 1999. № 9. С. 38–51.
12. *King S.D., Ritsema J.* // *Science*. 2000. V. 290. № 5494. P. 1137–1140.
13. *Stankiewicz J. et al.* // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2002. V. 130. № 3/4. P. 235–251.
14. *Steinberger B., O'Connell R.J.* // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. № 2. P. 412–434.

М.Н. Смирнова¹

Проявление мантийных плюмов в осадочном чехле (на примере Терско-Каспийского прогиба)

В последние годы большое внимание уделяется роли мантийных плюмов в глубинном строении впадин. В Терско-Каспийском прогибе, где находятся старейшие нефтеносные месторождения России, в геофизических полях, скважинах и на поверхности было выявлено множество

¹ Институт проблем нефти и газа (ИПНГ) РАН, Москва, Россия

геологических фактов, не объяснимых с точки зрения устоявшихся представлений нефтяной геологии.

Глубинное строение и геофизические поля

На профиле ГСЗ Степное-Бакуриани (Ю.Г.Юров, 1961 г.) впервые под Терско-Сунженской зоной было выявлено поднятие поверхности Мохо на глубине 30–35 км. Более четко эта особенность была подтверждена позже на профиле Волгоград–Нахичевань (Г.В.Краснопевцева). Разрез коры представлен осадочным чехлом мощностью 12 км, сокращенным «гранитным» слоем и палеозойским фундаментом мощностью 15 км, «базальтовым» слоем мощностью 20–25 км и подъемом верхней мантии на глубине 45 км. При интерпретации магнитного поля в осевой части прогиба и Терско-Сунженской зоне прослеживается цепочка магнитных максимумов: Баксанский (+2 мэрст), Эльдаровский (+4 мэрст), Гудермесский (+2 мэрст). Согласно расчетам глубины магнитовозмущающих масс составляют 13,8–16,0 км. Цепочка магнитных максимумов была истолкована нами в 1974 г. как офиолитовый пояс и, поскольку она протягивается в восточном и западном направлениях, была названа Северо-Кавказским офиолитовым поясом [2]. С точки зрения геосинклинальной теории он разделяет мио- и эвгеосинклинальные зоны фундамента.

Более современная переинтерпретация Ахмета-Южно-Сухокумского профиля [1] с использованием новых программ «Interact» и «GRAV-2» подтвердила существование офиолитового пояса. Поверхность Мохо находится на глубине 35–39 км. В консолидированной коре выделяются нижняя, средняя и верхняя кора. Нижняя кора (фемический слой) резко утонена до 5–7 км, средняя – (промежуточный слой) имеет мощность 8–9 км. Верхняя кора (сиалический слой) резко утонена до 5–7 км. На консолидированной коре залегают толщи протерозоя и палеозоя терригенного и осадочно-вулканогенного состава, в том числе офиолиты. Их мощность составляет менее 5–6 км. Выше залегает мезо-кайнозойский осадочный чехол мощностью порядка 10 км.

«Возбужденная» мантия и, вероятно, внедрение плюма оказывают механическое, химическое флюидодинамическое и др. воздействие. Внедряющаяся мантия вызывает ее частичное разрушение, потерю устойчивости окружающих и покрывающих пород. В результате этого процесса крупные блоки мантийных пород выдавливаются в кору, и не менее крупные блоки корового вещества погружаются в мантию. Этот процесс имеет поршневой характер и способствует, с одной стороны, миграции флюидов, а с другой – ведет к потере массы и энергии, благодаря чему местность опускается и образуется мощный осадочный бассейн с живой тектоникой и флюидодинамикой.

Тектоническое выжимание горных масс

Для Терско-Сунженской складчатой зоны тектоническое выжимание пород еще в 70-е годы прошлого века предполагалось по материалам ОГТ в тресте «Грознефтегеофизика» (З.С.Воцалевский). Сложное

строение этих структур показывалось как хаотическое течение с наличием подводющих каналов. При активной деятельности флюидных систем, высоких температур, наличии мантийных глубинных разломов тектоническое выжимание охватывает не только нижние части коры, но может в определенных случаях захватить и осадочный чехол. С этим процессом связан диапиризм майкопской свиты. С тектоническим выжиманием связаны и многочисленные случаи поднятия кусков гранитов в кернах Нижне-Курпских скважин. В скв.№ 37 Элистанжи был поднят керн из 1,5–2,0-метровой глыбы гранита. При бурении меловых скважин в Гудермесе среди майкопских глин был поднят керн ультраосновной породы. Ее состав был подтвержден петрографами Грозненского нефтяного института и ГрозНИИ. Поскольку в 70-х годах объяснения этим фактам не было найдено, керн был выброшен и в отчете по данным скважинам не упоминался.

На поверхности Терско-Сунженской зоны встречаются глыбы крепких известняков, достигающие размеров 5x10 м, напоминающие юрские известняки. Встречаются диабазовые брекчии, свежие андезиты, граниты и милониты (г.Каменная, Таймаз-Кала, Синий Камень и др.). Их обычно связывали с кавказскими ледниками, хотя они и не заходили так далеко на север. Мы предполагаем, что они были образованы за счет тектонического выжимания.

Литература

1. Греков И.И., Литовко Г.В. Геолого-геофизическая модель Северо-Кавказской складчатой системы и Скифской эпигерцинской плиты по профилю Ахмета-Южно-Сухокумск. В кн.: Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС. 2003. С. 260–263.
2. Смирнова М.Н. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1974. № 3. С. 10–18.

В.А. Снежко¹, Ю.Я. Потапенко²

Сравнительный анализ строения, состава и колчеданности палеозойских и рифейских субмаринных вулканогенных формаций Северного Кавказа

На Северном Кавказе потенциально колчеданоносные базальтоидные формации известны с протерозоев, в девоне и в офиолитовом комплексе ранне- или среднедевонского возраста. В течение многих лет актуальной является проблема расширения минерально-сырьевой базы Урупского горно-обогатительного комбината, разрабатывающего медноколчеданные руды девонской островодужной формации. В течение

¹ ФГУП «Кавказгеолсъёмка», Ессентуки, Россия

² ФГУП «Севкавгеология», Ессентуки, Россия

60–90 годов прошлого века эта формация детально исследована и опоскована. Значительно меньше сведений имеется о вулканогенных формациях протерозойского возраста Бечасынской зоны и палеозойского офиолитового комплекса зоны Передового хребта.

Накопленный фактический материал по геологии, петрологии и петрохимии герцинских и более древних вулканогенных формаций [1, 3, 10, 11], дополненный результатами исследований авторов [4, 5, 6, 7, 8], позволил провести сравнительный анализ эволюции палеозойского и протерозойского (рифейского) субаквального домолласового магматизма байкальского и герцинского тектонических циклов. Основные результаты сводятся к выявлению направленности процессов вулканизма и оценке потенциальной рудоносности вулканитов.

Протерозойский домолласовый вулканизм бечасынской зоны представлен тремя фазами, нашедшими выражение в образовании трех толщ в составе вулканогенно-осадочной малкинской свиты [2], недавно переведенной в разряд серии, подсвиты которой были переведены в ранг свит с собственными названиями (Снежко, Доброродный, 2001 г.). Согласно Sm-Nd определениям, вулканогенные породы серии имеют возраст 930 ± 120 Ма [9], а в черносланцевых породах верхней части серии установлены [7] микрофоссилии рифейского возраста, что позволяет считать всю серию средне-позднерифейской. Снизу вверх следуют: 1) толща (115–180 м) амфиболитов, роговообманковых и хлоритовых сланцев (каратюбинская свита), образовавшихся при зеленокаменном метаморфизме лав и туфов основного и, частично, среднего составов; 2) толща (69–86 м) туфов смешанного состава, порфиroidов, порфиритов и метадиабазов с прослоями метаосадочных пород и телами гипабиссальных плагиогранитов (нижнехалтухакольская подсвита); 3) толща (до 300 м) порфиroidов и агломератовых туфов с прослоями метаосадочных пород и линзами конгломератов, в которых присутствует галька вышеотмеченных плагиогранит-порфиритов. По петрохимическим параметрам [8,9], рифейские вулканиты являются известково-щелочными (и щелочными) натриевого ряда и относятся к островодужной серии. Базальтоиды нижней и верхней толщ относятся к магнезиальной ветви, а средней (нижнехалтухакольская подсвита) – к железистой.

Палеозойский домолласовый вулканизм на Северном Кавказе проявился значительно мощнее и на более широкой площади (зона Передового хребта и южная подзона Главного хребта). Роль осевого прогиба выполняла зона Передового хребта, в которой продуктивной явилась девонская базальт-риолитовая формация, мощность которой варьирует от 400 до 2000 м. Петрография и петрохимия этой формации неоднократно освещалась в литературе. В целом девонские вулканиты относятся к островодужной серии и магнезиальному ряду, т.е. обладают параметрами, близкими большей части рифейских вулканитов.

Офиолитовый комплекс залегает структурно выше девонской островодужной серии. Многие вопросы геологии этого комплекса (возраст,

последовательность напластования, условия залегания) остаются дискуссионными. В 70-х годах прошлого века было высказано предположение о том, что офиолитовый комплекс Передового хребта представляет собой тектонический фрагмент раннепалеозойской океанической коры, надвинутой в опрокинутом залегании на карбонатно-терригенный комплекс верхнего девона–нижнего карбона [1, 11]. Согласно альтернативной точке зрения [6], стратиграфический вектор в осадочных породах и в вулканитах офиолитового комплекса направлен снизу вверх, и эти толщи находятся в нормальном залегании, надстраивая вулканогенно-осадочный разрез девона–раннего карбона. Таким образом, имеющиеся в настоящее время фактические данные не дают оснований для безусловного предпочтения мобилистской модели развития Северного Кавказа в протерозое и раннем-среднем палеозое.

Вулканыты комплекса слагают касаевскую (мощностью до 1800 м) и карабекскую (до 800 м) свиты. Первая из них в стратотипической местности (балка Касаевская в бассейне р. Бол. Зеленчука) состоит из четырех пакетов лавовых потоков, черепитчато налегающих друг на друга. Преобладают подушечные и трубчатые миндалекаменные базальты. Местами вулканыты включают многочисленные мелкие силлы и секущие тела габбро, кварцевых диоритов, диабазов и плагиогранитов. Петрохимические особенности касаевских вулканытов свидетельствуют о слабощелочной направленности фракционирования, происходившей в условиях, близких обстановке формирования отгороженного окраинного моря. В карабекских вулканытах [3] проявлена в основном толеитовая тенденция. Большая их часть сопоставима с базальтоидами современной зоны перехода от СОХ к окраинному морю типа Филиппинского, а вулканыты верхней толщи карабекской свиты – от СОХ к внутриплитному вулканизму подводных гор современных океанов.

Во временной последовательности проявления рифейского и палеозойского вулканизма обнаруживается определенное сходство: 1) сначала образуется гомодромный ряд от базальтов к дацитам и риолитам, завершающийся внедрением гипабиссальных плагиогранитов и возникновением вулканических островов, окруженных шлейфами вулканомиктовых конгломератов; 2) завершается субаквальный вулканизм излияниями базальтов.

Выявлены случаи несоответствия ретроспективных моделей вулканизма, построенных по геолого-петрографическим и петрохимическим данным. В частности, в девонской кызылкольской свите и в касаевской свите офиолитового комплекса отмечено присутствие краснокаменных подушечных базальтов, в терригенной толще (тебердинская свита), подстилающей карабекские базальты – прослой красноцветных песчаников и алевролитов, т.е. наличие признаков мелководной и богатой кислородом среды. Однако по петрохимическим параметрам вулканыты этих толщ имеют аналоги в глубоких частях современных океанов.

При оценке колчеданосности базальтоидных формаций первостепенное значение придается степени проявления процессов дифферен-

циации: чем она выше, тем выше и металлогеническая продуктивность. В этом отношении вулканиды рифея Бечасынской зоны и офиолитового комплекса Северного Кавказа существенно уступают девонским вулканидам Передового хребта. Из вулканидов рифейского возраста, судя по геологическим и петрохимическим данным, наиболее перспективными являются вулканиды каратюбинской свиты. По тем же признакам колчеданность касавейской свиты офиолитового комплекса оценивается относительно высоко, а карабекской – низко.

Литература

1. Белов А.А., Омельченко В.Л. // Геотектоника. 1976. № 2. С. 44–56.
2. Греков И.И., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. Описание опорного разреза хасаутской серии (протерозой) по р. Малка // Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Вып. XIII. Ставрополь. 1972. С. 112–127.
3. Елистратов О.А. Геолого-геохимические особенности и палеоструктурное положение вулканидов офиолитовой ассоциации Передового хребта Северного Кавказа. В кн.: Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 54–63.
4. Потапенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1982. 170 с.
5. Потапенко Ю.Я. Метаморфизм и проблема образования офиолитовой ассоциации Передового хребта Северного Кавказа. В кн.: Проблемы геологии и экологии Юга России и Кавказа. Материалы международной конференции. Т. I. Новочеркасск, 1997. С. 40–42.
6. Потапенко Ю.Я., Михеев Г.А. Офиолиты Передового хребта Северного Кавказа: аллохтон или автохтон? В кн.: Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 63–69.
7. Снежко В.А., Белова М.Ю. Первая находка органических остатков в метаморфитах Кубанского пересечения Бечасынской зоны. В кн.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии Юга России и Кавказа. Новочеркасск, 2002. С. 87–89.
8. Снежко В.А., Потапенко Ю.Я. Особенности состава протерозойских вулканидов Хасаутского синклиниория Северного Кавказа и условия их формирования. В кн.: Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. II. М.: ГЕОС, 2001. С. 208–211.
9. Снежко В.А., Потапенко Ю.Я. Петрохимические особенности протерозойских вулканидов Хасаутского синклиниория. В кн.: Проблемы геологии докембрия Юга России. Новочеркасск, 2003. С. 87–93.
10. Тамбиев А.С. Палеоструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1986. 232 с.
11. Хашин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984. 95 с.

А.К. Соколовский¹, В.Я. Федчук¹, А.К. Корсаков¹

Особенности строения и вероятные модели формирования Хизоваарского зеленокаменного пояса Карелии

Хизоваарский зеленокаменный пояс (ЗКП) позднеархейского возраста расположен на северо-востоке Карельского мегаблока, в зоне его сочленения с Беломорской гранулитогнейсовой областью и представляет со-

¹ Московский государственный геологоразведочный университет, Москва, Россия

бой сложнопостроенную асимметричную синформную структуру с субширотной осевой поверхностью, погружающейся на юг [2]. Ее строение осложнено полифазными складчатыми деформациями и чешуйчатыми надвигами с общим перемещением тектонических пластин в юго-западном направлении, сопряженными со взбросо-сдвиговыми зонами расланцевания северо-восточного простирания. Супракрустальные толщи метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений, но во взбросо-сдвиговых зонах развиты высокобарические метаморфиты фации дистен-мусковитовых сланцев, контролирующие кианитовую и сульфидную минерализацию.

В строении пояса участвуют 4 структурно-вещественных комплекса (СВК): 1 – коматиит-базальтовый, 2 – андезитовый, 3 – осадочно-вулканогенный и 4 – терригенно-осадочный. Первые три слагают северо-восточное крыло структуры, последний расположен в ее центральной и юго-западной частях.

Коматиит-базальтовый комплекс сложен (снизу-вверх): тектонизированными перидотитовыми кумулятами, толентами, коматиитами, коматиитовыми базальтами и ферробазальтами. Отсутствие межпоточковых осадков свидетельствует о формировании его в удалении от источников сноса сиалического материала. Породы комплекса обладают петрогеохимическим сходством как с островодужными, так и с океаническими вулканитами, занимая по ряду параметров промежуточное положение, что свойственно вулканитам задуговых срединговых бассейнов, и в целом сопоставимы с фанерозойскими «надсубдукционными» офиолитами. Комплекс прорван дайками с возрастом 2803 ± 35 млн лет [1].

Выше с тектоническим контактом надвигового типа залегает андезитовый СВК, связанный с кисло-средним вулканизмом энсиматической островной дуги, являясь как бы продолжением основного вулканизма. В его составе присутствуют низкокалиевые андезиты толентовской серии и известково-щелочные трахиандезиты. И те, и другие отличаются петрогеохимическими характеристиками, присущими островодужным вулканитам. Породы комплекса через кору выветривания и горизонт кварцевых аренитов с базальными кварцевыми конгломератами перекрываются осадочно-вулканогенным СВК, включающим дацитовые и риолитовые лавы, туфы, риолитовые турбидиты, переслаивающиеся с углеродсодержащими, сульфидизированными аргиллитами, конгломератами и кремнистыми породами, что характерно для энсиалических островных дуг. Общие петрогеохимические особенности риолитов и дацитов указывают на их принадлежность к островодужному типу и позволяют сопоставить их с вулканитами энсиалических островных дуг.

Возрастным аналогом третьего СВК является терригенно-осадочный комплекс, основной объем которого составляют терригенные, интенсивно дислоцированные осадки, перемежающиеся с редкими покровами толентов. Характер ассоциирующих пород и проявленные в них структур-

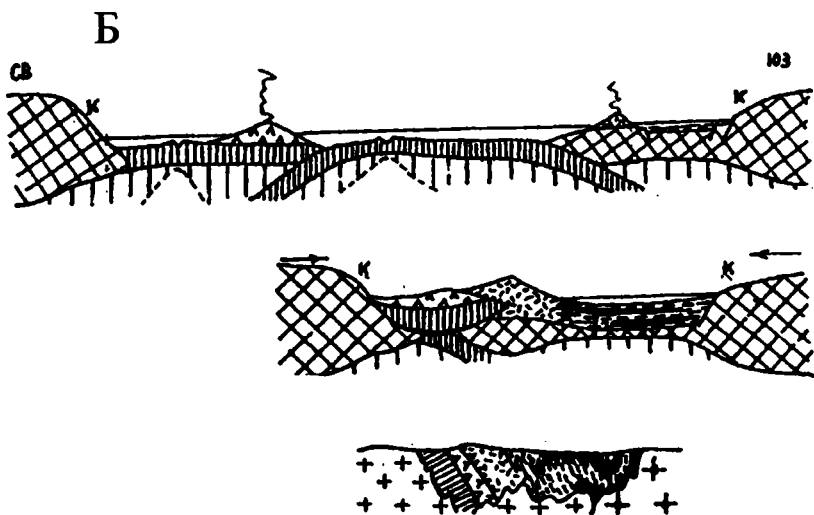
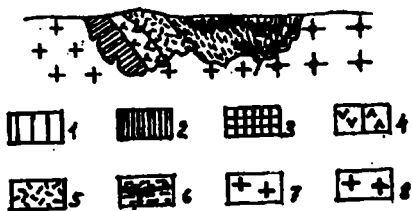
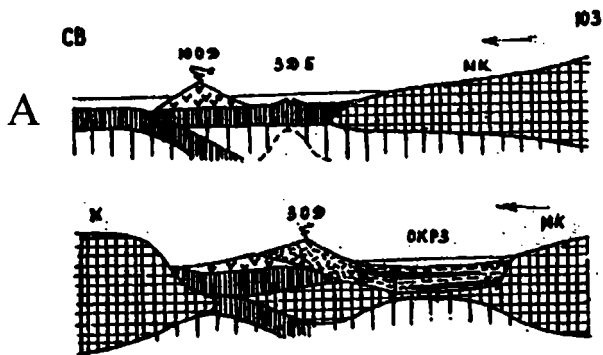


Рис. Возможные модели формирования Хизоваарского зеленокаменного пояса

1 – литосферная мантия, 2 – океаническая кора и коматиит-базальтовый СВК, 3 – континентальная кора, 4 – андезитовый СВК, 5 – осадочно-вулканогенный СВК, 6 – терригенно-осадочный СВК, 7 – тоналиты, 8 – граниты

но-текстурные признаки, как и петрохимия толеитов, указывают на обстановку растяжения типа окраинно-континентального рифтогенеза. Граница этого комплекса с осадочно-вулканогенным СВК – фациальная. Комплекс прорван дайками с возрастом 2706 ± 7 млн лет [3].

Таким образом, Хизоваарский ЗКП представляет собой тектонический коллаж СВК, образовавшихся в геодинамических обстановках энсиматической и энсиалической островных дуг, задугового спредингового бассейна и окраинно-континентального рифтогенеза, что предполагает плейт-тектоническую модель его формирования, которая может быть реализована в 2-х вариантах (рис.): 1) столкновение микроконтинента с островной дугой и юго-западной окраиной Беломорского мегаблока (модель А) и 2) двусторонняя субдукция океанической коры с последующей коллизией двух континентов (модель Б).

Литература

1. *Кожевников В.Н.* Геология и геохимия архейских северо-карельских зеленокаменных структур. Петрозаводск. 1992. 199 с.
2. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: 2000. 223 с.
3. *Shchipansky A.A., Samsonov A.V., Puchtel I.S., Bibikova E.V.* 28 Ga boninite series from khizovaara greenstone belt, North Karelia: evidence for a modern style subduction in the Late Archean// Abstr. Intern. Conf. Early Precambrian: genesis and evolution of the continental crust (geodynamics, petrology, geochronology, regional geology), M. 1999. P. 163–167.

А.В. Соловьев¹, М.Н. Шапиро²

Тектоническая эволюция Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования циркона из терригенных пород

Камчатка – один из классических примеров континентальной окраины, структура которой сформирована относительно медленными процессами надсубдукционной аккреции, прерываемыми короткими эпизодами коллизий островных дуг с континентом. В раннем–среднем эоцене происходит коллизия Озерновско-Валагинской дуги (ОВД), в плиоцене – Кроноцкой дуги. Вдоль восточного склона Восточного хребта Камчатки между этими двумя островодужными террейнами протягивается зона развития преимущественно терригенных пород, образующих систему чешуйчатых надвигов юго-восточной вергентности. По занимаемой позиции, структуре и составу отложений – это аккреционная призма, формировавшаяся между коллизиями дуг над зоной субдукции, наклоненной под континент. Эта зона прослеживается к северу на о-в Ка-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

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

рагинский и на п-ов Говена, здесь с востока она ограничена не островодужным террейном, а склоном Командорской котловины. Вся эта зона выделяется нами как Восточно-Камчатская аккреционная призма.

Трековое датирование терригенных пород аккреционной призмы. В работах по Олоторской зоне и Камчатке было показано, что в пределах конвергентных окраин трековый возраст наиболее молодой популяции обломочных цирконов в песчаниках близок возрасту их накопления [1, 2, 5]. Это позволяет использовать трековый метод датирования обломочных цирконов для оценки возраста немых терригенных толщ, преобладающих в аккреционной призме.

Остров Карагинский. На этом острове были опробованы: верхняя часть разреза ОВД, представленная туфитовой надхынхлонской толщей, и песчаники аккреционной призмы, в составе которой выделяется флиш и осадочный меланж [4]. Трековый анализ показал (табл. 1), что формирование аккреционной призмы началось сразу после прекращения вулканизма в ОВД (конец среднего эоцена) и продолжалось, по крайней мере, до начала миоцена. Флишевый комплекс по данным трекового датирования накапливался с лютета до начала олигоцена (от 45.6 ± 4.6 до 29.9 ± 3.6 млн лет), а осадочный меланж – с конца олигоцена до конца раннего миоцена (от 26.1 ± 1.5 до 18.6 ± 3.5 млн лет). Вероятно, на восточном склоне о-ва Карагинский под водами Командорской впадины скрыты более молодые отложения аккреционной призмы.

Эоцен-олигоценовый возраст флиша и осадочного меланжа подтверждается определениями наннопланктона из аргиллитов этих толщ [6]. В целом, трековые возрасты цирконов показывают омоложение возраста осадков в сторону желоба при резком преобладании падений слоев в противоположном направлении и подтверждают правильность отнесения этих толщ к аккреционной призме.

Хребт Кумроч. Западные склоны и осевая часть хребта Кумроч сложены вулканитами ОВД (хапицкая свита), согласно перекрытыми флишем дроздовской свиты, считавшейся палеоценовой согласно корреляциям с тальниковской свитой Валагинского хребта. Источник субаркозового материала флиша дроздовской и тальниковской свит неизвестен. Вероятно, флиш дроздовской свиты и лесновской серии (перешеек Камчатки) [2] являются аналогами и сформированы за счет размыта окраины Азии. Деформированный пакет вулканитов ОВД и дроздовского флиша надвинут к востоку на отложения ветловской серии, залегающие в виде крутых чешуй. Вблизи надвига отмечаются олистостромы и выделяется станиставская свита, представленная преимущественно песчаниками и гравелитами, состав обломков которых близок составу вулканитов хапицкой свиты. Восточнее отложения ветловской серии сложены интенсивно деформированными кремнистыми аргиллитами с линзами палеоцен-эоценовых кремней и подушечных базальтов. Породы ветловской серии надвинуты (надвиг Гречишкина) на олигоцен-миоценовый флиш тюшевской серии. В основании тюшевской серии

Таблица 1. Трековые возрасты детритовых цирконов из отложений северо-восточной части о. Карагинский (Восточная Камчатка)

Номер образца	Серия, свита	К	Возраст популяций циркона		
			P1, (млн лет)	P2, (млн лет)	P3, (млн лет)
Ka28	Меланж	30	18.6 ± 3.5 (19%)	39.9 ± 3.1 (60.8)	88.0 ± 9.9 (20%)
Ka22	«	40	26.1 ± 1.5 (57%)	56.0 ± 10.7 (18%)	96.4 ± 14.2 (25%)
Ka17	«	20	23.7 ± 3.9(10%)	57.3 ± 5.2 (62%)	116.0 ± 23.9 (28%)
Ka15	Флиш	31	30.4 ± 1.6 (87%)		117.6 ± 14.8 (13%)
Ka13	«	35	29.9 ± 3.6 (47%)	54.7 ± 5.2 (53%)	
Ka11	«	40	36.1 ± 2.4 (40%)	66.4 ± 5.9 (24%)	111.0 ± 8.4 (36%)
Ka9	«	50	39.7 ± 2.6 (56%)	62.3 ± 8.9 (35%)	94.6 ± 39.0 (9%)
Ka7	«	35	44.2 ± 2.6 (68%)	95.5 ± 7.3 (32%)	-
Ka2	«	12	45.6 ± 4.6 (66%)	93.4 ± 14.5 (34%)	-
Ka1	Надхыхло-на-йская толща	30	50.2 ± 3.2 (93%)	-	188.3 ± 52.7 (7%)

Примечание. В табл. 1 и 2: К – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 – популяции циркона. Ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (К).

описаны гравелиты и конгломераты, состоящие из риолитов, типичных для тарховской свиты северной части п-ова Камчатский Мыс.

Данные трекового анализа подтвердили палеоценовый (возможно, верхнепалеоценовый) возраст дроздовской свиты (табл. 2). Возраст молодых популяций цирконов в грубообломочной толще станиславской свиты (42.4 ± 1.9 ; 40.9 ± 3.9 ; 40.7 ± 3.1 млн лет) указывает на то, что ее накопление началось не ранее середины бартона. Накопление грубообломочных пород станиславской свиты происходило в преддуговом прогибе и было связано с интенсивными деформациями, охватившими новообразованную окраину материка после причленения ОВД.

Неожиданными оказались возрасты молодых популяций цирконов в песчаниках тышевской серии (от 50.0 ± 2.9 до 38.1 ± 3.4 млн лет), датированной по моллюскам олигоценом – ранним миоценом (35–15 млн лет). Возраст молодой популяции цирконов существенно древнее возраста самой толщи. Это означает, что она накапливалась далеко от областей активного вулканизма и орогении. Вероятно, тышевский флиш накопился на склонах Кронцовкой дуги, которая в олигоцене и миоцене уже была

Таблица 2. Трековые возрасты популяций детритовых цирконов из песчаников хребта Кумроч (Восточная Камчатка) [3].

№ образца	Серия, свита	К	Возраст популяций циркона		
			P1, (млн лет)	P2, (млн лет)	P3, (млн лет)
Zh1	Дроздовская свита	55	66.7±5.0 (48.7%)	127.7±9.7 (51.3%)	-
Zh2	Дроздовская свита	50	57.7±3.5 (65.2%)	128.2±13.0 (34.8%)	-
Zh3	Дроздовская свита	50	55.9±4.4 (33.9%)	83.8±7.3 (46.6%)	137.2±17.4 (19.6%)
Zh4	Дроздовская свита	45	68.3±6.2 (49.4%)	110.8±11.2 (50.6%)	-
Zh5	Станиславская	50	40.9±3.9 (22.4%)	61.7±5.1 (55.0%)	80.8±12.8 (22.6%)
Zh6	Станиславская	45	42.4±1.9 (100.0%)	-	-
Zh7	Станиславская	45	40.7±3.1 (62.7%)	62.6±6.8 (37.3%)	-
Zh8	Тюшевская	40	38.1±3.4 (32.5%)	73.2±6.9 (56.4%)	141.5±42.7 (11.1%)
Zh10	Тюшевская	50	43.3±2.4 (72.1%)	94.4±10.5 (27.9%)	-
Zh11	Тюшевская	50	50.0±2.9 (68.3%)	108.1±10.5 (31.7%)	-

слабо расчлененным внутриплитным поднятием, расположенным на значительном расстоянии от Камчатки, где в это время происходила активная вулканическая деятельность. При коллизии Кроноцкой дуги с континентом ее олигоцен-миоценовый осадочный чехол был частично сорван и образовал чешуйчато-надвиговую зону, нарастившую юго-восточный фланг Восточно-Камчатской аккреционной призмы.

Выводы. Детализация возраста пород Восточно-Камчатской аккреционной призмы показала, что, несмотря на генетическое и структурное единство этого террейна, в развитии его северной и южной частей есть существенные различия. Юго-восточная часть о-ва Карагинский по структуре близка к современным аккреционным призмам. Эта структура завершила свое развитие после прекращения спрединга в Командорской котловине. В восточных хребтах Камчатки структура призмы осложнена, во-первых, наложенными среднеоценовыми деформациями, а, во-вторых, коллизией Кроноцкой дуги. Различия в строении аккреционной призмы хребта Кумроч и о-ва Карагинский также обусловлены тем, что в зоне субдукции, над которой формировалась призма, на юге поглоща-

лась Тихоокеанская плита, а на севере – микроплиты юго-восточной части Берингова моря, отделенные от Тихоокеанской плиты Командорским сдвигом.

Авторы признательны Дж.И.Гарверу и А.В.Ландеру. Работа выполнена при поддержке РФФИ проект № 02-05-64967, Фонда содействия отечественной науке; Программы ОНЗ РАН №6, CRDF #RG1-2568-MO-03.

Литература

1. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
2. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45–59.
3. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И., Ландер А.В. Формирование Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования цирконов из терригенных пород // Геология и геофизика. 2004. (в печати).
4. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
5. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена юга Корякии и Западной Камчатки // Литология и полез. ископ. 2001. №4. С. 374–389.
6. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И. и др. Возраст терригенных пород северо-восточной части острова Карагинский (Восточная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 90–101.

М.Л. Сомин¹

Структура герцинского основания Передового хребта Большого Кавказа: новая трактовка

В геологическом строении Передового хребта Большого Кавказа существует принципиально важная проблема, касающаяся взаимоотношений двух главных нижних единиц разреза – вулканогенно-осадочных островодужных толщ верхнего силура–девона–нижнего карбона и нижележащего комплекса метаморфических пород и гранитоидов (кристалликума). После изучения контактовой зоны этих единиц некоторые авторы [8] пришли к заключению о наличии постепенного перехода между ними и, соответственно, о палеозойском возрасте пород кристалликума. Другие геологи предпочли отнести метаморфические породы кристалликума к протерозою и трактовать контакт как замаскированное стратиграфическое несогласие [5] или же как тектоническую плоскость в основании надвинутых вулканитов [1, 4]. Все эти точки зрения, однако, остались недостаточно аргументированными.

Системный анализ свидетельствует, что контакт имеет регионально-тектоническую природу. Аргументы здесь следующие.

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

1. Вулканогенно-осадочный комплекс (ВОК) метаморфизован при низких давлениях и температурах, тогда как метаморфиты кристалликума – продукт высокобарического (8–16 кбар) и среднетемпературного (500–650°C) метаморфизма; гранатовые амфиболиты, эклогиты, фенгит-роговообманковые гнейсы и гранат-кианитовые сланцы присутствуют на разных уровнях разреза, где составляют его когерентные элементы [2, 7]. Это сравнение показывает, что рассматриваемые единицы не составляют единого метаморфического комплекса.

2. В состав кристалликума входят ультрабазиты и апогранитоидные ортогнейсы, абиссальные гранодиориты и граниты, тогда как в пределах полей ВОК таких пород нет. Вместе с тем, неметаморфизованные гранитоиды кристалликума имеют постдевонский возраст и, следовательно, могли бы где-то интродуцировать ВОК.

3. Среди выходов кристалликума не встречены магматические дайки или силлы, которые могли бы рассматриваться в качестве подводящих каналов для вулканитов ВОК.

4. В составе терригенных пород ВОК отсутствуют продукты размыва древнего силля; только в верхах девона появляются кварцевые песчаники.

5. Изотопно-геохронологические данные, которые уверенно указывали бы на присутствие в составе кристалликума пород докембрия, отсутствуют. Даже известная «ордовикская» (450 млн лет) К-Аг датировка контактового флогопита балки Мошовой в Бескесском выступе требует проверки из-за возможного присутствия в минерале избыточного аргона.

6. U-Pb -датировки трех типов ортопород кристалликума оказались на уровне девона–среднего карбона: цирконы из метааплитов Даховского выступа, метаморфизованных совместно с высокобарными амфиболитами, показали субконкордантный возраст $356 \pm 2,5$ млн лет (определено в ИГГД РАН); цирконы апогаббронидных амфиболитов Блыбского выступа имеют субконкордантный возраст 400 ± 6 млн лет (ГИН КНЦ РАН, Апатиты); по цирконам из метаплагиогранитов Соленовского массива (Блыбский выступ) получен конкордантный возраст 323 млн лет (ГЕОХИ РАН). Морфология и другие особенности цирконов в первых двух случаях указывают на их магматическое происхождение, в третьем – вопрос недостаточно ясен.

7. Многочисленные измерения К-Аг возраста слюд из регионально метаморфизованных пород кристалликума дали, при высоких содержаниях калия, оценки в интервале 360–320 млн лет. По фенгитам и системе гранат–порода эклогитов Блыбского выступа с помощью Sm-Nd, Ag-Ag, Lu-Hf методов получены датировки в интервале 322–303 млн лет и сделан вывод о большой скорости протекания метаморфизма и эксгумации эклогитов [8].

Приведенные данные показывают, во-первых, что между вулканогенно-осадочным комплексом Передового хребта и его кристалликумом нет прямых геологических связей, т.е. что они действительно [3] представляют независимые палеоструктурные элементы; во-вторых, ис-

ходные породы этих комплексов, по меньшей мере частично, разновозрастны, а метаморфизм кристалликума происходил частью во время накопления ВОК, частью синхронно с его метаморфизмом. Отсюда следует, что сонахождение данных комплексов в структурах Передового хребта обусловлено их тектоническим совмещением. Поэтому выступы кристалликума можно трактовать как тектонические окна в аллохтонных массах ВОК. Последние полностью перекрывали кристалликум и даже достигали зоны Главного хребта.

Высокобарический тип метаморфизма кристалликума был, очевидно, обусловлен субдукцией его пород под вулканическую дугу, а явственная неоднородность датировок их изотопного возраста скорее всего отражает асинхронность погружения и (или) эксгумации отдельных частей кристалликума. В намечающейся картине, естественно, есть еще немало неясных моментов, относящихся к положению «корней» вулканической дуги, природе исходных пород кристалликума, возможности присутствия в нем сравнительно древних компонентов, аккреционному стилю и т.д. Предложенная трактовка структуры Передового хребта, как можно надеяться, будет стимулировать исследования в этих направлениях. Если она верна, то необходим существенный пересмотр представлений об общей структуре доальпийского основания Большого Кавказа в пользу признания его большой гетерогенности и гетерохронности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64081).

Литература

1. Баранов Г.И. Проблемы геологического строения досреднепалеозойского основания Большого Кавказа // В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 106–110.
2. Кориковский С.П., Сомин М.Л., Корсаков С.Г. // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 5. С. 650–654.
3. Красивская И.С. Типы низкокальциевых гранитоидов как отражение разной геологической эволюции сопряженных энзиматических комплексов Блыбского поднятия Большого Кавказа // Матер. Междунар. юбилейной сессии к 90-летию проф. Г.М.Заридзе. Тбилиси, 1998. С. 31–33.
4. Лаврицев В.А., Пруцкий Н.И., Семенов В.М. и др. Государственная геологическая карта м-ба 1:200 000, лист К-37-V. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2001. 214 с.
5. Потопенко Ю.Я. Стратиграфия и структура додевонских комплексов Северного Кавказа. Тбилиси.: Мещниереба, 1982. 169 с.
6. Самохин А.А. Вопросы геологии метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р.Лаба. В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962. С. 242–252.
7. Шенгелия Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. М.: Наука, 1991. 231 с.
8. Phillipot P., Blichert-Toft J., Perchuk A. et al. // Tectonophysics. 2001. V. 342. P. 23–38.

Структура нижнеюрских депрессий Главного Кавказского хребта – показатель характера альпийской деформации его кристаллического фундамента

Поведение фундамента и системы фундамент–чехол при формировании складчатых сооружений – ключевой аспект их геологии, позволяющий судить о механизме деформирования в земной коре и о ее структуре на сравнительно глубоком уровне [3]. Особенно важны для изучения те участки складчатых сооружений, где отложения чехла находятся в автохтонной или параавтохтонной позиции, в непосредственном контакте с фундаментом. Такую возможность предоставляют нижнеюрские депрессии зоны Главного хребта Большого Кавказа. Они приурочены к крупным продольным разрывам, рассекающим доальпийский гранитно-метаморфический фундамент. Неоднократное чередование выступов фундамента и выполненных юрскими отложениями депрессий известно также на восточном и западном погружениях этой зоны. Хотя эти районы интересовали многих геологов, проблеме происхождения депрессий посвящено лишь несколько публикаций. В них выражены противоположные взгляды: одни авторы считают эти структуры результатом действия горизонтальных сил [1, 3], другие – вертикальных. Так, в обстоятельной работе Е.А.Долгинова [2] сделан вывод, что депрессии сформировались в результате вертикальных движений фундамента, воздымающиеся блоки которого разваливались и раздавливали депрессионные зоны. Однако ясно, что чехол над поднятыми блоками при этом должен был испытывать растяжение. Наши наблюдения в районах Архызско-Клычской депрессии, Атамажинского, Дарьяльского и других поднятий показали, что признаки сжатия с формированием системы складок и интенсивного кливажа проявлены не только в осевых, гипсометрически нижних частях депрессий, но и непосредственно над выступами фундамента или в их бортах.

В северном борту Архызско-Клычской депрессии, на хр.Мусатчери, сохранился фрагмент отложений лейаса, непосредственно контактирующих с фундаментом – кристаллическими сланцами макерского комплекса (рис., А). В основании чехла находится пачка грубообломочных конгломератов мощностью до 50 м. Обломки диаметром до 20 см в них представлены исключительно макерскими сланцами и жильным кварцем. Конгломераты сменяются песчаниками и затем алевропелитами и глинистыми сланцами. Базальные слои залегают полого, однако вышележащая часть разреза несет признаки все более интенсивной деформации – видны открытые складки с углом между крыльями до 90° и общекавказской ориентировкой осевых поверхностей. Параллельно последним развит кливаж начальной и умеренной стадий, создающий в алевро-

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

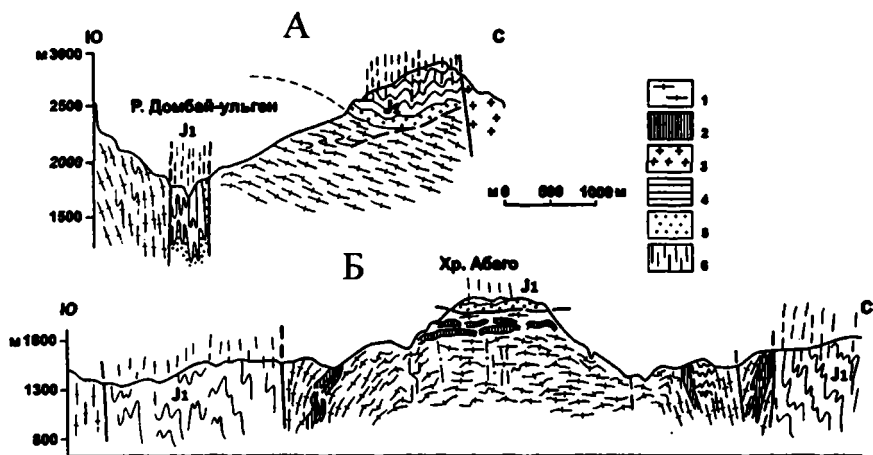


Рис. Схематизированные разрезы через Домбайский сектор Архызско Ключской депрессии (А) и выступ Абаго (Б)

1–3 – фундамент: 1 – кристаллические сланцы и гнейсы, 2 – тела амфиболитов, 3 – гранитоиды; 4–5 – чехол: 4 – алевропелиты, 5 – базальные конгломераты; 6 – альпийский кливаж

пелитах ясно различимую систему субвертикальной отдельности. Шарниры складок пологие и ориентированы вдоль депрессии (110°). В кристаллических сланцах и в телах внедрившихся в них доюрских гранитоидов отмечаются зоны милонитизации, параллельные кливажу в лейасе. Интересно, что залегание слоистости чехла и фолциации пород фундамента также близки. Однако на гребне хребта видно, что базальные слои срезаются вдоль субпослойного срыва. Все это указывает на совместную деформацию фундамента и чехла при горизонтальном сжатии.

В осевой части депрессии складки изоклиналильные и субизоклиналильные, кливаж совершенен и интенсивен, поэтому глинистые породы представлены предельно уплотненными аспидными сланцами. Хотя и здесь, например в левом борту р.Алибек, встречаются фрагменты базальных слоев, основная их часть срезана крутыми разрывами. Осевая часть депрессии имеет субвертикальные ограничения и значительную глубину: без заметного изменения ширины она проходит как по глубоко врезанным продольным долинам, так и через высокие водоразделы. При этом залегание пород и кливажа в депрессии субпараллельно генеральному положению фолциации метаморфитов в примыкающем к депрессии с юга буульгенском комплексе. В нем отмечаются зоны низкотемпературного рассланцевания, ориентированные аналогично кливажу в лейасе, видны рассланцеванные среднеюрские диабазовые дайки того же простирания.

Таким образом, характер деформации отложений чехла в осевой части депрессии и высоко на ее борту принципиально сходны и обнаруживают признаки не вертикального, а горизонтального раздавливания. Вместе с тем, выявляется заметное уменьшение деформации от осевых частей депрессии к ее бортам. Его природу можно понять, если обратиться к другим структурам Северо-Западного Кавказа. Одна из них – Атамажинское поднятие в бассейне р. Белой. В его пределах находятся два выступа метаморфического фундамента – Абаго и Чессу, к северу и югу от которых расположены глубокие нижеюрские депрессии. В них отложения лейаса-аалена деформированы примерно так же, как в Архызско-Клычской депрессии – сильно сжатые и изоклиальные складки, крутой кливаж, интенсивность которого нарастает к югу. Иная картина – над самими выступами. Над их центральными частями отложения лейаса залегают очень полого и сохраняют базальные слои, хотя ниже последних часто проходят тектонические срывы; складки здесь небольшие, слабо сжатые. Тем не менее и тут развит крутой кливаж, ориентированный так же, как в депрессиях. Фолиация метаморфических пород в этой части фундамента залегают, подобно слоистости чехла, субгоризонтально. Местами в тонкозернистых метаморфитах отмечается регулярная система тонких слабоминерализованных трещин, пересекающих метаморфическую фолиацию. Их ориентировка такая же, как у кливажа в чехле, и поэтому они, очевидно, имеют альпийский (раннеальпийский) возраст. В бортах структуры фолиация метаморфитов приобретает все более крутое, вплоть до опрокинутого, положение; деформированность чехла также возрастает к краям выступов (рис., Б).

В тех случаях, когда фундамент сложен массивными гранитоидами, характер его соотношений с чехлом в основе такой же. Так, между Дарьяльским и Гвелетским выступами, в узкой щелевидной депрессии, ограниченной крупноамплитудными вертикальными разрывами, отложения лейаса смяты в изоклиальные складки, осложненные крутошарнирными структурами второй генерации, и интенсивно кливажированы. На южных склонах Дарьяльского выступа видно, что по мере движения к его кровле структура чехла упрощается, и на самой кровле отложения лейаса залегают субгоризонтально, с базальными слоями в основании. Но и здесь в глинистых породах присутствует крутой кливаж. Он параллелен плоскостям милонитизации, развитым в гранитоидах, особенно в краевых частях блоков фундамента на границе с лейасом [3].

Таким образом, во всех трех случаях признаки горизонтального сжатия в виде кливажа, в разной степени сжатых складок и срывов в основании чехла видны не только в структурных депрессиях, но и непосредственно в кровле выступов фундамента. Здесь, однако, величина деформации заметно уменьшается. Такая же закономерность проявляется и в поведении поверхности фундамента. Это можно связать с особенностями аркадной (cusate-lobate [6]) складчатости [5]. Она возникает при сжатии двуслойной среды, нижняя из которых (фундамент) более вяз-

кая, чем верхняя (чехол). Поверхность фундамента в этом случае деформируется в пологие антиклинали и узкие шелевидные синклинали, а чехол облекает их. Места заложения шелевидных депрессий обычно предопределяются зонами древних зон повышенной нарушенности (разрывов, зон древней бластомилонитизации). Не случайно нижеюрские депрессии разделяют блоки с различным составом фундамента. Тип реакции самого фундамента на горизонтальное сжатие определялся свойствами среды: метаморфиты с совершенной фолацией могли сминаться в складки, в массивных гранитоидах деформация выражалась в сколах и милонитизации. Почти везде деформации завершались выжиманием кверху антиклинальных элементов (блоков фундамента). Это местами приводило к изгибанию поверхностей кливажа в складки с горизонтальными осевыми поверхностями.

Структуры аркадного типа в системе фундамент–чехол широко развиты на Большом Кавказе, однако геометрия их изменчива. К югу они приобретают все более сжатый вид и превращаются в опрокинутые субизоклинальные структуры. На севере деформация сжатия в основном локализуется в депрессиях, а антиклинали приобретают вид коробчато-куполовидных форм.

Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64477) и ОНЗ РАН, проект 4–1 программы 5.

Литература

1. Ажгирей Г.Д. // Бюл.МОИП. 1951. Отд. геол. В.4. С.60–73.
2. Долгинов Е.А. // Советская геология. 1958. № 11. С. 88–105.
3. Сомин М.Л. // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 3. С. 376–379.
4. Сомин М.Л. Альпийская деформация фундамента Большого Кавказа. В кн.: Проблемы геологии и петрологии. Тбилиси: Мецниереба, 1999. С. 133–148.
5. Сомин М.Л. Структуры аркадного типа в складчатых поясах. Общие проблемы тектоники. Тектоника России. Мат-лы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 997–500.
6. Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill. N.Y. 1967. 568 p.

А.А. Степашко¹

Тектоническая расслоенность литосферы и кайнозойская геодинамика тихоокеанской окраины США

Исследования последнего десятилетия доказали существование латеральной структуры верхней мантии, основными элементами которой являются мантийные линзы регионального масштаба. Их существование впервые было предсказано Т.Джорданом (1975, 1978) на основании геофизических соображений и подтверждено петрологическими данными для Каапваальского кратона Ф. Бойдом и Дж. Гарни [4]. Положение

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

и конфигурация мантийных линз (нуклеаров) запечатлены в региональных вариациях состава фрагментов мантии – ультрабазитов [1], что дает возможность, сравнивая поверхностное и глубинное строение литосферы, оценить с новых позиций ее тектоническую расслоенность и геодинамическое значение горизонтальных перемещений на разных уровнях. Наиболее красноречивые доказательства тектонической расслоенности получены при моделировании структуры мантии западной части США [2], для исследования которой использованы составы перидотитовых ксенолитов из 7 кайнозойских щелочнобазальтовых вулканов региона и из 2 кимберлитовых диатрем плато Колорадо (Frey, Prinz, 1978; Smith, 1979; Ehrenberg, 1982; Wilshire et al., 1988; Aranda-Gomez, Ortega-Gutierrez, 1987; Beard, Glazner, 1995).

Составы ксенолитов отражают тонкую стратификацию, позволяя выделить фрагменты трех слоев лерцолитовой мантии, каждому из которых отвечает своя серия нодулей. Расслоенность мантии по химическому составу согласуется с результатами ее детальных сейсмических исследований в западной части США (Ozabaybey, Savage, 1992; Beghoul et al., 1993). В ксенолитах каждого слоя содержания петрогенных компонентов по латерали изменяются концентрически, показывая существование в верхней мантии овальной структуры (рис.1) площадью порядка 1.25 млн км². Вариации состава ксенолитов обнаруживают глубинное основание, или «корень» плато, существование именно такого типа образований было важнейшим открытием сейсмотомографии.

Положение центров коровой и верхнемантийной структур заметно отличается, позволяя предположить, что первоначально плато находилось над центром мантийного нуклеара, но было смещено в В-СВ направлении (см. рис.1). В этом случае в его тылу должна была сформироваться обширная область растяжения, а перед фронтом произойти мощное сжатие. Именно такое сочетание региональных структур является главной особенностью тектонического строения западной части США. С юга и запада плато Колорадо обрамляет Провинция Бассейнов и Хребтов, а с северо-востока и востока – южная гряда Скалистых гор, воздымание которой (J.G.Fitton et al., 1991) происходило одновременно с поднятием плато и рифтогенезом в Провинции Бассейнов и Хребтов. Траектория движения плато определяла также векторы растяжения в Провинции Бассейнов и Хребтов (см. рис.1). В ее северной части преобладало растяжение ЮВ направления, а на юге край плато перемещался преимущественно в ином, СВ направлении. Именно сочетание этих двух направлений (рис.2) характеризует поле кайнозойских напряжений в регионе, многократно изученное разными кинематическими методами [5,7]. С направлением и амплитудой перемещения плато Колорадо согласуется также миграция кайнозойского вулканизма [6] на его южной окраине.

Кайнозойская тектоника на окраине континента обусловлена геодинамикой Тихого океана. Начало движения плато Колорадо датируют самые ранние проявления вулканизма и растяжения в Провинции Бассей-

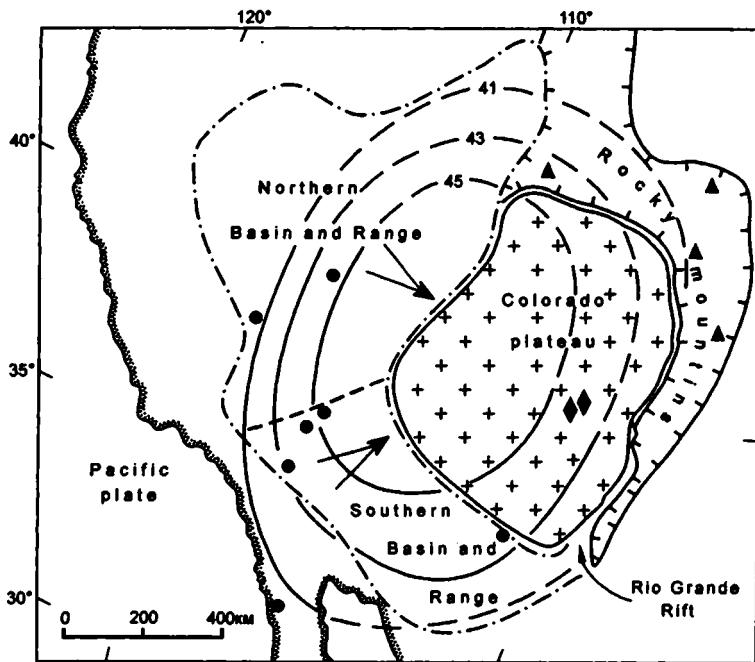


Рис.1. Структура литосферы западной части США

Точки и ромбы – ксенолиты верхней мантии, треугольники – главные вершины Скалистых гор. Изолинии содержаний MgO – положение мантийного нуклеара, стрелки – направления перемещения границ плато

нов и Хребтов, имеющие возраст 42.6–39 млн лет. Это синхронно главной кайнозойской реорганизации движения тихоокеанских плит (42–43 млн лет), зафиксированной в резком изломе Гавайско-Императорской островной цепи. Траектория плиты Фараллон (Кононов, 1989; Richards, Lithgow-Bertelloni, 1996), с субдукцией которой связывают кайнозойскую геодинамику, совпадает с СВ вектором движения плато Колорадо (см. рис.2), то же направление имеет ось спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия. Второй, ЮВ вектор перемещения плато также обусловлен давлением тихоокеанских плит на край континента. Яркой особенностью строения СВ части Тихого океана является система гигантских трансформных разломов. Восточное смещение коры было самым сильным у блока, заключенного между разломами Мендосино и Меррей (см. рис.2). Границы этого своеобразного «поршня» идеально проецируются на северную и южную границы плато Колорадо. Разворот плато по часовой стрелке при этом явно вызван большей амплитудой сдвига вдоль Мендосино.



Рис.2. Схема кайнозойской тектоники тихоокеанской окраины Америки

Кресты – плато Колорадо, точки – провинция Бассейнов и Хребтов, серым показана океаническая кора, формировавшаяся в интервале 49–36 млн лет; большие стрелы – направления растяжения в провинции Бассейнов и Хребтов, по [7]; стрелки – направление движения плиты Фараллон; стрелки в пунктах V, P, F, Pt – направления современного движения, по данным интерферометрии [3].

Построенная модель предполагает, что плато Колорадо двигалось относительно мантии как самостоятельный блок, испытывая при этом поворот по часовой стрелке. Именно такой характер его перемещений был установлен при палеомагнитных исследованиях (Bryan, Gordon, 1986, 1990; Steiner, 1986) и нашел надежное подтверждение в результатах прямого геодезического измерения внутриплитных деформаций методами интерферометрии [3]. Векторы современного движения, определенные для четырех пунктов региона (см. рис.2), показывают, что вращение продолжается и в настоящее время, приводя к раскрытию рифта Рио-Гранде вдоль ЮВ края плато.

Исследование строения западной части США убедительно подтверждает реальность концепции тектонической расслоенности литосферы. Особое значение, видимо, имеют перемещения коровых блоков по поверхности мантии, так как даже при умеренной амплитуде в 100–200 км они способны приводить к кардинальной реорганизации тектонического строения на площади сотни тысяч – миллионы квадратных километров. Исследование структуры мантии Атлантического и Индийского океанов также показывает [1,2], что спрединг вполне может осуществляться при скольжении относительно тонких коровых пластин по поверхности верхней мантии.

Литература

1. Степанко А.А. Химическая структура ультраосновной мантии. Владивосток: Дальнаука, 1998. 128 с.

2. *Степанко А.А.* Структура верхней мантии и тектоника литосферы. Автореф. дисс. ...доктора геол.-мин. наук. Хабаровск. 2003. 44 с.
3. *Argus D.F., Gordon R.G.* // *J. Geophys. Res.* 1996. № B6. P. 13555–13572.
4. *Boyd F.R., Gurney J.J.* // *Science.* 1986. V. 242. P. 472–477.
5. *Eaton G.P.* // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1982. V. 10. P. 409–440.
6. *Wenrich K.J., Billingsley G.H., Blackerby B.A.* // *J. Geophys. Res.* 1995. №. B7. P. 10417–10440.
7. *Zoback M.L., Anderson R.E., Thompson G.A.* // *Phil. Trans.R.Soc.Lond.* 1981. V. A.300. P. 407–434.

Г.А. Стогний¹, В.В. Стогний²

Структура юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона

Северо-Азиатского кратона как структура, включающая кристаллический фундамент Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области и сформированная в протерозое (1.6–1.7 млрд лет), впервые выделен Ю.А. Косыгиным с соавторами [4], восточная граница кратона при этом отождествлялась с краевым швом, ограничивающим Колымо-Омолонский массив, а южная – с Южно-Алданским швом, разделяющим Алданский щит и Становой складчатый пояс. По Л.М. Парфенову [7], Северо-Азиатский кратон возник в венде после раскола протерозойского суперконтинента Родиния, при этом за его восточное ограничение принимается Адыча-Тарынский разлом, а Становой мегаблок Алдано-Станового щита интерпретируется как террейн кратона. В рамках Сибирской платформы часто выделяется Сибирский кратон [8]. Такая неоднозначность в тектоническом районировании Северо-Востока России отражает имеющиеся подходы в трактовке термина «кратон», а также принятые модели эволюции восточного и юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Наиболее актуальным при изучении структуры юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона является вопрос времени и механизма формирования блоков высокobarических ($P=8-10$ кбар) раннедокембрийских гранулитов Станового мегаблока Алдано-Станового щита, Охотского и Омолонского срединных массивов, которые, по мнению авторов, являются индикаторами фанерозойских подвижных поясов.

Блоки раннедокембрийских гранулитов Станового мегаблока образуют три субширотных пояса протяженностью до 900 км: Каларо-Джугджурский, Ларбинско-Чогарский и Амазарский. Каларо-Джугджурский гранулитовый пояс включает Каларский, Зверевский, Верхнетимптонский и Туксанийский блоки, а Ларбинско-Чогарский – Ларбинский, Брянтинский, Сивакано-Токский и Чогарский. Амазарский пояс, который трассирует юго-западный фланг Станового мегаблока,

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГАБМ) СО РАН, Якутск, Россия

² Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

объединяет блоки гранулитов Могоча-Урушанского пояса и Дамбукинский блок. Западным продолжением Каларо-Джугджурского пояса гранулитов является выделенный А.М. Алакшиным, Б.М. Письменным [1] по зоне линейных гравитационных максимумов краевой базит-гипербазитовый пояс Сибирской платформы. Блоки гранулитов Станового мегаблока в гравитационном поле отражаются максимумами амплитудой до 15 мГал и размером 100x120 км. Мощность блоков по результатам математического моделирования изменяется от 4 до 10 км.

Выходы раннедокембрийских пород Охотского срединного массива слагают Кухтуйский, Верхнемайский и Юровский блоки, на позицию и природу которых имеется несколько точек зрения: поднятия фундамента срединных массивов; блоки кристаллической коры, выдвинутые по надвигам; гнейсовые купола; комплексы «метаморфических ядер». В рамках парадигмы тектоники плит Охотский срединный массив отождествляют с микроконтинентом, столкнувшимся с Евразийской плитой в конце апта – начале альба [5] либо с кратонным террейном [7]. Омолонский срединный массив включает Ауланджинский, Авековский, Хопкинский, Кедонский и другие блоки раннедокембрийских пород, которые метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Охотскому массиву в структуре низкочастотной составляющей поля силы тяжести соответствует южная градиентная ступень Верхоянского регионального минимума и фрагмент пограничной градиентной зоны. Положение блоков гранулитов и границ Охотского массива по отношению к элементам гравитационного поля однозначно указывает на единство в тектоническом плане структур кристаллического фундамента Южного Верхоянья и Охотского массива в рамках Верхоянского геоблока.

Блоки раннедокембрийских гранулитов Станового мегаблока, Охотского и Омолонского срединных массивов в плане расположены вдоль градиентной зоны поля силы тяжести. Южная часть данной градиентной зоны идентифицируется как Каларо-Чогарский межплитный разлом, разграничивающий Северо-Азиатский кратон и Амурскую плиту, который на поверхности трассируется мезозойскими массивами гранитоидов Станового пояса, а восточная ее часть – как Охотоморский межплитный разлом [6]. Результатом взаимодействия Северо-Азиатского кратона с Амурской плитой в мезозое и с плитами палео-Тихого океана в среднем палеозое явилось формирование в верхней части земной коры Станового и Охотского подвижных поясов, содержащих блоки раннедокембрийских гранулитов, которые составляют сегменты единого Витимо-Охотского метаморфического подвижного пояса, являющегося юго-восточным обрамлением Северо-Азиатского кратона.

Положение поясов гранулитовых блоков Станового мегаблока, имеющих субширотное простирание, дискордантно по отношению к древним структурам Алданского кратона, что может свидетельствовать об особом режиме их формирования. Основными факторами выдвижения блоков гранулитов являются геологическая расслоенность литосфе-

ры и транспрессия. В условиях мезозойской коллизии Северо-Азиатского кратона и Амурской плиты тектонические срывы на уровне нижнего слоя земной коры привели к выдвиганию блоков высокобарических гранулитов в верхние части земной коры, которые сформировали Каларо-Джугджурский и Ларбинско-Чогарский субширотные пояса, ориентированные субпараллельно относительно оси межплитного разлома. В последующем срывы на более высоких гипсометрических уровнях способствовали выдвиганию гранулитов Амазарского пояса, а также покровов и чешуй станового комплекса, что обеспечило формирование структуры Станового подвижного пояса мощностью до 20 км. Мезозойский возраст структуры Станового подвижного пояса определяется следующим: 1) временем преобразования архейских метаморфических комплексов, оцениваемым К-Аг-датировками в 110–230 млн лет; 2) наличием надвигов архейских метаморфических комплексов Станового подвижного пояса на мезозойские терригенные отложения Южноякутской системы впадин и Монголо-Охотской складчатой системы; 3) закрытием в конце средней юры восточной части Монголо-Охотского океана в результате аккреции Амурского супертеррейна к южной окраине Северо-Азиатского кратона [7]; 4) временем образования в 109–130 млн лет [2] массивов гранитоидов Станового пояса.

Процесс формирования Охотского пояса, судя по К-Аг и Аг-Аг датировкам в 375–250 млн лет архейских метаморфических комплексов [3], инициирован начальными фазами Кони-Мургальской субдукции и происходил в условиях транспрессии Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона и плиты Изагаги? палео-Тихого океана. В последующем коллаж блоков был перекрыт сложно деформированными пакетами тектонических пластин раннемеловой Северо-Охотской аккреционно-коллизивной области, вулканитами Охотско-Чукотского пояса и нарушен субмеридиональными разломами Западно-Охотской тектонической зоны.

Таким образом, блоки гранулитов Станового мегаблока, Охотского и Омолонского срединных массивов могут рассматриваться как индикаторы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, которое выражено палеозойским Охотским и мезозойским Становым подвижными поясами, составляющими единый Витимо-Охотский метаморфический подвижный пояс. Юго-восточная граница Северо-Азиатского кратона отождествляется с Каларо-Чогарским и Охотоморским межплитными разломами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64476).

Литература

1. Алакишин А.М., Письменный Б.М. // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 24–32.
2. Антонов А.Ю., Банковская Э.В. Rb-Sr изотопная систематика мезозойских гранитоидов Станового хребта (южное обрамление Алданского щита). В кн.: Геохимические процессы и полезные ископаемые. Иркутск, 2000. С. 163–172.

3. Загрудина И.А., Федорова И.В., Яковлева Л.В. О фанерозойском омоложении докембрийских пород на Востоке Азии. В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981. С. 140–146.
4. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 125 с.
5. Натанов Л.М., Сурмилова Е.П. // Отечественная геология. 1995. № 2. С. 50–53.
6. Стогний Г.А., Стогний В.В. // Отечественная геология. 1999. № 5. С. 68–72.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: Наука, 2001. 571 с.
8. Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozkhin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton, a preliminary assessment. Editor K.C. Condie. Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.

Ю.Н. Стрик¹, В.М. Ненахов¹

Тектонические закономерности пространственной структуры магматического ареала Еланского норит-диоритового комплекса Воронежского кристаллического массива

Результаты моделирования показывают, что при воздействии на однородный полуограниченный слой теплового потока, ориентированного вертикально и обладающего симметрией цилиндра (восходящий конвективный поток), образуется обособленный в координатах пространства-времени магматический очаг, способный к саморазвитию. Он функционирует в автоколебательном режиме и в конечном итоге трансформируется в систему сближенных в пространстве геологически разновозрастных магматических тел (очаговый комплекс) который характеризуется следующими признаками [1]: 1) размещение магматических тел в пределах ареала ассоциации сохраняет цилиндрический тип симметрии магматической системы; 2) в любом горизонтальном сечении ареала плотность размещения магматических тел находится в обратной экспоненциальной зависимости от квадрата расстояния до вертикальной оси симметрии магматической системы; 3) вся совокупность горных пород, флаграционных магматическую ассоциацию, образуется в результате дифференциации первичного расплава; все члены петрогенетической серии комагматичны; 4) очаговый комплекс характеризуется петрохимической зональностью, выраженной закономерным изменением состава пород магматической ассоциации в зависимости от их местоположения относительно геометрического центра ареала.

Анализ литературных данных и опыт геологического картирования свидетельствуют, что системная организация отдельных магматических тел в аномальные узловы структуры – это общее явление для геологически синхронных магматических образований фанерозойского возраста,

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

независимо от их состава, времени образования и местоположения, основной закон их пространственной композиции. Возникает закономерный вопрос – распространяется ли данная закономерность на докембрий.

Нами был проведен анализ раннепротерозойского Еланского норит-диоритового комплекса, который является оптимальным объектом для исследования из-за высокой достоверности исходной геологической информации о составе, строении и размещении входящих в него интрузивных тел.

Еланский комплекс, по геолого-геофизическим данным, локализуется в пределах узкой (до 30–40 км) Елань-Тамбовской структурно-формационной зоны Воронежского кристаллического массива протяженностью более 300 км [2]. Но достоверно к настоящему времени в результате буровых работ установлено несколько десятков небольших по размеру (от 0,3 до 12–15 км²) интрузивных тел, размещенных на ограниченной площади 50x60 км. Определение возраста U-Pb методом по циркону показало время формирования комплекса в интервале 2050±14–2065±15 млн лет.

Сущность анализа пространственного размещения магматических тел заключается в геометризации с помощью программы *surfer* магматического ареала на основе картографического изображения магматических тел, расчете плотности их размещения с помощью программы *MapInfo*, сравнение расчетных данных с теоретическими. По результатам четырех циклов сглаживания была составлена карта плотности размещения магматических тел еланского норит-диоритового комплекса, которая свидетельствует о наличии аномальной обособленной структуры слабо асимметричной формы со сложным внутренним строением. Геометрический ареал комплекса обладает центральной симметрией (ось L₂) и описывается эллипсом, ориентированным на север (рисунок, А).

Изменение плотности размещения магматических тел определялось в зависимости от расстояния до центра магматического ареала. Установлено отчетливое уменьшение этого параметра по мере удаления от геометрического центра магматического ареала. Кривая зависимости удовлетворительно описывается обратной экспоненциальной функцией вида $\rho = ae^{-br^2}$, корреляционное отношение равно 0,76.

Главным процессом, сформировавшим единый сингенетический ряд пород еланского комплекса, была синхронно-последовательная двухступенчатая кристаллизационная дифференциация единого магматического расплава в промежуточной магматической камере и *in situ*, обусловленная фракционированием парагенезиса ортопироксен–плагиоклаз [3]. Петрохимически фракционирование выражено в наличии значимых корреляционных связей между компонентами. Наиболее ярко выражена близкая к линейной зависимость содержания оксида магния от кремниевой кислоты, отражающая фракционирование ортопироксена. Исследование этой связи в различных массивах норитов показало, что зависимость MgO–SiO₂ устойчиво отрицательная, рассчитанные коэффициенты корре-

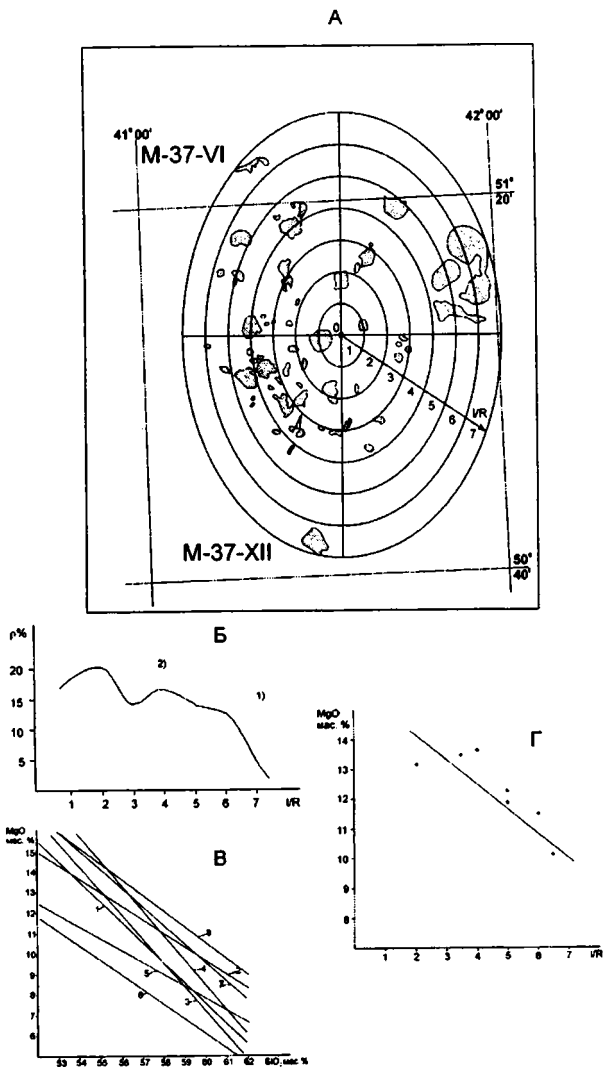


Рис. Очаговый ареал еланского комплекса и его параметры

А – Схема размещения интрузий и геометризация магматического ареала. Б – Зависимость плотности размещения интрузий от расстояния до центра ареала: 1) – эмпирическая зависимость; 2) – теоретическая аппроксимация уравнением $\rho = ae^{-br^2}$; $1/R$ – доли радиуса аномальной структуры; ρ – плотность размещения магматических тел. В – Зависимость содержания оксида магния от кремнекислотности в норитах еланского комплекса. Порядковые номера линий регрессии на рисунке соответствуют различным интрузивным массивам. Г – Зависимость содержания оксида магния в исходных расплавах различных массивов еланского комплекса от их расстояния до геометрического центра магматического ареала.

ляции значимы при $g=0,05$. Однако обнаруживаются значительные расхождения по величине свободного члена в линейных уравнениях регрессии. На рисунке 1, В эта особенность выражается субпараллельным положением линий регрессии. Данный факт может быть объяснен только отличием по содержанию магния различных порций исходного расплава. По данным [3], исходный расплав Еланского норит-диоритового массива содержал приблизительно 56 мас.% SiO_2 . Используя уравнения регрессии, были рассчитаны в разных массивах содержания оксида магния при фиксированном содержании $\text{SiO}_2 = 56,00\%$. Вариации содержания оксида магния оказались весьма значительными, что свидетельствует о различной магnezности исходных расплавов в различных магматических камерах.

Полученные значения содержаний $\text{MgO}|_{\text{SiO}_2=56\%}$ были использованы для проверки гипотезы о наличии петрохимической зональности в исследуемой магматической ассоциации. Расчет зависимости содержания оксида магния в исходных расплавах различных массивов от расстояния этих массивов до геометрического центра ареала (рисунок, Г) показал, что такая связь существует, коэффициент корреляции равен 0,731 и значим при $g=0,05$.

Выводы: магматические тела еланского норит-диоритового ранне-протерозойского комплекса Воронежского кристаллического массива группируются в пространственно обособленную аномальную узловую структуру, внутри которой расстояния между магматическими телами существенно сближены; их размещение в пределах этой структуры симметрично относительно вертикальной оси L_2 , а в любом горизонтальном сечении плотность размещения магматических тел находится в обратной экспоненциальной зависимости от квадрата расстояния до вертикальной оси симметрии.

Аномальная магматическая структура характеризуется концентрической петрохимической зональностью, выраженной закономерным изменением в породах содержаний петрохимических компонентов в зависимости от их местоположения относительно оси симметрии; совокупности горных пород, слагающих интрузии аномальной структуры, образуют единую петрогенетическую серию.

Соответствие установленных эмпирических закономерностей результатам моделирования дает основание считать выявленную аномальную магматическую структуру конечным состоянием эволюции физически обособленного единого магматического очага – очаговым комплексом.

Работа выполнена при финансовой поддержке УР.09.01.003.

Литература

1. Металлогения рядов коллизионных геодинамических обстановок. Т. 2. М.:ГЕОС, 2002. 424 с.
2. Чернышов Н.М. // Советская геология. 1986. № 12. С. 42–54
3. Переславцев А.В., Слюняев А.А. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 11. С. 81–98.

Тектоническая эволюция литосферы и геомагнитная полярность

История развития Земли отражается в палеосиловых полях. В настоящее время наиболее изучено геомагнитное поле и на основе анализа огромного количества данных палеомагнитных исследований А.Н. Храмовым и другими учеными [2] составлена магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя, которая хорошо согласуется со шкалами зарубежных исследователей [4–6].

Для описания подразделений времени, основанных на геомагнитной полярности выделяются разноранговые таксоны: хроны (10^5 – 10^6 лет), суперхроны (10^6 – 10^7 лет) и гиперхроны (10^7 – 10^8 лет). Временной интервал проявления ведущих глобальных процессов соразмерен суперхронам, в качестве которых выделяются длительные интервалы геологического времени с каким-либо господствующим состоянием полярности. Выделяют два типа суперхронов: с преимущественно прямой (современной) полярностью и с обратной. В ряде случаев, главным образом в мезозой-кайнозое, фиксируются суперхроны смешанной полярности, для которых характерны частые инверсии магнитного поля. По мнению ведущих магнитологов [2,5,6 и др.], в эти периоды широко проявлены индивидуальные кратковременные изменения полярности, которые имеют иную физическую природу, чем суперхроны преимущественной полярности, и связаны с недипольной составляющей геомагнитного поля. Наличие таких инверсий затушевывает преобладающую полярность, но детальное рассмотрение этих суперхронов с учетом глобальности проявления инверсий и суммарной продолжительности периодов прямой и обратной полярности позволяет определить преимущественную полярность. Проведенная генерализация палеомагнитной шкалы позволила выделить в фанерозое 23 суперхрона продолжительностью от 10 до 50 млн лет, характеризующих господством одной полярности (рисунок).

Анализ шкалы показывает, что в фанерозое выделяются два крупных гиперхрона с различной полярностью: палеозойский – с преимущественно обратной полярностью (около 70% продолжительности периода) и мезозой-кайнозойский – с преобладанием прямой полярности (~75% продолжительности).

В палеозойскую эру на фоне преобладания обратной полярности отмечаются суперхроны с преимущественно прямой полярностью E_1 (майский ярус)– E_3 ; O_2 – S_1 (лландоверийский); D_1 (конец эмского яруса)– D_3 (фран-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

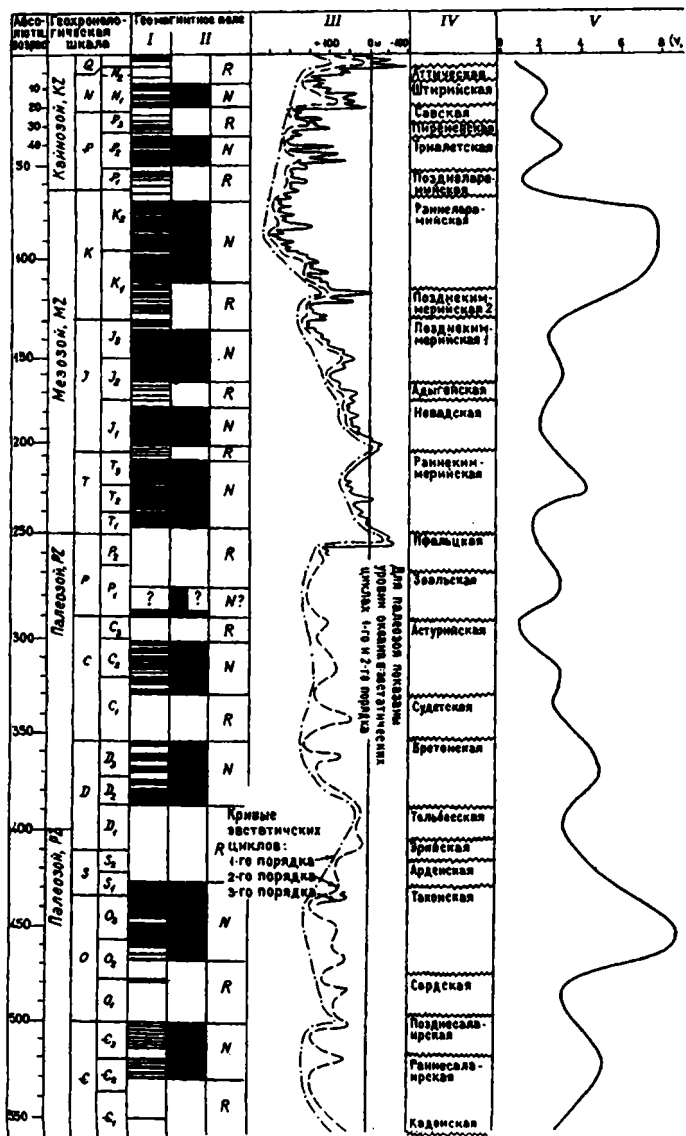


Рис. Корреляция направлений геомагнитного поля с глобальными геологическими процессами в фанерозое

I – палеомагнитная шкала [по 2]: черное – прямая (современная) полярность (N), белое – обратная (R); II – генерализованная палеомагнитная шкала; III – эвстатические колебания уровня Мирового океана [по 4]; IV – фазы складчатости (по Г. Штилле с дополнениями других исследований); V – интенсивность вулканизма [по 3]

ский ярус); С₁ (серпуховский)-С₂; Р₁ (ассельский–артинский ярусы). В мезозой-кайнозой при преимущественном проявлении прямой полярности выделяются суперхроны преобладания обратной полярности: Т₃ (норийский ярус)-J₁(геттангский); J₁ (тоарский)-J₁ (ааленский); J₃ (волжский)-K₁ (готеривский); K₂ (маастрихтский) – ранний эоцен; олигоцен-миоцен (кавказский ярус).

Ведущими глобальными процессами, которые отражают историю развития Земли, являются эвстатические колебания уровня Мирового океана, фазы складчатости и интенсивность проявления вулканизма. Сравнение палеомагнитной шкалы с графиком проявления данных процессов показывает следующее (см. рисунок): для суперхрон прямой полярности характерны трансгрессии Океана и пики вулканизма, а суперхроны с обратной полярностью характеризуются мировыми регрессиями, ослаблением вулканической деятельности и глобальным проявлением складчато-надвиговых деформаций (фаз складчатости).

В последнее время ученые все чаще обращаются к моделям развития Земли, отрицающим постулат о неизменности геометрических параметров земного шара. Одной из них является концепция пульсационного развития планеты (периодического изменения ее объема).

Эта модель, как показал академик Е.Е. Милановский [1] достаточно удовлетворительно объясняет дискретность и повторяемость глобальных геологических событий.

Мировые трансгрессии отвечают фазам расширения Земли, при которых происходит уменьшение средней глубины океанического дна за счет его более интенсивного по сравнению с континентами подъема и роста внутриокеанических хребтов, что способствует уменьшению емкости океанических впадин. Усиление вулканической деятельности в эти фазы развития планеты связано с выделением энергии в глубинах планеты и увеличением проницаемости литосферы. Для эпох сжатия характерны мировые регрессии, вызванные относительным погружением ложа океанов и подъемом поверхности континентов, а также оседанием и уменьшением объема внутриокеанических хребтов. Сжатие планеты сопровождается также глобальным проявлением складчато-надвиговых деформаций, воздыманием горных сооружений и ослаблением вулканизма в связи со снижением проницаемости литосферы.

Таким образом, с позиции пульсационного развития Земли суперхронам преимущественно прямой (современной) полярности соответствуют фазы расширения планеты, а для суперхрон обратной полярности характерно ее сжатие.

Выявленная связь полярности геомагнитного поля с глобальными геологическими событиями, которая в настоящее время практически не учитывается при изучении эволюции Земли и требует привлечения широкого круга специалистов с целью объяснения данного явления.

Литература

1. Милановский Е.Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3–24.
2. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Хромова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
3. Ронов А.Б. Стратисфера или осадочная оболочка Земли (количественное исследование. М.: Наука, 1993. 144 с.
4. Харленд У.Б., Кокс А.Б., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
5. Irving E., Pullaiah G. Reversals of the geomagnetic field, magnetostratigraphy and relative magnitude of paleosecular variation in the Phanerozoic // Earth Sci. Rev. 1976. P. 35–64.
6. Cox A.V. A stochastic approach towards understanding the frequency and polarity bias of geomagnetic reversals // Phys. Earth Planet Interiors. 1981. V. 24. P. 178–190.

Ю.Й. Сыстра¹

Закономерности формирования каледонских надвигов района Кильписъярви (Северная Финляндия)–Скиботн (Северная Норвегия)

Каледонские надвиги Скандинавии являются классическим примером линейно вытянутых горных систем, образовавшихся при коллизии континентальных плит Балтики и Лаврентии около 400 млн лет назад [1, 2 и др.]. Скандинавские горы протягиваются вдоль шведско-норвежской границы на протяжении 1700 км – от юга Норвегии до Баренцево моря. Максимальные высоты гор составляют 2–2,5 км (гора Глиттертинд на юге Норвегии – 2472 м, гора Кебнекайсе на севере Швеции – 2111 м). Ширина полосы надвигов на юге, в районе Трондхейма, достигает 300 км, на севере составляет около 100 км. Среди надвигового покрова выделяются нижний, средний, верхний и самый верхний аллохтоны, которые сменяют друг-друга с юго-востока на северо-запад (рисунок). Шоссе Кильписъярви–Скиботн пересекает полосу надвигов от основания до верхнего аллохтона почти под прямым углом. Района характеризует пересеченный рельеф, горные вершины поднимаются выше 1500 м, а реки за миллионы лет глубоко врезались в коренные породы, абсолютные отметки долин крупных рек даже в водораздельной части не поднимаются выше 600 м. Ширина долин достигает 2–3 км, глубина – 600 м и более, U-образная форма свидетельствует об их образовании еще в доледниковое время. Характерно, что на южном берегу оз.Пороярви, на вершине горы Сайваара сохранился от эрозии останец надвинутых твердых кварцитов в 2-х км от края надвигов.

Архейское основание. К востоку и ЮВ от Кильписъярви полоса надвигов кончается, здесь резко меняется и характер рельефа, склоны становятся более пологими. Надвиги переключаются на различные

¹ Горный институт Таллиннского технического университета, Таллинн, Эстония и Институт геологии (ИГ) КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

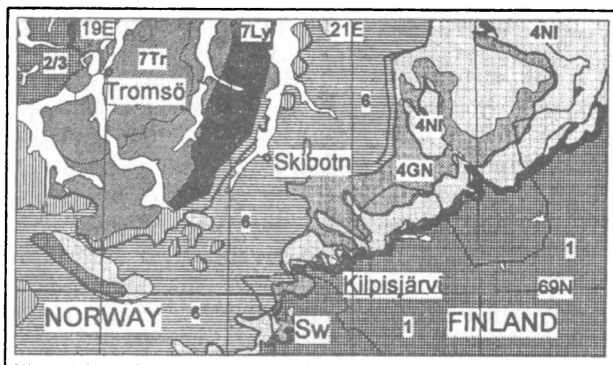


Рис. Схема геологического строения района Кильписъярви – Тромсо, по [1], с упрощениями

Цифры и буквы на карте: 1 – архейское основание, темная полоса на СЗ краю – аллохтон; 2,3 – нижний аллохтон и параавтохтон; 4NI ja 4NG – средний аллохтон (комплекс Халти-Риднитчока относится сейчас к верхнему аллохтону); 6 – верхний аллохтон. Самый верхний аллохтон: 7Ly – каледонские интрузивные породы, включая офиолиты, 7Tr – другие породы. Sw – Швеция.

абсолютных отметках, местами их граница оказывается под водой озера Кильписъярви (472 м), в других местах – на высоте более 630 м. Можно предположить, что первоначально край надвигов не распространялся далеко на юго-восток, в 5–6 км к ЮВ гора Айлаккаваара (970 м) сложена полностью архейскими породами. Архей обнажается в ЮВ части участка и представлен преимущественно серыми гранодиоритами, в которых встречаются участками розоватые граниты. В 100 км от Кильписъярви на ЮВ, на территории Швеции определен возраст гранодиоритов – 2735 млн лет [3]. Среди гранодиоритов сохранились крупные, длиной до 3 км и шириной до 0,7 км, останцы слоистого комплекса разнообразного состава: ультраосновные (тальковые сланцы), основные, средние и кислые вулканиты, амфиболиты и гранат-биотитовые гнейсы, к последним приурочено пирротинное оруденение. Иногда в основных вулканитах наблюдаются реликты подушечных текстур, в кислых – прослои слоистых туфов и туфобрекчий. Этот комплекс может быть отнесен к зеленокаменным поясам архея. Он имеет свой, отличный от надвиговой части структурный план: слоистость субмеридионального и СЗ простираения икрутого падения, шарниры открытых складок и минеральная линейность круто погружаются на ЮЗ, а мелкая плейчатость и слабая мигматизация встречаются только в гранат-биотитовых гнейсах. Все архейские породы секутся протерозойскими дайками массивных уралитовых диабазов СЗ простираения и одной дайкой порфиритов СВ простираения, ее возраст не определен.

Автохтон. Между архейским основанием и надвиговыми пластинами повсеместно имеется полоса глинистых сланцев с прослоями песчаников

и кварцитов, которые не претерпели ни сильной каледонской складчатости, ни метаморфизма и образуют автохтон. В песчаниках довольно часто встречаются знаки ряби, косая слоистость, а в одном из обнажений нами были найдены хорошо сохранившиеся следы ползания червей, которых шведский палеонтолог С.Йенсен (устное сообщение) отнес к форме *Cir-volithus*. Им аналогичные следы были найдены в нижней кембрии Северной Швеции. Местами под осадочными породами автохтона сохранился базальный слой конгломератов и коры выветривания [3].

Надвиговые пластины. Надвиговая часть отличается от автохтона тем, что все породы интенсивнее переработаны и деформированы. Детальнее были изучены нижние надвиговые пластины Йерта, Налганас, отдельными пересечениями – Набар и Ваддас.

Пластина Йерта. Принадлежит к нижнему аллохтону, в нижней части представлена глинистыми сланцами, в верхней – синими кварцитами. Степень рассланцованности возрастает снизу вверх. Переход от автохтона к аллохтону не всегда четкий. В верхней части вблизи контакта со средним аллохтоном почти всегда имеется слой доломитовых мраморов, мощность которых тектонически изменен и колеблется между одного и 40 метрами. В Норвегии на этом уровне в доломитах найдены строматолиты. Общая мощность пластины составляет 100–200 м [3].

Пластина Налганас. Относится к среднему аллохтону и состоит почти целиком из однородных твердых слоистых песчаников и кварцитов, местами с прослойки вулканического пепла мощностью 1–40 см. Четкая поверхность надвига представляет собой выдержанную зону милонитов мощностью обычно 2–3 м. Эта первая, далеко надвинутая с места (сотни км) пластина, на местности отмечается цепью гор.

Пластина Набар. Относится к среднему аллохтону и представлена амфиболитами, средними и основными вулканитами, иногда миндалекаменными, серицитовыми кварцитами, мусковитовыми и гранат-слюдистыми гнейсами, пегматоидными гранитами. Метаморфизм достигает эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Считается, что породы представляют дно восточного берега бывшего океана Япетус.

Пластина Ваддас. Состоит исключительно из магматических пород ультраосновного-основного комплекса Налти-Риднитчоха, предельного дунитами, троктолитами, оливиновыми габбро, габбро, реликтами (ксенолитами) гнейсов и мигматит-гранитами по силлиманит-слюдистым гнейсам. Возраст габбро данного комплекса (U-Pb метод) по бадделеиту составляет 434 ± 4 млн лет, по циркону – 443 ± 2 млн лет, по циркону из палингенного гранита – 425 ± 10 млн лет [3]. Раньше эту пластину относили к среднему аллохтону [1], сейчас – к верхнему [3]. Возможна офиолитовая природа пород. Офиолиты известны среди магматических пород и в самом верхнем аллохтоне.

Деформации каледонского надвигового покрова. Повсеместное наличие минеральной и агрегатной линейности, а также борозчатости на плоскостях слоистости свойственна всем уровням надвигового покрова

района. В зависимости от степени метаморфизма линейность выражена ориентировкой кварца, хлорита, мусковита, биотита, роговой обманки, силлиманита и др. Ориентировка этой пологой линейности выдержана от Кильписъярви до города Скиботн на берегу фиорда Люнген на протяжении 50 км, проходит через все надвиговые пластины от нижней до верхней. Она погружается в основном под углами 5–20° на СЗ 290–315°, редко под углами 1–8° в обратную сторону. Довольно часто, особенно в доломитах распространены продольные складки, шарниры которых параллельны главной линейности. Длина продольных складок во много раз превышает их ширину – 50–100 м и более у открытых и 20–30 м у сжатых. Их осевые поверхности занимают различное положение к горизонту – от вертикального в открытых структурах до лежащего в изоклинальных опрокинутых складках. В целом при надвигании происходило интенсивное растягивание горной массы в направлении движения. На продольные складки под прямым углом накладывались небольшие, с размахом до 15–20 м, открытые поперечные, что вызывало деформацию и ундуляцию линейности. Вероятнее всего, они образовались на поздней стадии одного этапа складкообразования. На это косвенно указывают закономерности формирования тектонических трещин в надвиговых пластинах. Четко выделяются три основные системы трещин: пластовые по слоистости, продольные и поперечные. При движении происходило разделение горной массы надвиговой пластины по слоистости на тонкие листы, которые при прохождении препятствия, в свою очередь, разделились на поперечные бруски, а продольные трещины разделяют эти бруски на кубики. Отвалы глыб кубической формы характерны для многих крутых склонов. Нередки мелкие надвиговые трещины, секущие слоистость под острым углом. Если вес надвигаемого горного массива был велик и склон крутой, то наблюдается ныряние нижней части надвига под вышележащую толщу и ее запрокидывание. Посткаледонские тектонические движения привели к образованию сети разломов и трещиноватых зон, по которым формировались долины и современная озерно-речная сеть.

Полевые работы в районе Кильписъярви-Халти были проведены в 2002-2003 гг. при финансовой поддержке LAPBIAТ (грант HPRI-CT-2001-00132).

Литература

1. *Gee, D.G., Kumpulainen, R., Roberts, S., Stephens, M.B. et al.* Scandinavian Caledonides. Tectonostratigraphic map. 1985. SGU Ba 35.
2. *National Atlas of Sweden.* C. Feden. (ed). Geology. SNA Publishing. 208 p.
3. *Lehtovaara, J.J.* Kilpisjärven ja Haltin kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas. Geological map of Finland 1:100 000. Explanation to the maps of Precambrian rocks. Sheets 1823 Kilpisjärvi and 1842 Halti. 1995. Geological Survey of Finland, Espoo. 64 p.

Трещиноватость горных массивов – показатель латеральной неоднородности, вертикальной расслоенности и новейшей геодинамики приповерхностной зоны литосферы

Выводы автора о главных закономерностях распределения разрывно-трещинных структур в горных массивах различного состава и возраста в приповерхностной зоне литосферы основаны на результатах многолетних исследований в районах Большого Кавказа, Предкавказья и Русской плиты [1-2, 4-10 и др.] по методике структурно-кинематического парагенетического анализа дизъюнктивных структур [3 и др.].

Приповерхностная зона литосферы – зона размаха амплитуды рельефа над базисом эрозии, в пределах которой геостатическое равновесие отклоняется от характерного для поверхности геоида среднего значения [11]. Это зона максимального проявления «хрупкой» тектоники, здесь разбиты трещинами все литифицированные и кристаллические горные массивы. Распределение трещин в горных массивах неравномерно и зависит как от литологического состава пород, так и от латеральных структурных неоднородностей. В общем случае степень упорядоченности трещиноватости горных массивов возрастает с увеличением степени их литификации. Плотность трещиноватости (частота трещин) при этом находится в обратной зависимости от мощности прослоев, пачек, толщ и т.д. Различный характер трещиноватости горных пород разного состава при контрастном строении стратифицированных горных массивов приводит к четкой структурной расслоенности стратифицированных толщ вплоть до наличия в них пород, деформирующихся хрупко, хрупко-пластически и пластически. В приповерхностной же зоне почти все горные массивы приобретают дополнительную хрупкость. Породы, деформирующиеся на глубине пластически, например, глины, в приповерхностной зоне приобретают характерную послойную и вертикальную отдельность в виде систем трещиноватости. Исключением являются нелитифицированные осадки, например, песок, в которых в приповерхностной зоне трещины, если они и существовали на глубине, о чем свидетельствует наличие в песках линейных и плоскостных зон цементации, а также структурных рисунков трещин со смещением, исчезают. Вероятно, это происходит вследствие перехода структурной делимости горных массивов с уровня блоков, разделенных трещинами, на уровень внутренней структуры породы, в случае с песком на уровень песчинок.

Большинство трещин приповерхностной зоны литосферы являются трещинами отрывного типа, формирующимися в условиях снятия с горных массивов литостатической нагрузки, а также напряжений тектонического (стрессового) латерального сжатия (за исключением, возможно, инерционных полей напряжений, связанных с вращением Земли). Глав-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

ным при этом является двух- или трехосно-анизотропное поле напряжений с латеральным растяжением и вертикальным (радиальным) сжатием. В этих условиях наиболее контрастно проявляется гравитационная неустойчивость, ведущая к гравитационному сползанию масс со склонов тектонических поднятий в верхней части литосферы. Частным проявлением подобной неустойчивости является активное развитие на склонах современных горных сооружений экзогенных склоновых процессов (оползней, обвалов, каменных потоков и т.д.).

Наряду с повсеместным развитием новейших структур отрывного типа, в горных массивах приповерхностной зоны литосферы широко развиты также многочисленные минидизъюнктивные нарушения сжатия и сдвига. Развитие в приповерхностной зоне литосферы дизъюнктивных структур сжатия и сдвига связано с проявлением здесь, помимо всестороннего латерального растяжения и вертикального сжатия, также геодинамических обстановок латерального сжатия, сжатия–растяжения, сдвига, их сочетаний в условиях инициации гравитационных и тектоно-гравитационных потоков. На региональных и локальных морфоструктурных водоразделах повсеместно активно проявляются условия растяжения. На склонах региональных и локальных морфоструктурных поднятий возникает направленный тектоно-гравитационный поток и реализуются дополнительные условия сжатия–растяжения и сдвиговых полей напряжений. В тальвеговых частях региональных или локальных морфоструктурных понижений возникают условия дополнительного сжатия и формируются зоны скупивания материала (рисунок).

Характер структур разрушения горных массивов приповерхностной зоны определяется интегральным, реализуемым в данном месте полем напряжений, механическими свойствами горных массивов, а также их исходной структурной неоднородностью, которая, в свою очередь, определяется первичными механико-реологическими свойствами горных массивов, а также особенностями полей тектонических напряжений данного региона перед выходом горных массивов в приповерхностную зону.

Таким образом, приповерхностная трещиноватость горных массивов является сложным полигенетическим сообществом исходно разновозрастных структур, включающим, вероятно, несколько парагенетических семейств. Во-первых, это новообразованные структуры отрывного типа (приоткрытые трещины), формирующиеся в рельефе в условиях латерального растяжения и радиального сжатия. Во-вторых, это новообразованные структуры различного морфокинематического типа, отвечающие различным проявлениям тектоно-гравитационного потока при выходе горных массивов в приповерхностную зону. В-третьих, это реактивированные структуры различного морфокинематического типа, отвечающие характерным механико-реологическим особенностям процесса первичного разрушения горных пород. И, в-четвертых, это реактивированные структуры различного морфокинематического типа, отвечающие предшествующим тектоническим стрессам, в которых находились данные

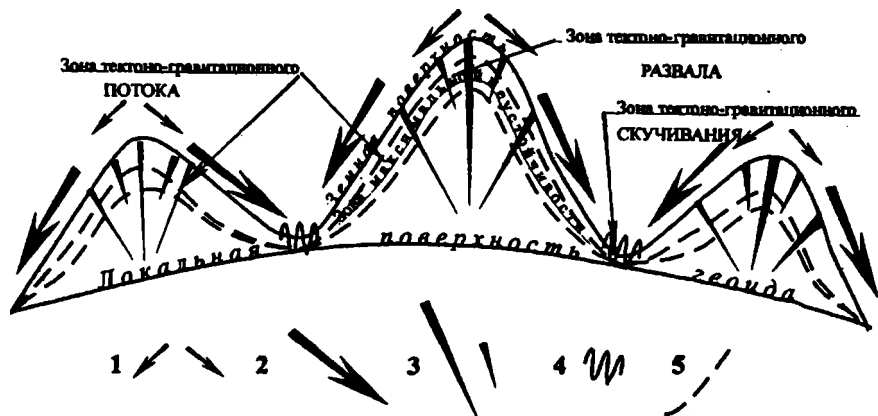


Рис. 1. Приповерхностная зона литосферы и характерные для нее структуры разрушения

1,2 – направления перемещения материала: 1 – в зоне развала, 2 – в зоне тектоно-гравитационного потока; 3–5 – типы структур: 3 – отрыва разных порядков, 4 – сжатия и тектоно-гравитационного скупивания, 5 – скольжения зоны максимальной тектоно-гравитационной неустойчивости.

горные массивы. В горных массивах различного состава эти парагенезисы индивидуальны и отражают степень хрупкости–пластичности горных пород на различных стадиях диагенеза.

В литифицированных (классификация пород по степени литификации дается по [12]) и интенсивно литифицированных осадочных (карбонатных, терригенных и т.д.), а также кристаллических магматических и метаморфических породах чаще всего в перечисленных парагенезисах преобладают структуры отрыва. В слаболитифицированных осадочных породах подавляющее число структур отрыва относится исключительно к парагенезису латерального растяжения–радиального сжатия, возникающих при снятии с массивов литостатической нагрузки. В нелитифицированных породах типа песков структуры отрыва затушеваны вследствие перехода основного типа механической перестройки материала на относительное смещение внутренних элементов породы (например, песчинок).

Литература

1. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 5. С. 18–29.
2. Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 76. Вып. 3. С. 19–30.
3. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.
4. Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю. Парагенетический анализ альпийских дизъюнктивов Минераловодского района. В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 96–106.

5. *Расцветаев Л.М., Бирман А.С., Тверитинова Т.Ю.* Некоторые особенности распределения дизъюнктивной деформации в разных зонах Большого Кавказа. В кн.: Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова Думка, 1991. С. 211–217.
6. *Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю.* О выявлении некоторых параметров тектонической деформации по результатам статистического геолого-кинематического исследования «малых дизъюнктивов». В кн.: Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова Думка, 1991. С. 204–211.
7. *Тверитинова Т.Ю.* Тектодинамические условия формирования разрывов и трещин в породах альпийского чехла на территории Кавказских Минеральных Вод. Автореф. дисс. ... канд. геод.-мин. наук. М.: МГУ, 1990. 16 с.
8. *Тверитинова Т.Ю.* // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 5. С. 28–41.
9. *Тверитинова Т.Ю.* // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 4. С. 54–64.
10. *Тверитинова Т.Ю.* Трещиноватость вулканитов как показатель эволюции их разломно-блоковой структуры. В кн.: Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2003. С. 443–445.
11. *Тверитинова Т.Ю.* Трещиноватость приповерхностной зоны горных областей. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII тектонического совещания. Т. 2. Новосибирск. Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 205–207.
12. Петрофизика. Справочник. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые. Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.

Ал.В. Тевелев¹

Южно-Уральский тектонический покров (строение и геодинамическая интерпретация)

Десять лет назад в журнале Геотектоника была опубликована статья Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева «Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа» [1], в которой описывался единый тектонический покров, перекрывавший палеозойские структуры Восточно-Уральской мегазоны Среднего Урала. Статья вызвала особый интерес в первую очередь масштабностью постановки вопроса о возможности больших горизонтальных перемещений крупных тектонических покровов при формировании земной коры Урала. Примерно в это же время мы начали региональные исследования на Южном Урале, в пределах Чесменского района Восточно-Уральской мегазоны, которые также убедили нас в ее сложном покровно-складчатом строении [2]. Вместе с тем, для выделения крупных структур вроде «Среднеуральского альпинотипного шарьяжа» данных не хватало, хотя вероятность таких построений допускалась [3].

В настоящее время наши региональные исследования почти полностью охватывают Восточно-Уральскую мегазону Южного Урала от пос. Петропавловский на севере до г. Бреды на юге. Собранный за 10 лет материал позволяет более уверенно говорить о возможности реконструкции крупного тектонического покрова.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Общая современная зональность

В современной структуре Восточно-Уральской мегазоны выделяется три зоны: осевая (автохтонная), сложенная разнообразными, в разной степени метаморфизованными комплексами докембрия и нижнего палеозоя, а также краевые (аллохтонные), в строении которых принимают участие раннекаменноугольные и, реже, средне-позднедевонские комплексы. Осевая зона вмещает крупные интрузивы раннекаменноугольных и пермских гранитоидов. Краевые зоны, как правило, представлены синформно изогнутыми пакетами тектонических пластин, которые подстилаются и разделяются линзами серпентинитового меланжа различной мощности. Существенной особенностью строения мегазоны является то, что ее ядерная часть является «сборной» и представляет собой цепочку отдельных блоков различного состава, возраста и строения, а состав и строение краевых зон более или менее выдержаны на всем протяжении мегазоны. Восточно-Уральская мегазона отделена от соседних – Магнитогорской и Зауральской – шовными зонами сдвиговой природы.

Строение автохтонной зоны

Осевая зона достаточно четко сегментирована и на описываемом отрезке состоит, по крайней мере, из пяти блоков (сегментов), разделенных широтными зонами разрывов. Чернореченский (1) сегмент протягивается узкой полосой (4×16 км) на юг от широты пос. Петропавловский. Он сложен толщей раннепротерозойских (?) гранат-биотитовых кристаллических сланцев. В расположенном южнее Чесменском (2) сегменте (10×50 км) преимущественно распространены метааркозовые филлитовидные сланцы нижнего-среднего ордовика. В строении Джабыкского (3) сегмента, который имеет максимальную для мегазоны ширину (до 45 км), преобладают раннепротерозойские гнейсы. Следующий, Неплюевский (4) сегмент (протяженностью до 50 км) сложен граувакками рымникской свиты раннего ордовика. Южный, Маячный (5) сегмент представлен метааркозами маячной свиты раннего-среднего ордовика и углеродистыми кварцитами чулаксайской свиты среднего рифея (?).

Строение аллохтонных зон

Обе краевые зоны Восточно-Уральской мегазоны практически на всем протяжении сложены одним и тем же набором раннекаменноугольных стратифицированных формаций: 1) терригенная параличская угленосная (брединская свита и ее возрастные аналоги); 2) высокоглинистых натриевых базальтов (березняковский, таяндинский и аналогичные вулканические комплексы); 3) карбонатная (биргильдинская толща и ее аналоги). Эти формации слагают отдельные тектонические пластины, собранные в сложно построенные синформные пакеты, иногда разобщенные (в западной краевой зоне), а иногда составляющие протяженные пояса (в восточной краевой зоне). В вертикальном разрезе краевых зон с некоторой долей условности можно выделить 3 крупных аллохтона, надстраивающих друг друга и обладающих несколько различным строением.

Структурно ниже других расположен Татищевско-Верблюжьегорский аллохтон, протягивающийся почти на 180 км от пос. Новый Мир до пос. Айдырлинский в восточной краевой зоне и имеющий ширину 15–18 км. Основание аллохтона маркируется серией крупных линзовидных серпентинитовых массивов (Татищевским, Верблюжьегорским, Южно-Варшавским), по большей части интенсивно меланжированных и полого (20–30°) погружающихся на восток. К этой же серии, вероятно, относится и серпообразный серпентинитовый массив, расположенный в районе ст. Наследничий и выходящий в ядре локальной антиформы размером 8×24 км. Выше серпентинитового меланжа, как правило, залегают интенсивно дислоцированные терригенные толщи угленосной паралической формации. Вблизи основания аллохтона углистые алевролиты и песчаники метаморфизованы до графитистых кварцитов. В строении Татищевско-Верблюжьегорского аллохтона меньшее участие принимают и небольшие пластины других раннекаменноугольных формаций, а также мелкие пластины формаций, слагающих автохтон, вероятно, захваченные при надвигании.

Структурно выше Татищевско-Верблюжьегорского аллохтона располагается Степнинско-Брединский аллохтон общей протяженностью до 240 км, в современной структуре разделенный осевой зоной Восточно-Уральской мегазоны на два локальных пакета тектонических пластин (западный и восточный). Эти пакеты почти смыкаются на широте пос. Степнинский, а далее на юг расходятся, причем восточный продолжается почти непрерывной полосой шириной от 1 до 16 км, а западный – прерывистой цепочкой выпуклых на восток серповидных в плане структур с максимальной шириной 18 км.

Практически везде основание аллохтона сложено карбонатной формацией поздневизейско-серпуховского возраста. Обычно структурно выше располагаются средневизейские базальтоиды, а еще выше – турнейско-ранневизейская угленосная формация, причем в западном пакете такие соотношения местами удваиваются. Таким образом, в пределах Степнинско-Брединского аллохтона наблюдается обратная последовательность залегания нижнекаменноугольных толщ. И в основании аллохтона, и между его отдельными пластинами часто присутствуют мало мощные линзы сильно меланжированных серпентинитов. Существенной особенностью аллохтона, в отличие от рассмотренного выше, является отсутствие крупных блоков серпентинитового меланжа. На разных участках и уровнях в строении аллохтона принимают участие единичные пластины, сложенные девонскими вулканогенно-осадочными образованиями, а также формациями автохтона.

Наиболее высокое структурное положение занимает Сухтелинско-Успеновский аллохтон, представленный Сухтелинским и Успеновским тектоническими покровами. Наиболее хорошо изучен Сухтелинский покров, перекрывающий западный пакет тектонических пластин Степнинско-Брединского аллохтона. В его основании расположен Куликов-

ский серпентинитовый массив, почти повсеместно интенсивно меланжированный. Меланж перекрыт пакетом из 15–17 тектонических пластин, часть из которых сложена ордовикской кремнисто-базальтовой формацией, а другие – вулканогенно-кремнистой формацией среднего-позднего девона [4]. Эти тектонические пластины чередуются, образуя своеобразный «слоеный пирог» мощностью до 6–8 км.

Успенковский тектонический покров размером 6×15 и мощностью до 1,5 км перекрывает восточный пакет тектонических пластин Степнинско-Брединского аллохтона. Он представлен только меланжированными серпентинитами с зонами полимиктового меланжа в основании [5]. В меланже блоки ультрамафитов и габброидов размером до 10–20 м погружены в интенсивно рассланцованный серпентинитовый матрикс.

Не исключено, что некоторые мелкие массивы серпентинитов, расположенные в пределах Степнинско-Брединского аллохтона, также являются фрагментами верхнего – Сухтелинско-Успенковского аллохтона.

Геодинамическая позиция Южно-Уральского тектонического покрова

По нашим представлениям [2], формирование Южно-Уральского тектонического покрова происходило в несколько этапов и связано с судетской фазой тектогенеза. Первые надвиги, несомненно, были внутривизейскими, поскольку смещают турне-средневизейские вулканогенно-осадочные толщи, а запечатаны верхевизейско-серпуховскими карбонатами. Наиболее позднее надвигание захватывает и сами карбонаты, т.е. является уже послераннекаменноугольным. Оно могло происходить в интервале от среднего карбона, когда местами формировались карбонатно-обломочные олистостромы, до начала ранней перми, когда происходила последняя интенсивная тектонизация гранитоидов.

Обычно формирование структуры Южного Урала связывают с косой коллизией Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов. Вероятно, эта коллизия была многофазной, что привело к возникновению в пределах всей Восточно-Уральской мегазоны грандиозной, перманентно действующей зоны левосторонней транспрессии [2], определившей формирование крупных шарьяжей. Сухтелинско-Успенковский покров очевидно надвигался с запада на восток, со стороны Магнитогорской мегазоны, а Татищевско-Верблюжьегорский – с востока на запад. Открытым остается вопрос о направлении надвигания Степнинско-Брединского аллохтона, возможно, он формировался за счет встречного надвигания [6].

Литература

1. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. // Геотектоника. 1993. № 2. С. 20–28.
2. Тевелев Ал.В., Кошелева И. А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). Тр. лабор. складчатых поясов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 124 с.
3. Тевелев Ал.В., Кац М.Я., Кошелева И.А. и др. Тектоника южной части Восточного Урала (новые данные и проблемы) // Геодинамика и региональная тектоника. Труды тектонического совещания. 1998. М.: ГЕОС. С. 220–222.

4. Тевелев Ал.В., Артюшкова О.В., Борисенко В.И. и др. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73. Вып. 5. С. 63–65.
5. Кошелева И.А., Тевелев Ал. В., Читалин А.Ф. и др. Новые данные о строении Успеновского серпентинитового массива (Южный Урал) // Ежегодная научная конференция «Ломоносовские чтения». 1996. М.: МГУ. С. 30–31.
6. Тевелев Ал.В. Позднепалеозойское встречное шарьирование как возможная причина раннепермского гранитоидного магматизма на Восточном Урале // 7-я Междунар. конфер. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Тез. докл. М.: «Научный мир», 2001. С. 451–453.

Арк. В. Тевелев¹

Вертикальная асимметрия тектонических процессов

В настоящем сообщении акцентируется внимание на широко распространенном и теоретически важном явлении вертикальной асимметрии тектонических процессов. Оно проявляется в том, что существуют фундаментальные различия в геологическом содержании процессов, которые имеют один динамический смысл, но развиваются или *снизу вверх*, или *сверху вниз*. Этот феномен характерен для большинства или даже для всех динамических обстановок и проявляется в разных масштабах, особенно резко он выражен для крупных структур, в развитие которых вовлечены глубинные оболочки Земли. Предполагается, что причиной асимметрии является гравитация Земли, создающая постоянный динамический фон для процессов в ее недрах и контролирующая вертикальную составляющую этих процессов. Для Земли, наиболее плотной планеты Солнечной системы, гравитационный контроль динамических процессов имеет принципиальное значение.

Растяжение – механизмы и последствия

Режим крупномасштабного поперечного (или косоуго) растяжения реализуется двумя главными механизмами – рифтингом и спредингом. Оба механизма могут реализоваться в литосфере любого типа, но обычно считается, что рифтинг более характерен для континентальных областей растяжения, а спрединг – для океанских. Пространственно-временные соотношения этих процессов неоднозначны. Ранее предполагалось, что спрединг наследует континентальный рифтогенез, который заканчивается, когда начинается спрединг (Falvey, 1974, Kamer et al., 1993). *Считалось, что в этот переход вовлечены все структуры рифтовой системы - рифтовые бассейны превращаются в спрединговые центры, а сочленяющие их трансферные сдвиги – в трансформные разломы.* Однако современные исследования в периокеанических бассейнах, особенно в тех регионах, в которых проявлены и континентальный рифтинг, и океанский спрединг, показывают, что в деталях эти предположения не оправдываются (Taylor et al., 1995). Детальные работы в районе бассейна Вудларк, расположен-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

ного между Новой Гвинеей и Соломоновыми островами, показали, что переход от рифтинга к спредингу включает как наследование рифтов, так и новообразование дискретных спрединговых ячеек, их последовательную переориентацию и синхронные скачкообразные смещения. Не исключено, что раскрытие спрединговых центров в подготовленной континентальным растяжением коре может поначалу происходить без образования трансформ. В то же время, молодые трансформы активных спрединговых областей, замещающих области рифтинга, могут пересекать рифтовые трансферные сдвиги, не наследуя их. По достаточно аргументированным предположениям, это происходит из-за того, что рифтинг и спрединг могут развиваться как независимые процессы синхронно в одних и тех же областях.

Областью приложения и спрединга, и рифтинга является литосфера, которая под воздействием этих процессов растягивается. В результате образуются морфологически сходные структурные комплексы, однако сами механизмы растяжения радикальным образом различаются.

Если литосферное растяжение происходит *сверху вниз*, его структурно-динамической реализацией является рифтинг. В случае рифтинга проявлено хрупкое, обычно пассивное расхождение блоков вдоль сложных систем сбросо-сдвигов, при этом величина расхождения увеличивается *снизу вверх*. Какими бы моделями и описывался рифтинг (Мак-Кензи, Вернике, присдвиговой рифтинг, комплексные модели), внешне процесс более всего напоминает разрывание пачки бумаги от приложенной сверху и направленной в разные стороны нагрузки. По большому счету все рифтовые системы должны относиться к типу пассивных, практически всегда они развиваются за счет внешних, пространственно удаленных от рифтовой системы источников нагружения, природа которых остается не проясненной.

Если литосферное растяжение происходит *снизу вверх*, оно реализуется в виде спрединга. В случае спрединга действующим механизмом является глубинное вязкое растекание, амплитуда которого *снизу вверх уменьшается*. Спрединговые системы по определению *активны*. Каким бы образом ни возникала управляющая спредингом тепловая аномалия, она находится внутри спрединговых структур. Спрединговые центры развиваются в вязкой, горячей части литосферы – это как бы проплавление с растеканием, в которое проваливается верхняя хрупкая литосфера, если она есть. При этом сама хрупкая литосфера может эволюционировать в противоположном динамическом режиме сжатия, как это имеет место в некоторых межгорных впадинах.

Исходные спрединговые ячейки, как правило, не имеют строго линейных очертаний – наблюдаемая линейность развитых спрединговых структур является результатом взаимодействия двух или более ячеек. В отличие от них, рифтовые структуры линейны изначально, проявляются в холодной (хрупкой) литосфере, поэтому не могут быть особенно глубинными. Похоже, что прямого перехода одного режима в другой не

существует, однако достаточно распространены случаи пространственного совмещения областей спрединга и рифтинга, причем их эволюционное взаимодействие обычно заканчивается победой спрединга.

Коллизионное сжатие

Под термином «коллизионное взаимодействие» обычно понимается континент – континентальная конвергенция и образование поясов сжатия. Структурным механизмом коллизионного взаимодействия, обеспечивающим пространственное сокращение (шортенинг) коллизионной области, является, как правило, континентальная субдукция – простая или распределенная, и в большинстве случаев встречная. Изучение горно-складчатых поясов, развитых на континентальных коллизионных границах, показывает, что они включают две разные группы структур, различающиеся по тектоническому стилю, метаморфизму, степени постколлизионных деформаций, топографии, геоморфологии, а также по геометрии и вещественному составу предгорных прогибов.

По мнению Л. Ройден [Royden, 1993], геологические особенности каждой из групп горно-складчатых поясов связаны, вероятно, с соотношением скоростей субдукции и общей конвергенции и. соответственно, с величиной горизонтального напряжения сжатия, передаваемого поперек субдукционной границы. Идея представляется вполне здоровой, однако в статье не объясняется, как могут различаться скорость схождения плит и скорость субдукции – на первый взгляд кажется, что это один и тот же процесс и скорости просто равны. Наша интерпретация основана на том, что субдукция – процесс затекания материала под поверхностные структуры – происходит в зоне значительной мощности (которая на геофизических картинках рисуется как слэб), где скорость движения субдуцирующей плиты может меняться с глубиной. Процесс затекания может развиваться сверху вниз, и в этом случае скорость субдукции (затекания) с глубиной уменьшается, и скорость конвергенции оказывается больше общей скорости субдукции. Если процесс развивается снизу вверх, скорость субдукции с глубиной увеличивается, и общая скорость субдукции оказывается больше скорости схождения (конвергенции). Эти различия оказываются решающими для стиля деформирования коллидирующих масс.

Если субдукция на коллизионной границе развивается снизу вверх, структурно она реализуется в виде топографически низких гор с относительно небольшой эрозией или денудацией, с минимальным вовлечением пород кристаллического фундамента в коллизионные структуры, с малой (до нулевой) скоростью постколлизионного шортенинга, с аномально глубокими передовыми прогибами, с длительной историей морского осадконакопления в них и со слабым проявлением коллизионного метаморфизма. Наведенные горизонтальные напряжения сжатия в таких горных поясах невелики, региональные деформации перекрывающей плиты происходят при горизонтальном растяжении, а плитная граница постоянно отстает от фронта коллизии [Royden, 1993]. Анализ сейсмических и

гравитационных данных поперек отступающих субдукционных границ (Карпаты и др.) показывает, что субдукция контролируется гравитационными силами, возникающими в связи с малой плотностью субдукционных пластин на глубинах между примерно 40 и 80 км.

Если субдукция на коллизионной границе развивается сверху вниз, структурно она реализуется в виде интенсивно деформированных складчато-надвиговых поясов, выраженных топографически высокими горами с большой величиной эрозии и денудации, с выходами на дневную поверхность высокометаморфизованных пород, с интенсивными деформациями кристаллического основания вплоть до среднекоровых глубин и затяжной историей молассовой аккумуляции в сопряженных передовых прогибах. Передача горизонтального сжимающего напряжения поперек плитной границы в таких условиях оказывается существенной, региональные деформации перекрывающей плиты происходят в условиях горизонтального сжатия, а плитная граница постоянно продвигается в тыл коллизионного сооружения [Royden, 1993]. Гравитационные силы, контролирующие такую субдукцию, могут проявляться на глубинах в сотни километров (например, в Гималаях).

Возможно, что аналогичные причины, связанные с вертикальной асимметрией тектонических процессов, также обуславливают развитие островодужных или бездуговых (андийских) границ при океан-континентальной субдукции, а также трансформных или трансферных зон в случае крупномасштабного сдвига.

Литература

1. Royden, L.H. // *Tectonics*. 1993. № 12. P. 629–638.

Е.Н. Терехов¹

Роль процессов растяжения в формировании докембрийской коры Восточной части Балтийского щита

Сложно-смятые метаморфические породы докембрийских щитов дают прекрасный повод для интерпретации своего происхождения в обстановке сжатия. Геохимические особенности многих магматических пород докембрия часто имеют сходство с образованиями современных обстановок сжатия, а пологие границы комплексов, которые еще недавно рассматривались как стратиграфические границы, а теперь как надвиги, еще более усиливают впечатление о преобладании процессов сжатия в формировании докембрийской коры. Поэтому парадигмой для современных исследователей докембрия является идея о ведущей роли процессов сжатия в формировании коры.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

На примере пологих тектонических зон развитых в пределах Лапландско-Беломорского пояса (ЛБП), прекрасно видных на местности и на аэро- и космоснимках, у автора и зародилась мысль о том: а являются ли они региональными надвигами, олицетворяющими обстановку сжатия? Пологие разломы в хрупких условиях по характерным структурным особенностям можно разделять на надвиги и сбросы, но при пластичных деформациях эта задача многократно усложняется. Одним из немногих структурных факторов, позволяющих отличить надвиг от сброса является положение минеральной линейности, представленной зернами роговой обманки или агрегатами кварца, плагиоклаза и слюды. Если линейность падает по падению пластин, то большая вероятность, что это сброс, если она параллельна их простиранию, то это надвиг. Именно первая ситуация характерна для большинства пологих разломов ЛБП. Кроме того, в основании подобных пластин часто встречаются разнообразные метасоматиты и субщелочные граниты А-типа [Терехов, Левицкий, 1995], свидетельствующие об условиях растяжения в момент их формирования.

Корни представлений о господстве процессов сжатия в формировании докембрийской коры в значительной мере базируются на государственных геологических картах масштаба 1:200000, которые были составлены в 60–70 годах прошлого столетия. На них почти отсутствуют разломы, так как в те времена господствовали идеи, в которых структуры щита представлялись как ряд сменяющих друг друга анти- и синформных структур [Кратц, 1963]. Выделялось огромное количество фаз деформаций, что делалось как для отдельных структур, так и для всего щита. Например, для Беломорского пояса обсуждалось наличие 15 и более фаз деформаций, привязанных к стратиграфическим рубежам и этапами магматизма [Сыстра, 1991], а складчатость связывалась исключительно с режимом сжатия. В конце 60-х годов прошлого века произошла переоценка характера структур раннепротерозойских (карельских) прогибов. Геофизические разрезы Печенгской и Имандра-Варзугской структур выявили не «синклиналильные», а скорее срезанные и надвинутые по зонам нарушениям крутопадающие чешуйчатые моноклинали [Литвиненко, 1966]. Чешуйчато-моноклиналиное строение было установлено и для протерозойских поясов Карелии [Новикова, 1971]. При этом поля монотонных пород, которые ранее интерпретировались как гранито-гнейсы, стали рассматриваться как тектонические зоны, сложенные blastsмилонитами [Шуркин и др., 1974] и вместо складчатых моделей строения оформляются взгляды на широкое развитие надвигов. Большинство «чешуйчатых моноклиналей» стали интерпретировать как сгруженные тектонические пакеты океанической коры [Минц и др., 1996]. Если до середины 80-х годов надвиговые структуры почти не выделялись, и даже структура Лапландского пояса с обратной метаморфической зональностью считалась нормальным стратиграфическим разрезом [Беляев, 1971], то в последние годы почти все пологие тектонические зоны рассматриваются как надвиги [Миллер и др., 1995]. И

очередной раз произошел массовый гипноз, в том аспекте, что сбросы, которые отвечают обстановке растяжения, вообще отсутствуют в большинстве структурных построений. В настоящее время, когда большинство континентальных рифтов трактуется с позиции эволюции пологих сбросов [Wernike, 1995], становится ясно, что многие из структур типа чешуйчатых моноклиналей являются грабенами, и их формирование происходило в обстановке растяжения. Но до сих пор структурные модели рифтов, сформированных при эволюции пологих сбросов, не получили должного признания среди докембристов.

Наиболее остро проблема стиля тектонических процессов в докембрии проявляется при объяснении появления огромного количества глубокометаморфизованных пород на поверхности Земли. В большинстве случаев эта проблема умалчивается, и считается, что именно благодаря длительной эрозии эти породы вышли к поверхности. На Кольском полуострове известны кимберлитовые трубки девонского возраста, в которых сохранились жерловые фации, то есть за последние 400 млн. лет эрозия не смогла уничтожить 100–200 метров приповерхностных образований трубки. На севере Балтийского щита развиты граниты Наттанен и Лицко-Урагубского комплекса с возрастом 1,75 млрд лет. Для экзоконтактов этих гранитов характерны скарны [Левковский, 1975], а это указывает на то, что глубина эрозии этих массивов не превышает первых километров. При этом породы ЛБП еще 1,8 млрд лет назад находились на глубинах более 20 км, а к рубежу 1,75 млрд лет уже были на поверхности. Конгломераты и другие осадки этого возраста в этом регионе не известны. Таким образом, причина появления глубинных пород на поверхности Земли имеет тектонический характер. И здесь отчетливо проявляются противоречия между господствующими представлениями о ведущей роли процессов сжатия в формировании структуры Балтийского щита и известными фактами. Сейчас наиболее популярна модель образования Лапландской гранулитовой дуги за счет сжатия двух блоков Земной коры: Инари и Беломорского, в результате чего пластичные массы гранулитов выдавливаются вверх [Филатова, 2002]. Однако нижние части смыкающихся блоков сами находятся в пластичных условиях, и они не могут выдавить такие же пластичные массы. Более того, сам тезис о наличии жестких блоков, определяющих сжатие, весьма сомнителен. Так, на рубеже 1,8 млрд лет Беломорского массива как такового ещё не было, а его современные породы находились на глубине 20 км, о чем свидетельствуют развитые здесь пегматиты, формирование которых происходило в это время на глубинах, отвечающих давлению в 7 кбар. [Гродницкий, 1998]. Куда делись породы, их перекрывающие, в большинстве случаев даже не обсуждается. Блок Инари олицетворяет массовое заблуждение иного свойства – этот участок Балтийского щита находится на стыке Норвегии, Финляндии и России, эта территория плохо обнажена, почти не изучена и представляет собой белое пятно, которое на региональных картах заполнено гранито-

гнейсами, и им отводится роль «микроИндии» при формировании Лапландского гранулитового пояса. Идея о том, что Лапландская дуга образовалась в результате коллизии поддерживается представлениями о так называемом гранулитовом метаморфизме высоких давлений лапландского типа, который был наложен на метаморфизм умеренных давлений кольского типа [Гранулитовая фации, 1972]. Однако современные исследования не подтверждают увеличения параметров метаморфизма в эволюции пород этой структуры, и от самых ранних стадий к более молодым этапам её эволюции прослеживается направленное и скачкообразное регрессивное уменьшение параметров Р и Т новообразованных ассоциаций [Перчук и др., 1999; Фонарев, 2004]. Учитывая, что и ранние периоды эволюции Лапландского пояса происходили под знаком процессов растяжения, структурным выражением которых явились пологие тектонические зоны и приуроченные к ним массивы анортозитов, то можно говорить об отсутствии свидетельств условий сжатия для формирования Лапландского пояса. Для громадного большинства исследователей вывод о формировании этой структуры в обстановке растяжения выглядит парадоксальным, так как они привыкли считать её эталоном коллизионного процесса. На этом фоне «пустяками» выглядят такие факты, как потеря большим количеством минералов названия «стресс-минерал» и показателя пика метаморфизма. Оказалось, что такие минералы как корунд [Терехов и др., 1999], сапфирин (Kriegsman, 1999), гранат, кианит, силлиманит и даже алмаз [Stockhert et al., 2001] формируются на регрессивной стадии эволюции метаморфических комплексов и совсем не обязательно, что они являются индикаторами обстановок сжатия. К этому следует добавить, что большинство процессов преобразования метаморфических пород докембрия (гранитизация, метасоматоз, диафорез) направлено на увеличение их объема, что свидетельствует о преобладании процессов растяжения. И такие характерные породы, как очковые «гнейсы», которые слагают многокилометровые зоны, вовсе не являются показателями обстановок сжатия. Огромное количество складок в докембрийских комплексах не имеет ничего общего со сжатием. При этом, особое значение имеют лежащие складки, которые ранее рассматривались как безусловное следствие процессов горизонтального сжатия [Белолипецкий, 1977] но сейчас не только для Беломорского пояса [Терехов, 2000], но и для такого эталонного района, как Альпы, показано их формирование в обстановке растяжения [Froizheim, 1992]. Нелишне отметить, что благодаря дешифрированию аэро- и космоснимков на территории Балтийского щита выделяется множество изометричных структур, которые в большинстве случаев не объяснимы с позиций коллизионной тектоники. Таким образом, вся совокупность данных по структуре, петрологии и геохимии указывает на ведущую роль процессов растяжения при формировании коры восточной части Балтийского щита.

Идея о господствующей роли процессов растяжения в эволюции докембрийской коры Балтийского щита, структурным выражением которых

являются пологие сбросы, неминуемо приводит к заметной перестройке взглядов на многие ключевые моменты геологии и тектоники, и даже знаменитые эпохи тектогенеза, например, карельская с возрастом 1,9–1,8 млрд лет, вероятнее всего, являлась эпизодом растяжения, а не сжатия.

Н.И. Тимохин¹

Марганценосность среднекаменноугольно-нижнепермской карбонатно-терригенной формации Пайхойско-Южновоземьской провинции

После распада СССР российская металлургическая промышленность – основной потребитель марганца, лишилась своих традиционных баз: месторождений Никопольского (Украина), Чиатурского (Грузия), Ата-суйского (Казахстан) рудных районов. В связи с этим в России марганцевые руды стали относиться к группе остродефицитных; появилась насущная необходимость интенсификации прогнозных и поисковых работ на марганцевые руды в районах непосредственного расположения металлургических комбинатов.

Нынешние основные потребители марганцевого сырья в России – Косогорский ферросплавный завод (Тульская область), производящий 3000 тыс. т доменного ферромарганца, и Новолипецкий металлургический комбинат, который производит до 7 млн. т стали в год, а также заводы Урала и Западной Сибири [5], из которых наиболее крупными являются Нижнетагильский, Западно-Сибирский и Новокузнецкий металлургические комбинаты.

Известно, что в настоящее время балансовые запасы марганцевых руд в России равны 154,5 млн. т, что занимает всего около 3% от всех мировых запасов этого металла [5,8]; прогнозные запасы этих руд в России не превышают цифры 841 млн. т [8,10]. Основные запасы марганцевых руд рассредоточены в 13 мелких месторождениях Урала и Западной Сибири [5].

Обеспеченность современной потребности России собственным сырьем составляет не более 12-14 % [5], более 80% потребности покрывается за счет поставок из стран СНГ, где производство марганцевых концентратов в последние годы также существенно снизилось. При цене 200 \$ за тонну марганцевого концентрата затраты на ее покупку и доставку на заводы достигают миллиарда долларов [2]. В 1998 г. в России было добыто всего 0,5 млн. т марганцевой руды (на Урале). В 2000 г. добыча марганцевых руд сократилась до 52 тыс. т. Последние годы она велась на Парнокском (Республика Коми), Тынинском (Свердловская обл.), Громовском (Читинская обл.) и Дурновском (Кемеровская обл.)

¹ Институт геологии Коми научного центра УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия

месторождениях. Руды этих месторождений использовались потребителями в основном без обогащения [9].

В результате продолжительных дискуссий в течение XX века было установлено, что месторождения марганцевых руд могут образовываться тремя основными путями: вулканогенно-осадочным (вулканогенно-гидротермально-осадочным), осадочно-бассейновым или гипергенным. В последние годы среди уральских исследователей большей привлекательностью пользуется осадочно-бассейновая гипотеза, которая была разработана применительно к генезису карбонатных марганцевых руд Пайхойско-Южноновоземельской провинции [7]. Месторождения осадочно-бассейновой группы представлены залежами марганцевых руд, формирование которых происходило в морских бассейнах. Суть ее состоит в двухэтапной концентрации марганца на стадии седиментогенеза. При заполнении терригенным материалом глубоководных впадин с сероводородным заражением происходит переход в раствор ионов двухвалентного марганца. Воды впадин резко обогащаются марганцем, формируется своеобразный промежуточный марганцевый коллектор, из которого на втором этапе марганец в зоне апвеллинга поднимается в прибрежные участки бассейна, обогащенные кислородом, где происходит его выпадение в карбонатной форме. Наиболее реальной причиной возникновения сероводородного заражения застойных участков морских бассейнов могут быть либо скопления органических остатков, либо проникновение в них нефтяных вод.

Карбонатные марганцевые руды были обнаружены на Южном острове Новой Земли в 1977 г. геологами НИИГА (ныне ПГО «Севморгеологи») [3], в том же году аналогичные руды были обнаружены на Пай-Хое [12]. И уже в 1978 г. было установлено широкое распространение карбонатных марганцевых руд в среднекаменноугольно-нижнепермских отложениях этих районов [1,3,6,8,10]. В результате в этих районах были выявлены Рогачевско-Северотайнинский, Колодкинский и Сульменевский районы развития марганцевых руд на Южном острове Новой Земли, а также Амдерминский, Нижнекарский и Лядгейский районы на Пай-Хое. Эти районы относятся к единому Пайхойско-Южноновоземельскому бассейну, протяженность которого достигает 900 км, при мощности марганценоносной толщи 160 м, а суммарная мощность рудных пластов составляет 20-72 м [6].

Наиболее крупным из изученных является Рогачевско-Северотайнинский район (Южный остров архипелага Новая Земля), где карбонатные марганцевые руды распространены на площади около 800 кв. км и приурочены к средней части разреза позднего карбона – ранней перми, представляющего собой совокупность фаций морских осадков. Общая мощность марганцеворудной толщи 45-50 м, увеличивающейся на севере до 110-130 м. Рудные тела имеют линзовидно-пластообразный вид. В центральной части района (месторождение Рогачевское) рудные тела прослежены буровыми скважинами на глубину до 500 м, Мощность их колеблется от 1 до 25 м. Основная масса руд представлена

сложным сочетанием карбонатов марганца с кварцем и теригенными обломками. Основным рудным минералом является родохрозит. Среднее содержание марганца в рудах колеблется от 8-12 до 15%. Ресурсы карбонатных руд марганца только на Рогачевском месторождении превышают 3,7 млрд. т металла. Основными недостатками этих руд являются их бедность, высококремнистость и сложность технологической переработки, что, однако не исключает их практического применения не в столь отдаленном будущем [1].

Здесь же известны руды окисленного марганца, относящиеся к формации линейных кор выветривания, которые имеют достаточно выгодные экономические и географические параметры. Северо-Тайнинское рудное поле, расположенное на левобережье р. Северная Тайная, всего в 60 км от действующего морского порта Белушья Губа (Южный остров Новой Земли). В пределах данного рудного поля сосредоточено до 1,5 млн. т окисленных марганцевых руд, доступных для добычи открытым способом. Более трети их ресурсов приходится на пероксидные разновидности руд, содержащих до 37-57% марганца, 65-90% оксида марганца [1]. Первичные технологические испытания единичных проб окисленных руд показали на наличие различных вариантов возможного их использования в металлургической промышленности: например, для производства металлургического марганца рассматриваемое сырье может использоваться, минуя стадию обогащения (после дробления и промывки с металлургическим обесфосфориванием) [1].

Всего в пределах Северо-Тайнинского рудного поля, занимающего полосу протяженностью 10 км при ширине 2 км, установлено более семи рудных залежей, приуроченных к дизъюнктивным нарушениям. Параметры рудных залежей однотипны, мощность – до 40 м, протяженность – до 800 м, залегание наклонное (под углом 30-40°), скважинами прослежены до глубины 100-150 м.

На Пай-Хое промышленные концентрации MnO на уровне руд рудопроявлений установлены на четырех стратиграфических уровнях: в верхах падейской свиты $D_2 - D_3^{1-1}$, в пограничном интервале $D_3^2 - C_1^1$, в пачке $C_{2,3} b$ и в отложениях сероцветной нижней перми [13].

Марганценосность отложений верхов падейской свиты была установлена Я.Э.Юдовичем еще в 1977 г. на правом берегу р. Кара, выше устья р. Брусьяха. Здесь рудоносной оказалась пачка черных глинисто-кремнистых сланцев мощностью 19 м, содержащая 4 горизонта конкреций, содержащих MnO до 12-14%.

Марганценосность толеровой формации C_2-P_1 была установлена А.С.Микляевым в мегаконкрециях пачки $C_{2,3}b$ восточнее пос. Амдерма, а в 1983 г. подтверждена В.С.Роговым и Э.И.Галицкой в сероцветной толще P_1 на правом притоке р. Кара – руч. Пэтаркаяха (месторождение Юбилейное) [4,8.13].

Проблема оценки промышленных перспектив оценки осадочных марганцевых руд в этом регионе была предметом специальных исследо-

ваний геологов ВСЕГЕИ и НПО «Севморгеология». Ими было установлено, что в Пайхойско-Южновоземельской провинции в основном распространены карбонатные марганцевые руды, содержание марганца в которых колеблется от 10 до 22 %. Потенциальные ресурсы этих руд здесь достигает 30 млрд. т (Рогачевско-Северотайнинский район) Однако, как было сказано выше, на данном этапе эти руды не могут иметь промышленного интереса из-за низкого содержания *Mn*, трудной обогатимости руд и значительной расслоенности в мощной толще кремнисто-терригенных пород [2, 11].

Литература

1. *Каленич А.П., Орго В.В., Семенов Ю.П.* Полезные ископаемые архипелага Новая Земля // Разведка и охрана недр. 2002. № 9. С.14-20.
2. *Михайлов Б.М.* Актуальные проблемы прогнозирования марганцевых месторождений на Урале // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 1. С. 3-15.
3. Новая Земля – новая марганцевая провинция / С.К.Вояковский, В.Ф.Ильин, Л.Г.Павлов, Н.Н.Соболев, В.И.Устрицкий // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука. 1984. С. 174-176.
4. Новые данные по стратиграфии марганценосных отложений перми и карбона Пай-Хоя / В.С.Рогов, Э.И.Галицкая, В.И.Давыдов, А.В.Попов // Сов. геология. 1988. № 6. С. 59-68.
5. *Попов В.В.* Минеральные ресурсы и экономика России на рубеже XX-XXI столетий: проблемы и пути решения // Вестник ОГГГН. 1999. № 3(9). С. 10-56.
6. *Платонов Е.Г., Пovyшева Л.Г., Устрицкий В.И.* О генезисе карбонатных марганцевых руд Пай-Хойско-Новоземельского региона // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 4. С. 76-89.
7. Пути развития сырьевой базы и добычи минерального сырья в Уральском регионе / В.А.Коротеев, В.И.Лешиков, В.А.Прокин и др. // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург. 1997. С. 7-30.
8. *Рогов В.С., Галицкая Э.И.* Нижнепермские руды марганца северо-восточного склона Пай-Хоя // Марганцевое рудообразование на территории СССР. М.: Наука. 1984. С. 177-183.
9. *Смирнов Л.А., Тигунов Л.П.* Марганец России: проблемы и пути их решения // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2002. № 1-2 С. 18-25.
10. Стратиформные проявления марганца на Новой Земле / С.К.Вояковский, В.Ф.Ильин, Л.Г.Павлов, Н.Н.Соболев // Геология Южного острова Новой Земли. Л.: Недра. 1992. С. 121-124.
11. *Шарков А.А.* Минерально-сырьевая база в России и проблемы ее использования // Разведка и охрана недр. 2000. № 11. С. 15-19.
12. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Марганцевые карбонатные руды на Пай-Хое // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 4. С. 988-91.
13. *Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П.* Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука. 1998. 264 с.

Воздействие Исландского плюма на раннетриасовый вулканизм Полярного Приуралья

Среди всех магматических пород базальты занимают особое место. Это связано с тем, что, во-первых, они имеют мантийное происхождение и, таким образом, дают сведения о *PT*-условиях в верхней мантии; во-вторых, базальты относятся к сквозным магматическим породам, известным для всей геологической истории Земли, и, в-третьих, химический состав базальтов, образующихся в различных геотектонических обстановках, указывают на опосредованную связь с напряженным состоянием литосферы, что позволяет использовать их валовой состав для палеогеодинамических построений.

По мнению Дж. Вильсона, Дж. Моргана, Л.П. Зоненшайна и ряда других исследователей, тектоника горячих полей, связанных с мантийными плюмами, в значительной мере регулировала глобальную геодинамику Земли, особенно на ранних этапах ее развития. Эту идею развивают также Е.В. Артюшков, А.Ф. Грачев, С.В. Аплонев, Н.Л. Добрецов, В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе и многие другие [3,4,5,11]. Мантийные плюмы могут зарождаться на трех уровнях: в верхней мантии при плавлении субдуцированной плиты, на границе верхней и нижней мантии на глубине 670 км и на границе нижняя мантия – ядро Земли.

Плюмы на поверхности Земли проявляются в виде излияния расплавленной магмы обычно щелочного состава. Наиболее ярким проявлением горячей точки на поверхности Земли можно считать Гавайские острова, представленные современными извержениями вулканов. Эти цепи вулканических островов однозначно трактуются как след движения Тихоокеанской плиты над Гавайской горячей точкой, существующей уже более 70 млн лет [3,4,5,11]. Гавайский хребет представляет собой цепь островов с потухшими вулканами, заканчивающихся на юго-востоке о-вом Гавайи с крупными действующими вулканами – это широко известные вулканы Килауэа, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа. Возраст потухших вулканов закономерно возрастает до эоценового (42 млн лет) на северо-западной оконечности цепи. Здесь она сочленяется с цепью подводных вулканических возвышенностей, известных как Императорский хребет.

Таким образом, мы видим картину закономерной миграции во времени и в пространстве вулканических центров. Эту картину Дж. Вильсон и Дж. Морган объясняют тем, что под о-вом Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя (горячая точка), которая прожигает литосферу с астеносферой и занимает стационарное положение. Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой со скоростью

¹ Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

² Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института (УкрГГРИ), Симферополь, Украина

10 см/год сначала в северо-западном (Императорский хребет) направлении, а затем, с 42 млн лет в запад-северо-западном, в то время как горячая струя ее «прошивала» и создавала все новые вулканы. Надо заметить, что Гавайско-Императорский хребет не единственный пример подобного рода.

Примером горячей точки в Северном полушарии является Исландия. Это один из самых активных вулканических районов в Атлантическом океане. За более чем полувековую историю вулканы здесь произвели почти четверть всех лав, известных на дневной поверхности. С этой горячей точкой связан ряд действующих и отмерших вулканов центрального типа как в Исландии, так и в других районах Западно-Арктического бассейна. В Исландии за последние 20 млн лет накопилось $14\text{--}15 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ продуктов внутриплитного (плюмового) магматизма; в Гренландии за период 50–55 млн лет – $1 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, на Британских островах за период 55–50 млн лет – $1 \cdot 10^7 \text{ км}^3$ [12]. Центр Исландского плюма проецируется в настоящее время над восточной частью Исландии (рисунок).

След Исландского плюма начинается от Сибирской платформы, где он был известен под названием Сибирского суперплюма. Далее он перемещается, судя по данным о возрасте вулканитов и вулканогенных накоплений, через устье Енисея по Карскому морю, севернее Новой Земли, через архипелаги Земля Франца-Иосифа и Свальбард, плато Ермака, хребты Менделеева и Альфа, о-в Элсмир, Гренландию, Гренландско-Исландский и Фареро-Исландский пороги, Британские острова [12] (см. рисунок).

В конце поздней перми – начале раннего триаса с деятельностью этого суперплюма связаны две сближенные фазы вулканизма с возрастом 253–250 и 247–244 млн лет, в результате которых образовались огромные объемы траппов и пирокластики на Сибирской платформе и прилегающих бассейнах (Тунгусский бассейн). Общий объем траппов достигал здесь $1.7 \cdot 10^9 \text{ км}^3$. Вулканогенные пермотриасовые отложения Западной Сибири распространены на обширной территории от Кургана до Уренгоя [1]. Следующий импульс вулканизма, вызванного этим плюмом, проявился на п-ве Таймыр и в Южно-Карской впадине (см. рисунок).

В раннем триасе в Полярном Приуралье (на юге Коротаихинской и севере Косью-Роговской впадин Предуральского краевого прогиба) сформировались поля базальтов, возраст и структурное положение которых не укладывается в эволюцию уралид и пайхоид по циклу Вильсона. Базальты на севере Предуральского прогиба вскрыты целым рядом скважин [8–10]. Несмотря на большое количество работ, посвященных решению вопроса о времени излияния базальтов в Полярном Приуралье, возраст последних долгое время оставался предметом дискуссий. Различные исследователи датировали эти излияния от поздней перми до позднего мела включительно. После длительных дискуссий возобладал раннетриасовый возраст излияния указанных базальтов.

В 90-х годах В.Л.Андреичевым была проведена рубидий-стронциевая изохронная датировка этих базальтов, давшая цифру 249 ± 15 млн лет,

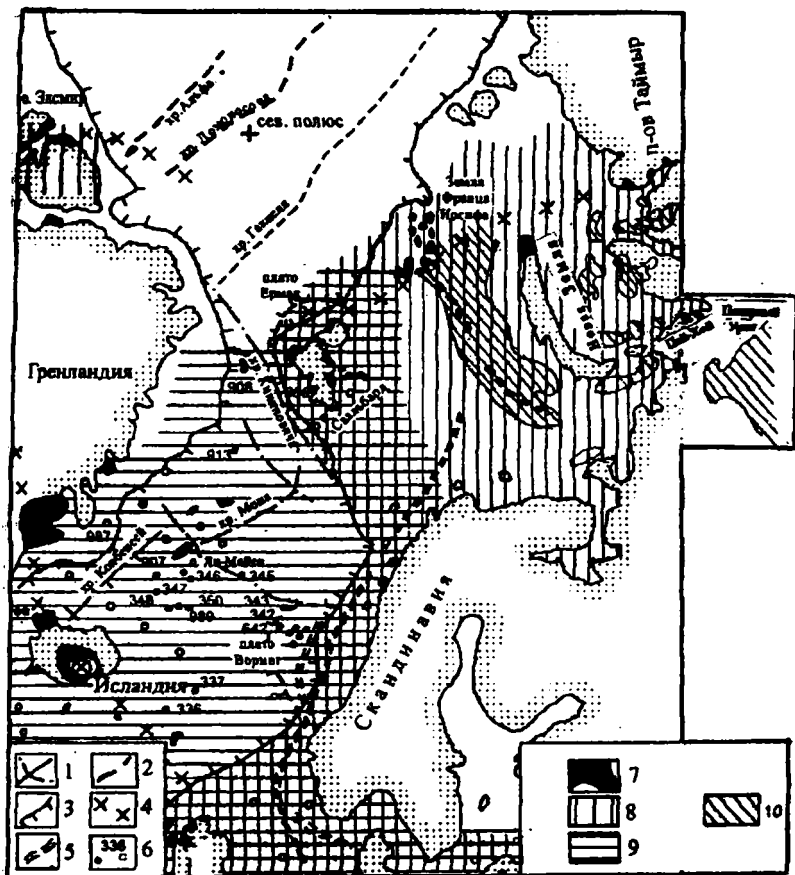


Рис. Главные структуры Западно-Арктического шельфа и след Исландского плюма (по [12] с дополнениями Н.И.Тимонина)

1 – Срединно-Океанический хребет и трансформные разломы; 2 – глыбовые хребты; 3 – границы шельфа континентов, пунктиром показаны примыкающие к континентам некоторые вулканические плато; 4 – предполагаемый след горячей точки, оставленной Исландским плюмом на Евразийской, Северо-Американской и Арктической литосферных плитах при их дрейфе и вращении (крестиком, обведенным кружком, обозначена современная проекция плюма); 5 – континентальные рифты, грабены, авлакогены; 6 – скважины глубоководного бурения и их номера, незабитые кружки – геологические трубки и скважины мелководного бурения, в которых обнаружена пирокластита в осадках; 7 – обнажения пород трапповой формации на суше; 8 – ареалы пеплопадов мезозойского возраста, связанные с Исландским плюмом; 9 – то же, кайнозойского возраста; 10 – контуры развития траппового магматизма в триасовом комплексе осадочного чехла Баренцева, Карского морей и Полярного Приуралья (по: [8,14]).

имевшую значение опорной точки для изотопно-геохронологического обоснования возраста границы перми и триаса [2].

Оставался нерешенным вопрос о геодинамической принадлежности феномена излияния базальтов в Полярном Приуралье. По мнению В.В.Юдина [15], такая ситуация объясняется прохождением района Полярного Приуралья над Исландской горячей точкой. Против этого вывода возражал Н.И.Тимонин [9], считавший, что гипотеза привлечения теории горячей точки для объяснения причин возникновения базальтовых излияний на севере Предуральского прогиба неприемлема, однако других логичных объяснений не находилось, и мы вынуждены соглашаться с мнением, высказанным В.В.Юдиным.

Суммируя приведенный выше материал и его интерпретации, можно сделать следующие выводы.

1. Исландский плюм впервые начал интенсивно проявляться в перми–триасе на Сибирской платформе и в соседних бассейнах, в которых сформировались мощные вулканогенные толщи.

2. Движение литосферных плит над пульсирующим плюмом в мезозое и кайнозое привело к образованию ряда крупных вулканических объектов на Западно-Арктическом шельфе и прилегающей суше [13]. К их числу следует отнести и широко развитые в Полярном Приуралье и на Пай-Хое базальты трапповой формации раннетриасового возраста.

Литература

1. *Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда И.П., Батурина Т.П.* Триасовый вулканогенный комплекс Западной Сибири // ДАН. 1998. Т. 362, № 3. С. 373–377.
2. *Андреев В.Л.* Рубидий-стронциевый возраст базальтов Полярного Приуралья // ДАН. 1992. Т. 326, № 1. С. 139–142.
3. *Аглонов С.В.* Геодинамика: Учеб. для вузов. СПб: Изд-во СПб. ун-та, 2001. 360 с.
4. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы и геодинамика // Вест. ОГТГН РАН. 1998. 3(5). С. 129–158.
5. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная палеогеодинамика. 2-ое изд. Новосибирск: Филиал «ГЕО», 2001. 408 с.
6. *Зоненшайн Л.Н., Кузьмин М.И.* Внутриплитный вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
7. *Зоненшайн Л.Н., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с.
8. *Тимонин Н.И.* Возраст базальтов гряды Чернышева (север Предуральского краевого прогиба) // Геология и палеогеография северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1977. С. 26–28.
9. *Тимонин Н.И.* Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. Екатеринбург, 1998. 240 с.
10. *Тимонин Н.И., Юдин В.В.* Раннетриасовый базальтовый магматизм Северного Приуралья – следствие действия Исландской «горячей точки» // Вулканизм и геодинамика: Тез. докл. II Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 216–220.
11. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 476 с.
12. *Харин Г.С.* Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т. 8, № 2. С. 115–130.
13. *Харин Г.С., Чернышева Е.А., Ерошенко Д.В.* Исландский плюм и вулканизм арктических морей // Вулканизм и геодинамика: Тез. докл. II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 220–225.

14. Шитлов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты, 1998. 306 с.
15. Юдин В.В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.

П.Л. Тихомиров¹, В.В. Акинин², В.О. Исполатов³,
П. Александров⁴, И.Ю. Черепанова⁵, В.В. Загоскин⁶

Асинхронность формирования сегментов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (новые данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb геохронологии)

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) является одним из крупнейших надсубдукционных вулканических поясов Земли за всю ее историю. Его геохронологическая модель обсуждается с конца 50-х – начала 60-х гг. В настоящее время, как и в середине прошлого века, базу существующих стратиграфических схем ОЧВП составляют палеоботанические данные. Накоплен также значительный объем K-Ar определенных – большей частью, к сожалению, по валовым пробам – и несколько десятков изохронных Rb-Sr датировок. В итоге, расхождения в интерпретации возрастов палеофлоры привели к существенным различиям взглядов на эволюцию вулканического пояса [1, 2, 3, 6, 8 и др.]. Единственная, по сути, попытка создания эволюционной модели ОЧВП с опорой на изотопные определения предпринята специалистами магаданского СВКНИИ [4, 5]. Методологическая основа этой модели включает положение о реликтовых датах, согласно которому истинный возраст вулканогенных образований отражают лишь наиболее древние из калий-аргоновых и рубидий-стронциевых датировок. Совокупность изотопных определений в целом признана соответствующей схеме эволюции ОЧВП, предложенной В.Ф.Белым [1, 2] и построенной на палеоботанических данных. Согласно предложенной модели, формирование ОЧВП происходило с раннего альба по сеноман (110–92 млн лет). Поздние платобазальты с подчиненными горизонтами кислых вулканитов датируются сантоном–ранним кампаном (86–76 млн лет), исключаются из состава ОЧВП и связываются с более поздним, рифтогенным этапом развития геоструктуры.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

³ Department of Earth and Environmental Science, New Mexico Institute of Mining and Technology, Сокорро, США

⁴ Department of Geological Sciences, Queen's University, Кингстон, Канада

⁵ Чаунское государственное горно-геологическое предприятие, Певек, Чукотский АО, Россия

⁶ Государственное горно-геологическое предприятие «Анюйгеология», пос. Билибино, Чукотский А Россия

Вместе с тем, существование избыточного аргона и, соответственно, возможность удревнения К-Аг датировок является общепризнанным фактом [9]. В связи с этим использование древнейших калий-аргоновых датировок в качестве основы геохронологической модели представляется нам ошибочным. В качестве более надежной базы можно предложить $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения по мономинеральным фракциям (в первую очередь санидина и амфибола) и U-Pb – по цирконам. Аргон-аргоновые возраста вулканитов ОЧВП, приведенные в немногочисленных публикациях [2, 10-13], неплохо согласуются между собой, с результатами полевых наблюдений и с единственной опубликованной U-Pb датировкой по циркону [13]. При этом результаты всех определений по мономинеральным фракциям укладываются в интервал 82–89 млн лет (коньяк-кампан), что нередко противоречит принятым стратиграфическим схемам, поскольку опробовались и нижние части разреза ОЧВП, отнесенные к альбу.

С 2003 года начато исследование, включающее геохронологическое изучение ОЧВП с привлечением $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методов. К настоящему времени получены 6 новых аргон-аргоновых датировок и одна уран-свинцовая. Образцы для исследования отобраны в пределах Анадырского и Центрально-Чукотского секторов ОЧВП, а также Восточно-Чукотской фланговой зоны. Аналитические работы проведены в лабораториях университета Queens (Кингстон, Канада) и Стэнфордского университета США.

U-Pb определение выполнено для цирконов из риолитового игнибрита кытапкайской свиты, слагающей основание разреза Центрально-Чукотского сектора ОЧВП в бассейне р.Этчикунь. Главной целью определения была проверка корректности полученных ранее [11] Ar-Ag датировок, соответствующих коньякскому веку (87–88 млн лет), при том, что в серийной легенде и в модели И.Н.Котляра и Т.Б.Русаковой [5] кытапкайская свита отнесена к альбу. Результат уран-свинцового датирования составил 88 ± 1 млн лет, что не оставляет сомнений в валидности $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ дат, равно как и в необходимости коррекции стратиграфической схемы.

С новыми $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками ситуация сложнее. Для образца базальта саламихинской свиты из бассейна р.Чимчемемель получено значение возраста 104.9 ± 2.9 млн лет (по амфиболу), что соответствует среднему альбу и хорошо согласуется с принятым для данного стратиграфического подразделения возрастом. Это первая для вулканитов Северо-Востока Азии альбская $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировка, и она ставит под сомнение предположения о существенно более позднем, коньяк-кампанском возрасте всего ОЧВП [10, 11]. Не следует, однако, исключать возможность связи этих вулканитов не с ОЧВП, а со структурами типа Удско-Мургальской и Нутесынской дуг, развивавшихся в позднеюрско-раннемеловое время на активных окраинах двух океанических бассейнов – Палеопафифики и Южно-Ануйского [7]. Для амфиболов из

вулканитов диргувеевской толщи, отобранных в бассейне р. Мал.Анжой, получены значения 93.7 ± 1.2 млн лет (граница сеноман–турон) и 84.2 ± 1.9 млн лет (сантон). Перерыв в 10 млн лет внешне не проявлен, в разрезе есть лишь маломощные, до нескольких метров, прослойки вулканомиктовых песчаников и гравелитов. Напротив, изотопный возраст оливиновых базальтов, перекрывающих все остальные вулканиты и занимающих здесь позицию «поздних рифтогенных платобазальтов», составил 86.8 ± 2.7 млн лет, что в пределах аналитической погрешности совпадает с возрастом одного из образцов, взятых ниже по разрезу.

Для приграничной области Центрально-Чукотского сектора и Восточно-Чукотской фланговой зоны ОЧВП получены датировки двух образцов гранодиоритов главной фазы Танюрерского плутона – крупного многофазного массива, с одной стороны прорывающего вулканиты амгенской и экитыкинской свит, и, с другой – пересеченного дайками риолитов и базальтоидов. Сходство дайковых риолитов с их покровными фациями позволяет считать, что этот интрузив сформирован синхронно с вулканитами Охотско-Чукотского пояса и, вероятно, комагматичен эродированной верхней части разреза. Определения по амфиболу, биотиту и плагиоклазу дали значения возраста от 82.9 ± 0.7 до 77.3 ± 0.4 млн лет (кампан).

Таким образом, новые результаты Ar-Ar датирования свидетельствуют в пользу существующего положения об общем альб-кампанском возрасте ОЧВП [8, 2 и др.]. Вместе с тем, получены дополнительные доказательства специфики развития Центрально-Чукотского сектора ОЧВП: интенсивная вулканическая деятельность здесь началась примерно на 20 млн лет позже, чем в соседнем Анадырском секторе. Лежащие в основании разреза кислые вулканиты кытапкайской свиты являются возрастными аналогами не альбских, преимущественно андезитовых, а сенонских стратиграфических подразделений ОЧВП, включающих немалые объемы кислых вулканитов. Эта гипотеза объясняет и антидромный общий характер эволюции вулканизма Центральной Чукотки, несвойственный остальным секторам ОЧВП. Примечательна также интенсивность извержений – толща вулканитов в 3-4 (местами, возможно, и более) километров была сформирована в относительно короткой промежутке времени, 1-2 млн лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 03-05-64623, 04-05-65132), «Университеты России» и «Ведущие научные школы» (НШ-326.2003.5).

Литература

1. *Белый В. Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
2. *Белый В. Ф., Белая Б. В.* Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р.Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
3. *Герман А. Б.* Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. М.: ГЕОС, 1999. 122 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 529).

4. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
5. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
6. *Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
7. *Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер Дж.У.Х. и др.* // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1563–1574.
8. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
9. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
10. *Hourigan, J.K., Akinin, V.V.* // GSA Bull. 2004. № 5–6. V. 116.
11. *Ispolatov, V.O., Tikhomirov, P.L., Heizler, M., Cherepanova, I.Yu.* // Journ. Geol. 2004. V. 112. P. 369–377.
12. *Kelley, S.R., Spicer, R.A., Herman, A.B.* // Cretaceous Research. 1999. V. 20. P. 97–106.
13. *Moll-Stalcup, E.J., Lane, L.S., Cecile, M.P., Gorodinsky, M.E.* // Abstr. Geol. Soc. Am. 91st Ann. Cordilleran Section. 1995. V. 27. № 5. P. 65.

**П.А. Тишин¹, И.Ф. Гертнер¹, А.М. Сазонов², Е.А. Звягина²,
С.И. Леонтьев², В.В. Врублевский¹, Ю.В. Колмаков³**

Внутреннее строение и тектоническая эволюция золото-сульфидных залежей в сложнодислоцированных толщах, на примере месторождения Благодатное (Енисейский кряж)

Металлогения крупных золоторудных провинций в складчатых областях определяется наличием месторождений рассеянного малосульфидного типа (Хомстейк, Сухой Лог, Олимпиада, Кумтор и др.), локализованных в областях проявления динамотермального и дислокационного метаморфизма. Специфической особенностью данных объектов является крайне низкая контрастность рудовмещающих толщ, что, в совокупности с многократным наложением разновозрастных тектонических структур, значительно затрудняет диагностику их внутренней неоднородности. В этой связи, на примере золоторудного месторождения Благодатное, локализованного среди докембрийских метаморфических толщ Заангарской части Енисейского кряжа, нами рассматривается роль геометрического стиля складчато-надвиговых дислокаций и взаимоотношения разновозрастных структурных парагенезов в процессе его формирования.

Месторождение Благодатное располагается в пределах наиболее продуктивного по запасам золота в Енисейском кряже Верхне-Енашимин-

¹ Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия

² Красноярский государственный университет цветных металлов и золота (КГУЦМиЗ), Красноярск, Россия

³ Томский политехнический университет (ТПУ), Томск, Россия

ского рудного узла, локализованного в пределах юго-западного крыла Панимбинского поднятия. Последний представляет собой сложную надвиговую систему преимущественно северо-западного простирания. В стратиграфическом отношении исследуемый объект приурочен к верхней части разреза кординской свиты нижнего рифея и представляет собой серию кулисообразных зон рассеянной сульфидной минерализации среди кристаллических сланцев пелитового состава, метаморфизованных до уровня эпидот-амфиболитовой фации. Структурный контроль оруденения осуществляется крупным тектоническим нарушением сбросо-сдвиговой кинематики. Данное нарушение является наложенным по отношению к ранее сформировавшейся складчато-надвиговой Борзцовской структуре и ориентируется под очень острым углом относительно залегания ее главных элементов. Рудные тела, оконтуренные по результатам рядового опробования, представляют собой цепочку крутопадающих (под углами от 65° до 70°) асимметричных линзовидных пластин северо-западного простирания, отделенных друг от друга участками пережима.

В пределах рудной минерализованной зоны (РМЗ) рудовмещающие породы не несут явных признаков метасоматической переработки. Рудная минерализация представлена рассеянной сульфидной вкрапленностью во вмещающих сланцах с резко подчиненным количеством мало-мощных кварцевых и флюорит-кварцевых жил. Распределение ассоциаций рудных минералов в пределах зоны носит зональный характер. При этом околорудное пространство характеризуется преобладанием пирита, в периферийных частях РМЗ устанавливается пирит-пирротиновый парагенезис, который по направлению к центру сменяется пирротиновой и далее арсенипирит-пирротиновой ассоциациями. Важно отметить, что область развития последней практически полностью соответствует контурам рудного тела. Сфалеритовая минерализация проявляется локально, осложняя структуру общей зональности. Она, как правило, трассирует рудные столбы, пространственно сопряжена с флюорит-кварцевыми прожилками и носит наложенный характер [1].

Анализ структуры рудного поля позволяет выделить три основных этапа ее формирования. Первый из них отвечает формированию сложного ансамбля многопорядковых складок с северо-западным простиранием осевых поверхностей (аз. прост. $310-320^\circ$), крутопадающих на северо-восток под углом $65-75^\circ$, и субгоризонтальной ориентировкой шарниров. Становление данных структур происходило, по-видимому, синхронно с развитием Борзцовской системы надвигов, составляющие которой диагностируются на восточном фланге месторождения в виде тектонического перекрытия пород кординской свиты более древними метаморфитами тейской серии. Синнадвиговые деформации сопровождались достаточно интенсивным динамотермальным метаморфизмом вмещающих толщ в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Геодинамический режим его проявления определялся аккреционно-коллизионными процессами на западной окраине Сибирского кратона. Воз-

раст этих событий с учетом длительности ретроградной стадии оценивается от $785,3 \pm 6,9$ млн лет до $754 \pm 7,2$ млн лет [2].

Интенсивная складчатость способствовала нагнетанию материала в области ядер наиболее крупных пликативных структур и превращению их в достаточно жесткие блоки. В пределах РМЗ картируется синформа с размахом крыльев около 350 м и фрагменты сопряженной с ней антиклинали. Динамический план палеонапряжений на данной стадии определялся субгоризонтальной ориентировкой оси преобладающего сжатия σ_1^1 в СВ–ЮЗ румбах при субвертикальном направлении вектора растяжения σ_3^1 и тектонического транспорта. Отсутствие мелких надвиговых разломов в пределах осевой зоны месторождения свидетельствует о высокопластическом характере деформаций при формировании складчатого ансамбля.

Второй этап структурных преобразований обусловлен проявлением интенсивных тектонических движений сбросо-сдвиговой кинематики, которые были локализованы в линейной зоне, пространственно тяготеющей к ядру главной синформы. Развитие подобного нарушения отражает эволюцию регионального динамического режима, когда фронтальное столкновение литосферных блоков трансформируется в их горизонтальное скольжение относительно друг друга. При этом поверхность сдвига наследует плоскость надвигового разлома лишь на северо-западном фланге РМЗ, тогда как на юго-восточном – смещается в складчатый пакет, активизируя границу литологически разнородных толщ.

Характерной особенностью тектонического строения месторождения Благодатное является то, что генеральное сбросо-сдвиговое нарушение имеет криволинейную траекторию. Преобладающее его простирание соответствует азимуту 315–320 и наиболее четко проявлено на крыльях основной синклинали. В центральной части РМЗ, по мере приближения к жесткой структуре замка синформы, сбросо-сдвиг несколько меняет свое простирание (аз. прост. 300°), осложняясь дополнительными дизъюнктивами более высоких порядков. Скольжение по такой криволинейной траектории провоцирует раскрытие исходно непроницаемых структур для растворов, которые обеспечивают перераспределение золота. Не случайно, морфология главных рудных тел отвечает ромбовидной полости отрыва типа «pull-apart». Подобные структурные ловушки рассматриваются в качестве наиболее продуктивных рудных зон, где в результате активного поступления летучих компонентов происходит максимальное накопление благородных металлов. Rb-Sr возраст формирования золотосульфидной минерализации соответствует 698 ± 13 млн лет [2].

Динамика поля палеонапряжений второй стадии контролировалась субширотной слабо наклонной ориентировкой вектора главного стресса σ_1^2 и субмеридиональным близким к субгоризонтальному направлением оси преобладающего растяжения σ_3^2 . В данных условиях кинематика

сбросо-сдвига отвечала левосторонней направленности и определяла максимальное раскрытие разлома на участках его широтного простирания.

Заключительным эпизодом развития структуры месторождения стало формирование субмеридиональных взбросов, дезинтегрировавших РМЗ на систему блоков с различным эрозионным срезом. Деформации этого этапа способствовали формированию локальных хрупких дислокаций в сводовых зонах синнадвиговых складок со сфалеритовой и флюоритовой минерализацией, возраст которой соответствует 368 ± 23 млн лет [2].

Таким образом, для месторождения Благодатное устанавливается полигенная природа, способствующая многократному перераспределению рудных компонентов в структурных ловушках разного порядка и возраста. При этом основным рудоконтролирующим процессом для формирования золотоносной сульфидной минерализации объекта следует считать именно тектоническую активность сбросо-сдвигового характера, которая проявилась на второй стадии динамометаморфизма вмещающих кристаллических сланцев. Несмотря на то, что определенная концентрация металла могла быть реализована и в условиях более ранних складчато-надвиговых деформаций, интенсивная гидротермальная проработка метаморфической толщи стала возможной лишь в результате сдвиговых смещений по криволинейной траектории. Первичные пликативные дислокации обеспечили механическую неоднородность складчатого ансамбля и спровоцировали вариации простирания рудоконтролирующего нарушения. Наиболее поздние хрупкие деформации контролировали низкотемпературное перераспределение золота в пределах залежи и становление рудных столбов.

Исследования проведены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (грант № Е 02-9.0-92, НП «Университеты России») (проект № УР 09.01.042), РФФИ (грант № 04-05-64331).

Литература

1. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др. Генезис золотоносных руд г. Благодатной (Енисейский край). В кн.: Состояние и проблемы геологического изучения недр и развития минерально-сырьевой базы Красноярского края. Матер. конф. Красноярск, 2003. С. 247–249.
2. Сазонов А.М., Гертнер И.Ф., Тишин П.А. и др. Возрастные рубежи формирования золотосульфидного рудопроявления Благодатное (Енисейский край). В кн.: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: Матер. конф. СПб., 2003. С. 447–451.

Особенности деформаций Беломорского подвижного пояса в раннем протерозое по данным изучения даек базитов района с.Гридино (Западное Беломорье)

Реконструкция ранних этапов развития Беломорского подвижного пояса затруднена из-за свекофеннской (около 1.8 млрд лет) тектоно-термальной переработки, в результате которой при образовании новых текстур были утрачены элементы ранних структурных парагенезов. Важную информацию о структурной эволюции пояса могут содержать метаморфизованные дайки основного состава, заключенные в гранито-гнейсовый субстрат, структурные особенности которых можно использовать в качестве кинематических и динамических индикаторов. В гранито-гнейсах Беломорского подвижного пояса тела метаморфизованных базитов обычно представлены изометричными будинами амфиболитов, по которым трудно судить об их первоначальной природе. Однако в районе села Гридино, наряду с многочисленными будинами метабазитов, сохранились метаморфизованные основные дайки как деформированные, так и ненарушенные деформациями.

Недеформированные дайки установлены на острове Избная Луда в небольшом реликтовом блоке, ограниченном зонами наложенного разгнейсования. Дайки имеют крутое западное падение, мощность от первых дециметров до 4 м, секущие контакты простой формы, апофизы, выдержанные мощности, зоны закалки. Впервые они были описаны В.С.Степановым, который по химическому составу пород установил принадлежность даек к комплексам лецолитов-габброноритов и коронитовых габбро [1], возраст которых 2.44 млрд. лет и 2.12 млрд. лет соответственно [2,3,4]. Породы даек метаморфизованы, однако в дайках комплекса лецолитов-габброноритов сохраняются магматические пироксены.

Деформированные дайки различаются по мощности (от первых сантиметров до десятков метров) и стилю деформаций. Они могут сечь пологостать гранито-гнейсов в одних местах и срезаться ею в других. Зоны сдвига, нарушающие дайки, иногда секутся другими дайками, ориентировки которых субсогласны ориентировкам даек первой генерации. Это указывает на то, что внедрение даек последней генерации в трещины отрыва, происходившее в неизменном поле деформации сопровождалось или разделено сдвиговыми деформациями. Довольно широко распространены дайки с раздувами и пережимами, разнообразными апофизами: пламеневидными, смятыми в плейки сложной формы, оторванными. В одной крупной деформированной дайке сохраняются не только зоны закалки и массивная текстура, но и магматические структуры пород. Часть даек по химическому составу отвечает вышеназванным

¹ Институт геологии (ИГ) КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

раннепротерозойским комплексам, генетическая принадлежность и, соответственно, возраст других проблематичны.

Особенности строения даек района можно объяснить внедрением их в метаморфизируемые гранитогнейсы, испытывающие неоднородные деформации. Идея о внедрении даек базитов Беломорья в метаморфизируемые гранитогнейсы не нова. Сложная морфология дайки гранатовых (коронитовых) габбро района села Гридино объяснялась В.С. Степановым [1] неоднородной реакцией рамы на давление внедряющегося расплава в условиях не полностью консолидированных пород. Еще раньше Н.В. Янковская пришла к выводу, что поздние дайки базитов Беломорья внедрялись во время формирования мигматитовой полосчатости вмещающих пород [5].

Эти идеи не приобрели популярности и не стали предметом дискуссии. Более того, в потоке информации по геологии Беломорского подвижного пояса они, по-видимому, могут считаться забытыми или незамеченными. В сознании многих геологов метаморфические условия представляются как условия, при которых породы приобретают высокую пластичность и не испытывают хрупких деформаций; процесс образования даек априори рассматривается как результат заполнения трещин отрыва, образованных в хрупкой, «холодной» (не прогретой до метаморфических условий) раме.

Исследования смены режима деформаций гранитоидов показали, что переход от хрупкого к хрупко-пластичному, а затем суперпластичному состоянию связан с пороговыми температурами «размягчения» кварца (300°C) и полевого шпата (450°C) [6,7]. По-видимому, эти данные укрепили стереотип о том, что хрупкие породы – это «холодные» породы. Однако они не «запрещают» возможности проявления хрупких деформаций в породах, испытывающих высокотемпературный метаморфизм, поскольку при метаморфизме породы находятся в твердом состоянии.

Причина смены пластических деформаций хрупкими представляется следующим образом. Под действием нагрузки ползучесть породы обеспечивает пластические деформации с частичной релаксацией напряжений до тех пор, пока не достигнут предел ее прочности. При достижении предела прочности происходит геологически мгновенное образование разрыва и смещение по нему, что приводит к снятию напряжения. Если силы, вызвавшие деформации, продолжают действовать, вновь «запускается» пластическая деформация, которая идет до достижения предела прочности, после чего следует хрупкая деформация и т.д.

Для рассматриваемых в докладе случаев, в условиях высокотемпературного метаморфизма, обеспечивавших формирование мигматитовой полосчатости, на фоне длительных пластических деформаций сдвигового характера многократно происходили хрупкие деформации с открытием трещин отрыва, в которые внедрялись дайки. Дайки испытывали деформации во время того же этапа метаморфизма. Этим рассматривае-

мые дайки отличаются от раннепротерозойских даек Карельского и Кольского мегаблоков, не нарушенных сложными деформациями.

Приводимые данные показывают, что Беломорский подвижный пояс, по крайней мере в центральной своей части, в раннем протерозое испытывал метаморфизм и интенсивные деформации, которые в обрамляющих его Карельском и Кольском мегаблоках не отмечаются. Это представляется весьма важным для понимания эволюции Карело-Кольской части Балтийского щита в интервале 2.5–2.0 млрд лет, для которого предполагается единый (транспрессивный) этап развития [8].

Литература

1. Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции). В кн.: Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.
2. Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P. et al. // Precambrian Res. 1998. V. 92. P. 223–250.
3. Слабунов А.И., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В. Геология и геохронология Шобозерского массива комплекса лерцолитов–габброноритов Беломорского подвижного пояса. В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. С. 3–14.
4. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В. // Докл. РАН. 2003. Т.390. №4. С. 528–532.
5. Геология СССР. Том XXXVII. Часть I. Геологическое описание. М.: ГОНТИ, 1960. 740 с.
6. Sibson R.H. // Ann. Rev. Earth Planet Sci. 1986. V. 14. P. 149–75.
7. Scholz C.H. The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting // Geol.Rundsch. B77. № 1. P. 319–328.
8. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2002. 34 с.

В.В. Травин¹, Н.Е. Козлова²

Сдвиговые деформации как причина эклогитизации пород Гридинской зоны меланжа (Беломорский подвижный пояс)

В районе села Гридино (западное Беломорье, центральная часть Беломорского подвижного пояса) в пределах площади преимущественного распространения гнейсогранитов (полосчатых мигматитов) выделяется зона тектонического меланжа [1, 2], обломки которого представлены главным образом породами основного состава, в том числе эклогитами и эклогитоподобными породами двух генераций. Для архейских эклогитов предполагается субдукционная природа [1,2], образование раннепротерозойских эклогитов связывается с магматической стадией формирования пород комплекса лерцолитов-габброноритов [3,4].

Нами установлены факты приуроченности эклогитизированных пород к зонам локальных деформаций.

¹ Институт геологии (ИГ) КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

² Геологический институт (ГИ) КНЦ РАН, Апатиты, Россия

Показателен пример эклогитизации пород на острове Избная Луда, где амфиболитизированные эклогитоподобные (гранат-клинопироксен-плагиоклазовые) породы (мелкие ксенолиты и относительно слабо переработанные будины даек) приурочены к границам реликтового блока и зон наложенного разгнейсования. Сам блок характеризуется ненарушенным залеганием раннепротерозойских даек и экзотическими для Беломорского подвижного пояса брекчиевидными текстурами гнейсогранитов [5]. На границах с зонами разгнейсования дайки испытывают обрывы и подвороты, а породы с брекчиевидными текстурами перерабатываются в обычные для Беломорского подвижного пояса гнейсограниты с выдержанным положением полосчатости. Для эклогитоподобных пород на границах блока и зон наложенного разгнейсования характерны клинопироксен-плагиоклазовые симплектиты с повышенным содержанием жадеитового минала в клинопироксене и пиропового – в гранате. Это относится и к дайке, расположенной около восточной границы блока (по химическому составу она соответствует раннепротерозойскому комплексу лерцолитов-габброноритов). Дайка имеет мощность около двадцати метров и относительно слабо деформирована. Но, сохраняя параллельность контактов и зону закалки, она имеет разрыв, близ которого неравномерно метаморфизована. Неравномерность метаморфизма выражена очень четко: у контактов с гнейсогранитами развиты безгранатовые амфиболиты, а во внутренней части дайки – эклогитоподобные породы, существенно различающиеся по структуре и интенсивности наложенной амфиболитизации. В одном из ксенолитов у восточной границы блока установлен эклогитовый гранат-клинопироксеновый парагенезис [2]. С удалением от границ реликтового блока (как в самом блоке, так и в зонах наложенного разгнейсования) наблюдаются гранатовые амфиболиты без клинопироксена.

Другой пример – дайка к северу от села Гридино. Прослеженная на семьдесят метров при мощности до полутора метров, она расположена в зоне сдвига, что устанавливается по деформированным контактам дайки и подворотам полосчатости во вмещающих гнейсогранитах. Дайка сложена амфиболитизированными эклогитоподобными породами с клинопироксен-плагиоклазовыми симплектитами, состав клинопироксена и граната указывают на высокие давления при образовании этого парагенезиса. Это отличает ее от соседних даек, расположенных вне зоны сдвига, для которых не установлено признаков метаморфизма высоких давлений.

Крупное тело на восточной окраине села Гридино, в котором выявлен эклогитовый парагенезис [3], представляет собой интенсивно деформированную будину (по-видимому, будину дайки, прослеживающуюся на соседнем острове Луда Лесовата, примерно на простирации которой она и находится). Метаморфические преобразования этого тела подобны описываемым выше преобразованиям дайки на острове Избная Луда.

Таким образом, представленные данные позволяют говорить о локальных деформациях как возможной причине эклогитизации пород в Гридинской зоне.

Мы благодарим К.А.Докукину, А.Н.Конилова (ГИН РАН, Москва), Е.Э.Савченко (ГИ КНЦ РАН, Апатиты) за сотрудничество в полевых работах, анализ составов минералов и обсуждение материалов.

Литература

1. Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Володичев О.И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит). В кн.: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: Центр информационной культуры, 2003. С. 68–71.
2. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 609–631.
3. Слабунов А.И., Володичев О.И., Бибикова Е.В. U-Pb геохронология, Nd систематика и петрология раннепротерозойских эклогитов Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит). В кн.: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: Центр информационной культуры, 2003. С. 465–467.
4. Степанов В.С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции). В кн.: Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.
5. Докукина К.А., Травин В.В. Структура о-ва Избная Луда (Беломорский подвижный пояс, Гридинская зона меланжа). В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 151–154.

Ф.Ф. Третьяков¹

Рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса

Территория Верхоянского складчатого пояса (ВСП) является внешней зоной Верхояно-Колымской орогенной области, сформированной на погруженной пассивной континентальной окраине Северо-Азиатского кратона [7]. В соответствии с общей схемой эволюции внешних зон орогенных поясов, в геологической истории ВСП устанавливаются три стадии тектонического развития: среднепалеозойская рифтовая, позднепалеозойско-среднемезозойская пассивной окраины и позднемезозойская коллизионная.

Признаки среднепалеозойского рифтогенеза в пределах ВСП установлены в Сетте-Дабанской и Хара-Улахской зонах [1, 4, 6]. Однако сами погребенные рифтовые структуры в основании ВСП на сегодняшний день практически не изучены.

Поверхность консолидированной коры ВСП нарушена глубоко погруженными линейными зонами разных направлений, которые ранее интерпретировались как основание геосинклинальных прогибов [8].

¹ Институт геологии алмаза и благородных металлов (ИГА и БМ) СО РАН, Якутск, Россия

Однако, исходя из современных представлений о палеогеодинамической природе ВСП [7], эти прогибы следует трактовать, как крупные грабены, возникшие в рифтовую стадию развития ВСП.

Структурный анализ рельефа поверхности фундамента ВСП позволяет выделить две системы среднепалеозойских рифтовых структур – Верхоянскую (Западную) и Индигирскую (Восточную) (рисунок). Первая представлена Западно-Верхоянским грабеном, который на юге торцово сочленяется с грабенами Вилюйско-Дербекинской рифтовой зоны. Вторая состоит из Ольджойской и Нерской ступеней, обрамляющих структуры Колымо-Омолонского микроконтинента, и Сетте-Дабанский рифтового грабена. Как видно, Сетте-Дабанский грабен открывается в сторону Нерской ступени и является составной частью Индигирской рифтовой системы, а не Верхоянской. Днища грабенов и ступеней погружены до глубин от 12–14 до 16–18 км.

Наиболее ранними по происхождению и более продолжительными по времени формирования являются рифтовые зоны Индигирской системы – Сетте-Дабанская и Приколымская, которые в пространстве и времени связаны трахибазальтовым магматизмом живет-раннетурнейского возраста [1, 6]. Более поздний и относительно кратковременный рифтогенез франского времени проявился в зонах Верхоянской рифтовой системы – Хара-Улахской и Вилюйской [2, 4]. Полный раскол коры произошел вдоль Индигирской рифтовой системы, где среднепалеозойский континентальный рифтогенез в верхнем палеозое – нижнем мезозое перерос в процесс спрединга. В результате континентальный блок Омулевского хребта откололся и отодвинулся от края Сибирского континента с образованием между ними малого Оймяконского океана [7]. Реликты Индигирского рифта в стадию пассивной окраины существовали в виде Ольджойской и Нерской ступеней в западном борту Оймяконского океана, а грабены Верхоянской рифтовой системы и Сетте-Дабанский представляли собой отмершие внутриконтинентальные среднепалеозойские рифтовые структуры.

Толщина земной коры под ВСП характеризуется разными значениями: в южных районах она составляет 35–40 км, в центральной части – 35 км, а к северу, в районе хребта Кулар, уменьшается до 25–20 км [7, 9]. Учитывая эти данные, а также значения глубин залегания нарушенной кровли консолидированной коры [8], можно приблизительно рассчитать ее относительную мощность под погребенными рифтогенными структурами.

Так, сокращенная мощность консолидированной коры под Западно-Верхоянским грабеном составляет от 20–25 до 17–19 км, под Сетте-Дабанским – 24–28 км, под Дербекинским – 21–23 км. Под Ольджойской и Нерской ступенями, соответственно, 24–28 км и 17–21 км. А на левобережье р. Яны (Куларский хребет) под одним из грабенов северовосточной ветви Верхоянской рифтовой системы уменьшается до 12 км.

Следует предполагать, что эти рифтовые зоны с утоненной консолидированной корой приводились в движение (с активизацией ограничиваю-

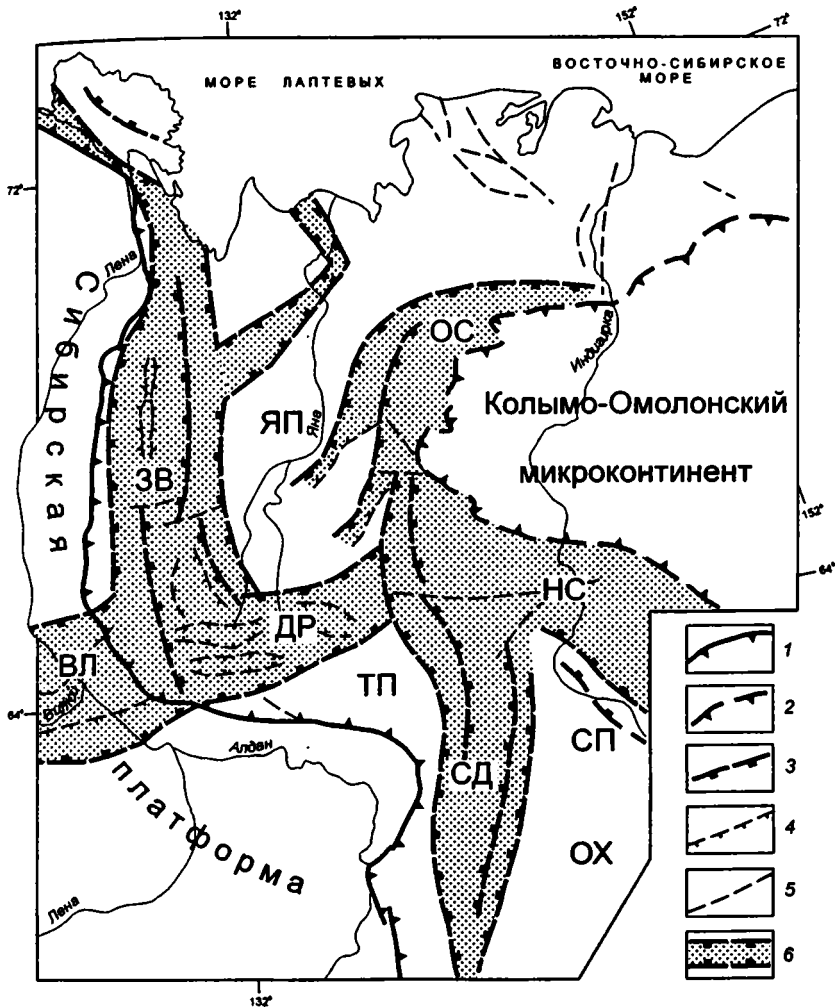


Рис. Схема среднепалеозойских рифтовых структур в основании Верхоянского складчатого пояса

1,2 – граничные надвиги: 1 – Верхоянского складчатого пояса, 2 – Колымо-Омолонского микроконтинента; 3–5 – проекции на земную поверхность разломов фундамента: 3 – региональные сбросы, 4 – локальные сбросы, 5 – прочие разломы; 6 – зоны среднепалеозойских рифтовых грабенов с утоненной консолидированной корой. Верхоянская рифтовая система – грабены: ЗВ – Западно-Верхоянский, ДР – Дербекинский, ВЛ – Вилойский. Индигирская рифтовая система: СД – Сетте-Дабанский грабен, ступени: ОС – Ольджейская, НС – Нерская. Поднятия: ЯП – Янское, ТП – Томпонское, СП – Сунтарское. ОХ – Охотский массив

щих их разломов) в разных геодинамических обстановках, как во время развития пассивной окраины (поздний палеозой – средний мезозой), так и в процессе позднемезозойской коллизии.

Соответственно, с зонами погребенных рифтовых структур в основании ВСП пространственно совпадают проявление основного магматизма (ранний триас, ранняя юра), формирование стратиформных и стратифицированных месторождений в стадию развития пассивной окраины [3, 5, 7], а также образование рядов позднемезозойских гранитоидных интрузий и месторождениях различных металлогенических зон, возникших в коллизионную стадию [7].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 01-05-65485, 00-05-96074 и 03-05-96074-р2003 Арктика), научных программ «Университеты России» (УР.09.01.033) и «Интеграция» (ИО 447/2321).

Литература

1. Булгакова М.Д., Колодезников И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: Осадконакопление и вулканизм. М: Наука, 1990. 256 с.
2. Гайдук В.В. Вильфская среднепалеозойская рифтовая система // Геотектоника. 1987. № 3. С. 66–76.
3. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Стрoение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. 322 с.
4. Колодезников И.И., Стручков К.К. Магматизм Хара-Улаха (Якутия). Якутск: Изд-во Якут. ун-та, 2001. 80 с.
5. Коростелев В.И. Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск: Наука, 1982. 217 с.
6. Левашов К.К. Палеорифтовая структура восточного обрамления Сибирской платформы // Сов. геология. 1977. № 10. С. 59–75.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
8. Штех Г.И., Мокшанцев К.Б. Рельеф консолидированной коры // Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. С. 118–121.
9. Mackey K. G., Fujita K., Ruff L.J. Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. V. 284. P. 283–297.

В.П. Трубицын¹

Этапы глобальной тектоники и тектоническая модель современной Земли (структура мантийных течений под континентами и океанами во всей мантии, восстановленная по данным глобальной сейсмотомографии)

Анализ мировой литературы позволяет выделить четыре этапа геологической и геофизической истории Земли и соответственно четыре модели Земли.

1. Процессы в современной Земле длительностью от микросекунд до десятков тыс лет (например, сейсмические процессы, послеледниковые

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

поднятия, эффекты неравномерности вращения и др.) описываются геофизической моделью упругой Земли с вязкой релаксацией.

2. Процессы длительностью от тыс. лет до ста млн лет описываются классической моделью тектоники литосферных плит. На этих временных отрезках океанические плиты остаются припаянными к континентам на их пассивных окраинах. При раскрытии океанов магма сначала приваривалась (примерзала) к расходящимся континентам, а затем – к предыдущей, уже затвердевшей части плиты. В классической тектонике плит не делается существенных различий между чисто океаническими плитами и плитами вместе с континентами.

3. Глобальные геологические процессы длительностью от ста млн лет до нескольких млрд лет описываются моделью континентов, плавающих на конвективной мантии среди океанических плит [1]. Каждая плита остается на поверхности в среднем 60 млн лет, а затем, становясь тяжелой, неизбежно погружается обратно в мантию. Легкие континенты остаются на поверхности, плавая на мантии миллиарды лет. Но, конечно, они деформируются, раскалываются, объединяются, срastaются и эродируют, т.е. могут считаться твердыми только приближенно на протяжении того времени, когда их деформация меньше горизонтального перемещения. При этом континенты, тормозящие выход тепла из мантии, существенно влияют на структуру мантийной конвекции. В частности, это тепловое, а также механическое взаимодействие приводит к периодическим объединениям и расхождениям континентов [2]. Классическая тектоника плит описывает эволюцию процессов в глобальных геологических структурах, которые уже сформировались под влиянием континентов. Таким образом, можно сказать, что континенты управляют самой тектоникой плит.

4. Самым неясным пока и в то же время очень важным является начальный этап истории Земли, на временах 4.5–4.0 Ga. Поскольку сейчас Земля остывает со скоростью 80 К /млрд лет, то на начальном этапе она была в среднем на 400–300 К горячее современной. При этом часть верхней мантии должна была быть расплавленной. Этот этап истории Земли может описываться моделью застывающего магматического океана. Важнейшей нерешенной проблемой истории Земли является вопрос о первичной ее коре. На Земле не найдено заметного количества коры старше 4 Ga. Ученые США объясняют это тем, что интенсивная конвекция перемешивала вещество верхней мантии, препятствуя образованию земной коры [4]. При этом они полагают, что последующее остывание Земли было очень быстрым, с резким возрастанием вязкости, так что расплавленная верхняя мантия не успела полностью расслоиться. Однако по аналогии с Венерой (которая горячее Земли на 400 К) можно предположить, что из горячей мантии Земли должна была выделиться толстая первичная кора, но в момент глобальной перестройки мантийных течений 4.0 Ga она была размещена в мантии (как это произошло 0.5 Ma на Венере [4]). Не исключе-

но, что ее остатки могут сохраняться на дне мантии и захватываться мантийными плюмами.

По результатам численного моделирования, сделаны компьютерные анимации процесса гигантской катастрофы в истории Земли 4.0 Ga, когда была поглощена в мантии почти вся толстая первичная кора Земли.

После этого в остывающей мантии установился более медленный рост океанической коры с ее постоянной рециркуляцией через зоны субдукции. С этого времени ~4.0 Ga возникли мелкие океанические плиты, и стали расти континенты, плавающие среди плит. По мере остывания Земли укрупнялись и континенты, и плиты, временно припаивающиеся к континентам на их пассивных окраинах и погружающиеся в мантию на активных.

По результатам моделирования, сделаны анимации процессов, происходивших последние 200 Ma на активных окраинах Евразии с образованием зоны растяжения и краевых морей, Ю. Америки с зоной сжатия и С. Америки с начинающимся отколом Калифорнии [3]. Ученые США объясняют сложную тектонику запада С. Америки тем, что после погружения плиты Фаралон стал тонуть и погружаться под континент также и горячий легкий хребет [4]. Однако компьютерные модели показывают, что этот хребет не тонет, а уничтожается холодным нисходящим мантийным потоком, который переместился на большое расстояние в результате отката зоны субдукции (roll-back) [5]. Сам процесс отката возникает в результате механического и теплового взаимодействия мантийной конвекции с плавающим континентом. Без континента зона субдукции и хребет не могут вплотную сблизиться. По последним данным сейсмотомографии построены разрезы мантии под различными континентами и океанами.

Построена трехмерная геодинамическая сферическая модель современной Земли. Данные глобальной сейсмотомографии пересчитаны в аномалии плотности и рассчитана структура мантийных течений, динамическая топография, геоид и скорости движения океанической литосферы. Получены различные разрезы всей мантии современной Земли вплоть до ядра для плотностей, температур, вязкости и мантийных течений. Модель согласуется со всем комплексом данных измерений геофизических полей, гораздо точнее, чем с имеющимися в мировой литературе работами, и, в частности, впервые позволяет интерпретировать природу крупнейших аномалий гравитационного поля Земли и направлений перемещения плит. Модель позволяет «реконструировать» и анализировать процессы в мантии под океанами и континентами, в частности она демонстрирует влияние переходной зоны 400–700 км на структуру мантийных течений и аномалии полей Земли.

По результатам компьютерного моделирования сделан анимационный фильм будущей эволюции Земли, прогнозирующий формирование срединного хребта на месте Красного моря, ослабление системы мантийных плюмов под Тихим океаном и Африкой и формирование новой гигант-

ской системы плюмов под Ледовитым океаном. Эта система плюмов возникнет благодаря росту температуры в мантии под Евразией и С. Америкой, фактически составляющими малоподвижный суперматерик.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-54723), контракта с Мин. Образования и Науки № 43.043.1.1.1601.

Литература

1. Трубицын В.П. // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–40.
2. Trubitsyn V.P., Mooney W.D., Abbott D.H. // International Geology Review. 2003. V. 45. № 6. P. 479–496.
3. Trubitsyn V.P., Kaban M.K., Reiber Ch., Schwintzer P., Mooney W. // Geophys. J. Intern. 2005. (в печати).
4. Schubert G., Turcotte D.L., Olson P. Mantle Convection in the Earth and Planets. Cambridge Univ. Press, 2001. 940 p.
5. Morgan J.W. // Tectonophysics. V. 1983. № 94. P.123–129.

**В.П. Уткин¹, А.Н. Митрохин¹, П.Л. Неволин¹, Г.Р. Саядян¹,
Б.К. Сорокин¹**

Роль сдвиговых зон в распределении золотой минерализации южного Приморья

Проблема роли структурно-геодинамического фактора в распределении золотой минерализации решалась авторами сообщения в ходе геологического доизучения площади путем специальных исследований [6]. В качестве главных структур выделены выступы древнего Ханкайского массива (Южно-Приморский и Муравьево-Амурский) и наложенный на них мезозойский Уссури-Арсеньевский прогиб, а также сквозные сдвиговые зоны (СЗ) (рис. 1), которые выражены группировками прямолинейных и ветвящихся крутопадающих разломов со всем комплексом сдвиговых дислокаций. Разломы существовали, по-видимому, уже в позднем палеозое (контроль пермских впадин). Как явные левые сдвиги они активизировались в юрско-меловое время (контроль впадин типа «pull-apart basins») и особенно отчетливо – в позднем мелу (сдвиговые дислокации раннемеловых отложений). Амплитуды левых сдвигов оцениваются от 6 до 20 км. В этот же период, по-видимому, была сформирована и система северо-восточных складок мезозонд, закономерно кося ориентировка которых по отношению к сдвигам указывает на левосдвиговую природу складчатости.

Золотое оруденение площади сравнительно однотипно, относится к плутоногенно-гидротермальному типу и обнаруживает пространственную и парагеническую связь с небольшими массивами позднемеловых гранитоидов повышенной основности. Однако массивы рассеяны по пло-

¹ Дальневосточный геологический институт (ДВГИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

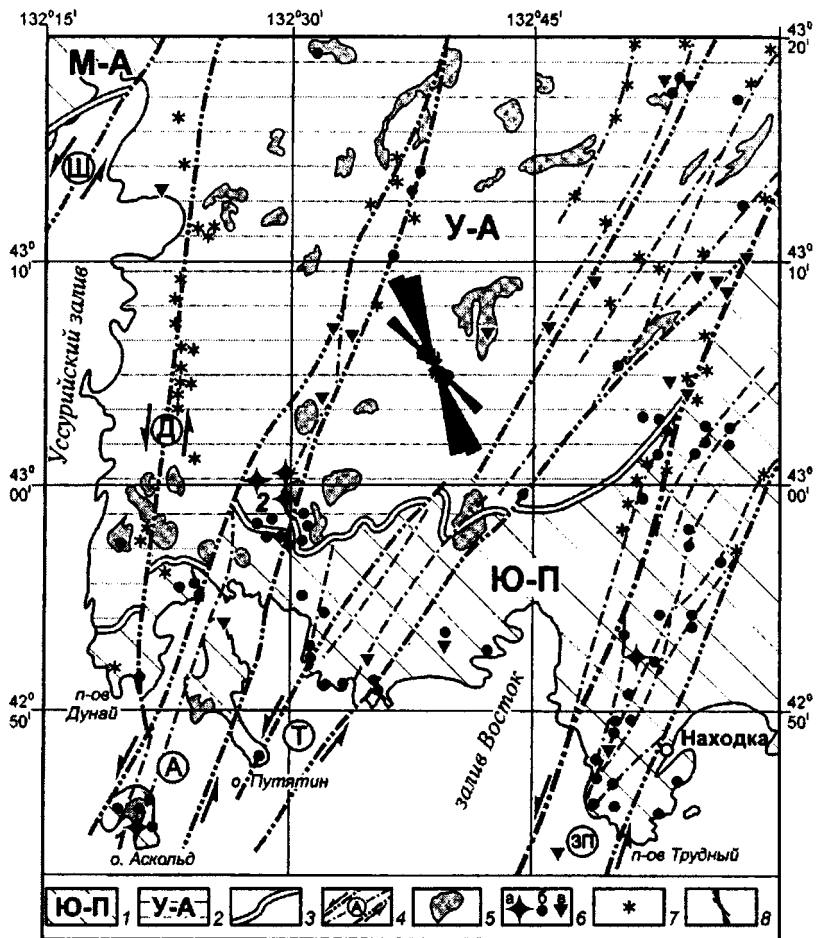


Рис. 1. Сдвиговые зоны и распределение золотой минерализации в Южном Приморье

1 – домезозойские образования Южно-Приморского (Ю-П) и – Муравьев-Амурского (М-А) выступов Ханкайского массива; 2,3 – мезозойские образования (2) Усури-Арсеньевского (У-А) прогиба и его границы (3); 4 – сдвиговые зоны: А – Аскольдовская, Т – Тигровая, ЗП – Западно-Партизанская, Д – Дунайская, Ш – Шкотовская; 5 – гранитоиды повышенной основности; 6 – золоторудные месторождения (а): (1 – Аскольдовское и 2 – Криничное), рудопроявления (б) и пункты минерализации (в); 7 – золотосодержащие шлиховые пробы в зонах динамического влияния сдвигов; 8 – суммарная (по всей площади) роза-диаграмма простираций золотокварцевых жил

шадя, а золотая минерализация, как тяготеющая к гранитоидам, так и весьма удаленная от них, сосредоточена, в основном, в пределах СЗ (см. рис. 1). В Западно-Партизанской СЗ главные концентрации золота располагаются среди метаморфизованных сергеевских габброидов (протерозой) на участках сочленения золотоносных зон динамокластитов восток-северо-восточного простириания (с преимущественно пологонадвиговым падением) и север-северо-восточных левых сдвигов, в которых рудная минерализация сосредоточена, в основном, в северо-западных разрывах отрывного типа. Все три типа разноориентированных структур (соответственно сжатия, скола и растяжения) отвечают положению структур левосдвигового парагенеза. Главенствующая роль в локализации золотого оруденения во всех СЗ принадлежит в основном северо-западным структурам растяжения, что подтверждается северо-западной доминантой простириания золотокварцевых жил на суммарной диаграмме (см. рис. 1). Сдвиговая природа этого типа структур хорошо проявлена на Аскольдовском и Криничном месторождениях, контролируемых Аскольдовской СЗ (см. рис. 1).

На Аскольдовском месторождении (рис. 2, а) в северо-западных разрывах растяжения левого субмеридионального сдвига локализованы апофизы массива гранодиоритов. Такого же простириания рудные тела образуют эшелонированную структуру, которая является дуплексом растяжения несоосных правых запад-северо-западных сдвигов. Спряженные левые и правые сдвиги формировались в условиях северо-западного сжатия. На Криничном месторождении (рис. 2, б) в дуплексе растяжения несоосных северо-восточных левых сдвигов сформирован гранодиоритовый массив, секущие его северо-западные золоторудные жилы, дорудные и пострудные дайки. Абсолютный возраст гранодиоритов – 104–94 млн лет, дорудных кислых даек – 90,8–82,5 млн лет, пострудных даек андезибазальтов – 76,2 млн лет, золотокварцевых жил – 84,2–76 млн лет [7]. Перечисленные абсолютные возраста, как и абсолютный возраст жил Аскольдовского месторождения, – 84,5–83,8 млн лет, отражают время левосторонней активизации Аскольдовской сдвиговой зоны.

Рудоконтролирующая роль сдвиговых зон объясняется не только развитием в их пределах относительно крупных структур растяжения, благоприятных как для миграции, так и для локализации рудного вещества, но и других дислокационных форм, в том числе и на молекулярном уровне. Установлено, что в сдвиговых зонах развиваются тектонические напряжения, которые обеспечивают повышение миграционной способности газовой-жидкой фазы [1, 4 и др.]. В этих условиях прежде беспорядочное поровое пространство породы приобретает закономерную ориентировку, и несмотря на общее уменьшение пористости форма проводящих каналов становится однонаправленно вытянутой, что также способствует облегчению движения флюида [3]. Под влиянием комплекса динамических факторов сдвиговые зоны становятся структурами

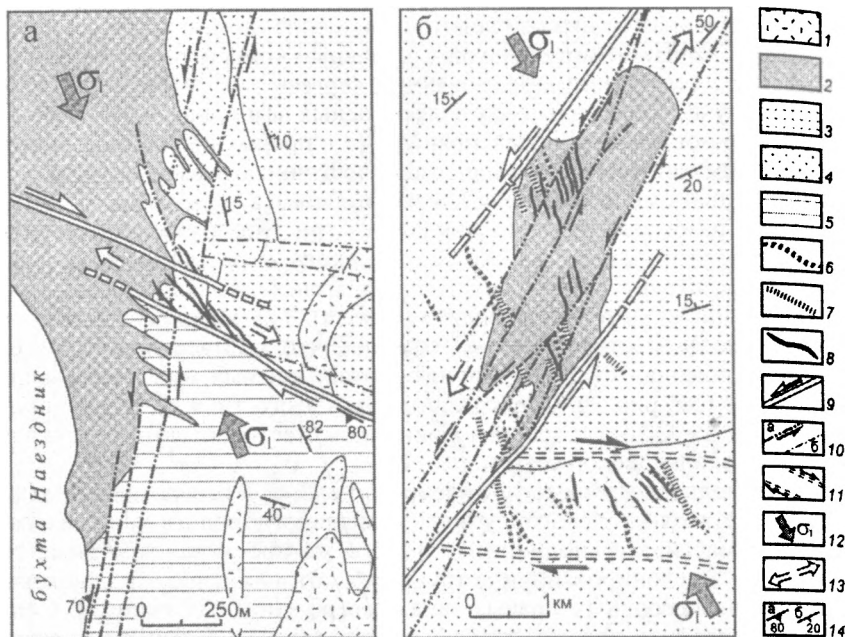


Рис. 2. Динамо-кинематические условия формирования месторождений Аскольдовского (а) и Криничного (б)

1 – позднемеловые кварцевые порфиры; 2 – позднемеловые гранодиориты; 3, 4 – среднеюрские (3) и нижнетриасовые (4) терригенные отложения; 5 – раннепалеозойские конгломераты, метавулканыты, аркозовые песчаники; 6 – дорудные кислые дайки; 7 – пострудные дайки андезибазальтов; 8 – золотокварцевые жилы; 9 – материнские несоосные сдвиги правоступенчатого (м-е Аскольдовское) и левоступенчатого (м-е Криничное) дуплексов растяжения; 10 – частные сдвиги; 11 – границы правого потенциального сдвига; 12 – направление максимального сжатия; 13 – направление растягивающего напряжения в сдвиговых дуплексах растяжения; 14 – элементы ориентировок плоскостей разрывов (а) и слоистости (б)

с аномально высокой проницаемостью и действуя как мощные дрены концентрируют рассеянный флюидный поток и обеспечивают его миграцию вплоть до самых верхних уровней коры. Экспериментально и на природных объектах [3] установлена значительность влияния сдвигания на ускорение процессов минералообразования и регенерации вещества. В условиях высоких давлений деформации сдвига (в механическом плане) ускоряют реакции на 8–9 порядков по сравнению с обычными условиями [2]. В нашем случае ремобилизация золотой минерализации, весьма вероятно, происходила из субстрата раннепротерозойских метагабброидов с повышенным кларком золота, возможно, при участии мантийных флюидов. Рудоотложение происходило в декомпрессионных

(«всасывающих») элементах СЗ – структурах растяжения, параллельных региональному северо-западному сжатию.

Таким образом, сдвиговые зоны характеризуются комплексом структурных и геодинамических факторов (глубинные крутопадающие разломы земной коры, обладающие динамическим эффектом ускоренного минералообразования и ремобилизации вещества, повышенной проницаемостью для рудоносных флюидов, локальными рудоконцентрирующими структурами), определивших их ведущую роль в распределении золотой минерализации Южного Приморья, что подтверждает и их определяющую роль в контроле оловорудных месторождений Сихотэ-Алиня [5].

Литература

1. Звягинцев Л.И. Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 174 с.
2. Ениколопов Н.С. Влияние сдвига на скорость процессов полимеризации // Междунар. симп. по химич. физике. Тез. докл. М. 1981. С. 83–86.
3. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.П. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск: Наука, 1986. 22 с.
4. Пэк А.А. О динамике ювенильных растворов. М.: Наука, 1968. 147 с.
5. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 165 с.
6. Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л. и др. // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 5. С. 654–658.
7. Ishihara S., Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A., et al. // Resource Geology. 1997. V. 47. №. 5. P. 255–261.

Г.Ф. Уфимцев¹

Карта морфотектоники Евразии

Карта морфотектоники Евразии масштаб 1:10 000 000 составлена для преимущественно сухопутной части этого материкового массива и преследует цель отобразить основные особенности молодой (по преимуществу кайнозойской) его тектоники, тех ее явлений, которые в последнее время обычно объединяются под понятием «внутриплитная тектоника». Карта была задумана как конечный результат сотрудничества российских и китайских геологов по изучению молодой тектоники Евразии (Институты земной коры, Лимнологический СО РАН и Иркутский технический университет, с одной стороны, и Китайский университет наук о Земле и Институт геологии Сейсмологического бюро Китая, с другой). Картографическая основа была разработана китайскими коллегами в цветном исполнении, что вызвало известные технические трудности в работе с ней. Другая трудность, более существенная, обозначилась в процессе совместной работы и была обусловлена различным творческим подходом и пониманием объема явлений молодой внутриконтинентальной тектоники. Чтобы избежать ненужных дискуссий, по предложению проф. Ян Вейжана было решено составить два ва-

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

рианта карты – говоря образно, с русским и китайским содержанием – с тем, чтобы их в последующем объединить либо использовать в пакете. В настоящем сообщении мы преследуем цель представить русский вариант понимания и картографического изображения морфотектоники Евразии. Две монографии, посвященные морфотектонике Евразии, – опубликованная и находящаяся в печати [1,2] – служат своеобразными объяснительными записками к карте, дающими достаточно подробное описание характеризуемых картой явлений молодой тектоники.

Основным составителем и редактором карты является автор настоящего сообщения. Кроме того, в содержание ее включены авторские макеты В.Р.Бойнагряна (Малый Кавказ и Малая Азия), И.С.Новикова (Алтай), А.М.Корженкова (Западный Тянь-Шань), В.П.Чехи (Сибирская платформа), В.Д.Маца и Р.М.Лобацкой (Байкальская рифтовая зона). На карте-врезке, выполненной Д.В.Лопатиным, показаны результаты дешифрирования и интерпретации космических снимков.

Содержание карты имеет следующие особенности. Если на картах новейшей тектоники показываются, в первую очередь, амплитуды неоген-четвертичных движений, вообще говоря, немеренные, а реконструируемые подчас в весьма вольной форме, то на карте морфотектоники Евразии показаны неотектонические формы на уровне структурных зон. Их выделение, определение границ и т.п. было обеспечено построением карт тектонического рельефа масштабов 1:1 000 000 и 1:2 500 000, профилей по среднемасштабным топокартам и непосредственными полевыми наблюдениями – содержание работ [1,2] дает представление о фактологической обеспеченности построений. В сущности, карта морфотектоники Евразии представляет собой тектоническую интерпретацию рельефа земной поверхности и в этом своем качестве дополняет соответствующие геологические (тектонические) и геофизические (глубинная тектоника) представления, составляющие в совокупности как бы тройной пакет знания тектоники Евразийского материкового массива; карта морфотектоники является самостоятельным элементом такого триединого знания.

По стилю построения (показ неотектонических форм) карта морфотектоники Евразии представляет собой структурную карту, а элементы геодинамики в ней показаны на легенде и рассмотрены в сопроводительных монографиях. Это представляет читателю возможность самому принять решение в геодинамическом отношении, а, с другой стороны, дает резерв изобразительных средств для последующей работы. В дополнение к показу неотектонических форм на уровне структурных зон на карте обозначены цокольные поднятия молодых и возрожденных орогенических поясов (общие и сводовые и в основном над крупными астенолитами), горячие линии и точки, участки инверсионных воздыманий, а это по преимуществу внутренние зоны краевых и передовых прогибов, а также граница «устойчивого континента» на востоке Азии, до которой на запад распространяется влияние задуговой тектоники в переходной зоне от континента к океану.

Неотектоническое (морфотектоническое) районирование на карте выполнено следующим образом. Выделены два ранга элементов: 1) орогенические пояса или области и 2) неотектонические зоны. К формам первого ранга относятся молодые и возрожденные орогенические пояса, равнинно-платформенные области и междугорья. Последняя категория форм выделяется впервые. Действительно, в неотектонической структуре Евразии присутствуют разноразмерные и разнохарактерные элементы, морфологически по преимуществу равнинные, плато или плоскогорные, которые как бы заполняют «лакуны» между орогеническими поясами – поднятая и мелкосопочная Восточно-Монгольская равнина и низкая равнина Сунляо, Тарим и Цайдам, Окинское плоскогорье – наиболее крупные из них по размерам соответствуют формам первого ранга.

В составе орогенических поясов мы видим большое разнообразие форм и создавших их механизмов горообразования: изостатические большие сводовые поднятия и складчатые горы, покровно-надвиговые орогены и глыбово-сводовые горы, шовные глыбовые орогены и наклонно поднятые глыбы побережий окраинных морей, блоковые поля. В составе равнинно-платформенных областей выделены поднятые ступени и общие погружения и два вида платформенных поднятий в виде плато и плоскогорий: сводовые поднятия типа Путорана и Анабарского и наклонно поднятые глыбы по преимуществу над береговыми зонами гондванских субконтинентов (Аравия и Индостан, а также Скандинавия).

Карта морфотектоники Евразии не только предлагает решения (главным образом структурные), но и ставит ряд проблем в отношении новейшей тектоники и геодинамики, в достаточно обширном списке которых хочется выделить следующие, как общего характера, так и региональные. В первую очередь, необходимо выделить проблему механизмов горообразования или новейшего орогенеза. Сейчас мы более или менее представляем себе, что в Евразии широко проявились шовный глыбовый (уральский), сводовый (даурский) или остатчно-глыбовый (байкальский или внутриконтинентальный рифтогенез), складчатый (юрский) или покровно-надвиговой (альпийский) и окраинноматериковый (джугдунурский или восточноазиатский) типы новейшего горообразования. Но мы мало представляем себе композиционные механизмы орогенеза, особенно свойственные молодым подвижным поясам, и Гималаи дают лучший тому пример.

Вторая проблема – это морфотектоника и объемные сейсмические события в литосфере Внутренней Азии. Мы привычно связываем землетрясения с разломообразованием, но во Внутренней Азии следует говорить о высвобождении – взаимосвязанном и взаимообусловленном – сейсмической энергии и объемов литосферы. Примером служит Гоби-Алтайское землетрясение декабря 1957 г., когда «сработало» несколько сводовых поднятий в цепи Гобийского Алтая. Сейсмическая ситуация в Памир-Пенджабском и Ассамском синтаксисах дает нам примеры и объемных, и протяженных во времени сейсмических событий.

Третья проблема – это построение эволюционных и генетических рядов форм, определяющих новейшую структуру континентального массива. Можно говорить об конструктивном их ряде – от тектонического рельефа молодых подвижных поясов и до древних платформ – и о ряде деструктивном, характеризующем морфотектонические процессы по преимуществу на восточных окраинах Азии и краях гондванских субконтинентов.

И, наконец, четвертая проблема заключается в необходимости выделения в общем неотектоническом процессе волновой составляющей. Какова ее природа? Можно ли говорить о стоячих и бегущих волнах коллективных движений? Здесь нужны серьезные методологические разработки.

Относительно региональных проблем можно говорить много и среди них я бы, в первую очередь, упомянул о «треугольнике» Гиндукуш–Каракорум–Тибет, в районе сочленения которых мы обнаружили самую сложную в Евразии морфологию и структуру тектонического рельефа. К тому же на этот район приходится стык четырех листов географических карт – попробуй, разберись!

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64022).

Литература

1. Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во иркутского гос.ун-та. 494 с.
2. Уфимцев Г. Ф. Гималайская тетрадь (очерки геоморфологии и морфотектоники Евразии). М.: Научный мир (в печати).

Ю.Н. Федоров¹, В.Г. Криночкин², К.С. Иванов³, А.А. Краснобаев³

Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы и Урала в мезозое

Движения фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна продолжались и в юрско-палеогеновое время [1, 2 и др.], что не могло не вызвать вторичных изменений вещества доюрских формаций. Исследование связи тектонических событий на территории Западно-Сибирского мегабассейна в мезозойское время с геодинамикой фундамента представляет сложную задачу; помощь в изучении дает датирование пород доюрского основания мегабассейна калий-аргоновым методом. Имеются более 170 определений К-Аг возраста базальтов и риолитов туринской серии Западной Сибири. Учтены все опубликованные [3 и др.] и получен-

¹ Уральская государственная горно-геологическая академия (УГГГА), Екатеринбург, Россия

² ОАО «Хантымансийскгеофизика», Тюмень, Россия

³ Институт геологии и геохимии (ИГГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

ные в последние 5 лет авторские данные, которые составляют примерно 90% выборки. База K-Ar данных по мезозою Урала также составлена с использованием как авторских (85% выборки), так и всех опубликованных данных, и содержит более 250 анализов.

Все датировки по Западной Сибири представлены на гистограмме (см. рисунок): 16% анализов относится к палеозою, 81% – к мезозою и 3% – к кайнозою. В доюрском основании мегабассейна глубокие скважины чаще всего вскрывают именно вулканиты туринской серии, ее триасовый возраст доказывается не только K-Ar данными, но и споропыльцевыми комплексами [4 и др.] и Rb-Sr и Sm-Nd изохронами (наши данные). Базальты достаточно свежие, сложены плагиоклазом, авгитом, магнетитом, апатитом, хлоритом и др., часто присутствует измененное вулканическое стекло. По распределению редкоземельных и малых элементов, определенных методом ICP-MS, базальты относятся к внутривулканическим толеитам.

Известно [1 и др.], что в платформенном чехле Западной Сибири с юры и по настоящее время вулканические породы не формировались; рассматриваемые вулканиты с хорошо фиксируемым несогласием повсеместно перекрываются юрскими и, редко, более молодыми осадками. Поэтому большая часть датировок вулканитов (тех, что менее 208 млн лет) указывает не на время их образования, а на время вторичных изменений. Такие преобразования пород связаны с эпохами тектонотермальной активности территории: чем выше тектоническая активность, тем больше породы затронуты вторичными преобразованиями, что приводит к появлению большего количества датировок, отвечающих этапам тектонической активизации. Совокупность полученных данных (см. рис.) позволяет выделить несколько этапов эндогенной активности, которые с учетом геологического строения региона [1 и др.] можно проинтерпретировать следующим образом.

1. Поздняя пермь – первая половина позднего триаса (260–217 млн лет, пик 250–230 млн лет) – тектоническая активность, обусловленная рифтогенезом и интенсивной вулканической деятельностью. Это время совпадает с накоплением вулканических толщ туринской серии. В конце этапа, в позднем триасе, вероятно, наступило время относительного тектонического покоя.

Этот тектонический этап развития Западной Сибири коррелируется на Урале с этапом ограниченного постколлизийного растяжения [5], с которым связаны образование впадин, заполняющихся вулканогенно-терригенными и терригенными угленосными толщами, и базальтовый (толеитовый), реже контрастный базальт-липаритовый вулканизм, интенсивность которого резко возрастает на восток. Происходит тектоническая эксгумация уже консолидированных раннепермских гранитных массивов, а также ряда метаморфических комплексов, что приводит к появлению в них омоложенных K-Ar датировок.

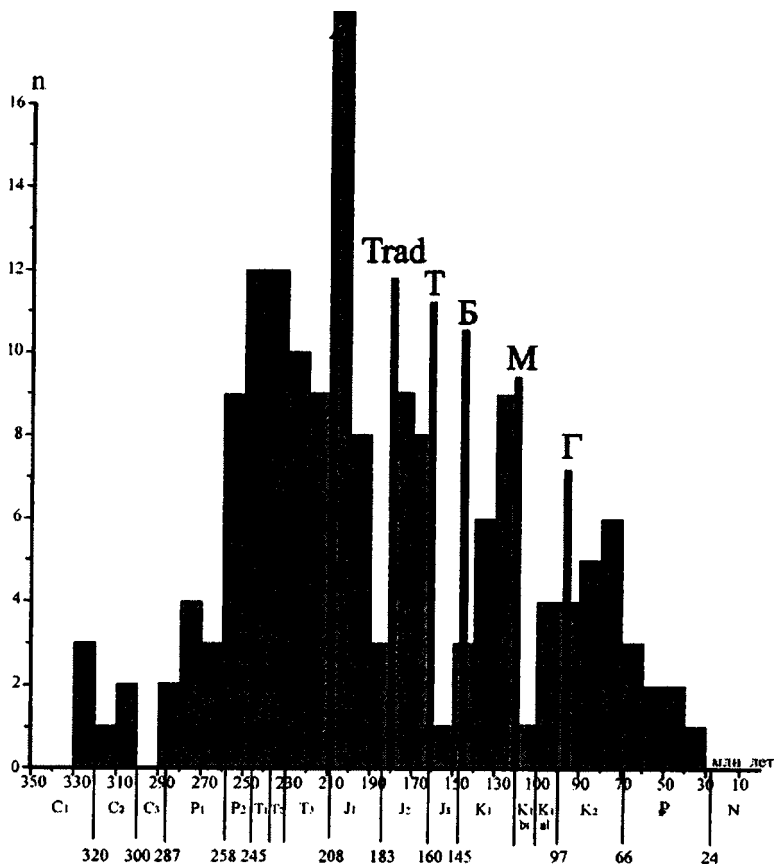


Рис. Гистограмма распределения абсолютного возраста вулканических пород туринской серии Западной Сибири (по 167 анализам)

Основные реперные горизонты (их кровли) платформенного чехла: А – доюрских отложений, Trad – горелой (шеркалинской), Т – тюменской, Б – баженовской, М – кошайской (алымской), Г – уватской свит.

2. Ранняя юра, по всей видимости, геттангский и синемюрский века (210–200 млн лет) – новая вспышка тектонической активности, более короткая, чем предыдущая, но достаточно интенсивная. Тектоническая активизация движений сопровождалась, вероятно, поднятием территории и эрозией накопившихся ранее образований: отложения геттангского и синемюрского ярусов на большей части региона отсутствуют.

На Урале в это время происходят тектонические движения в ряде ранее сформированных разломных зон (что также фиксируется К-Аг данными), складчатость в районе Пай-Хоя и Новой Земли.

3. Средняя юра (180–160 млн лет) – тектонический этап, соответствующий времени накопления континентальных осадков тюменской свиты. Последняя характеризуется частым незакономерным переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с многочисленными фациальными переходами, как по вертикали, так и латерали. По-видимому, время накопления этих отложений сопровождалось дифференцированными поднятиями и опусканиями территории и, очевидно, многочисленными локальными перерывами в осадконакоплении.

Омоложенные датировки, соответствующие этому этапу проявляются и в вулканитах туринской серии на Урале; последующие этапы активности Западной Сибири практически не находят отражения в К-Аг данных по Уралу.

4. Ранний мел, неоком (145–120 млн лет, пик 130–120 млн лет) – новая вспышка тектонической активности. Этот этап соответствует времени накопления отложений зареченского надгоризонта Западной Сибири почти в полном объеме [4 и др.]. В это время вероятны дифференцированные поднятия и прогибания, а также перерывы в осадконакоплении. В целом неокомские отложения в пределах мегабассейна представлены песчано-глинистой морской клиноформной формацией.

5. Поздний мел-ранний палеоген (100–60 млн лет) – новая вспышка тектонической активности, максимум которой (80–70 млн лет) совпадает с временем формирования существенно глинистого славгородского горизонта, а также песчаников ипатовской и др. свит. Медленное затухание активности этого этапа происходит в палеогене.

Наиболее спокойная тектоническая обстановка была в конце позднего триаса (220–210 млн лет), в конце ранней юры (190–180 млн лет), в поздней юре (160–150 млн лет) и баррем-аптском веках раннего мела (120–110 млн лет). С этими этапами связано накопление в чехле глинистых отложений тогурской и радомской пачек (конец ранней–начало средней юры), абалакской, баженовской и даниловской свит (поздняя юра–низы раннего мела), алымского горизонта (ранний апт).

Выделенные этапы повышенной тектонической активности центральных районов Западной Сибири достаточно хорошо синхронизируются с крупнейшими этапами тектонической перестройки не только в Азии, но и других районах Земли. Так, выделенные позднепермско-триасовый (250–230 млн лет) и неокомский (130–120 млн лет) этапы синхронизируются с проявлениями мантийного суперплюмового магматизма Азии, установленного Н.Л. Добрецовым [6]. Этим исследователем, кроме суперплюмового магматизма, описаны проявления более мелких и локальных плюмов с периодичностью около 30 млн лет. Выявленные нами этапы повышенной тектонической активности с пиками около 240, 205, 170, 130, 100 млн лет близки к этой периодичности в 30 млн лет.

Источник импульсов повышенной тектонической активности скорее всего мантийный, что подтверждается и синхронизацией тектонических событий. Применительно к Западной Сибири это означает, что постпалеозойская тектоническая активность захватывала всю земную кору. Она приводила к

дифференцированным движениям блоков фундамента, к вторичным преобразованиям пород, его слагающих, и определяла геодинамический режим седиментации.

Литература

1. *Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др.* Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Наука, 1975. 680 с.
2. *Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др.* Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района. В кн.: Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Шестая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск: «Изд-датНаукаСервис», 2003. Т. 1. С. 102–113.
3. *Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др.* Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
4. Объяснительная записка к региональным стратиграфическим схемам мезозоя Западно-Сибирской равнины. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1991. 53 с.
5. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
6. *Добрецов Н.Л.* // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С.5–27.

А.А. Фейзуллаев¹, Х.В. Нагиев¹

Природа особенностей тектонического строения структур северной части Южно-Каспийского бассейна

Рассматривая эволюцию литосферы Земли с позиции теории литосферных плит, в обобщенном виде можно выделить три основные ее стадии: режим растяжения (дивергенции), режим сжатия (конвергенции) и режим изостатического выравнивания.

В соответствии с этим, все известные осадочные бассейны мира в зависимости от стадии развития их литосфер, могут быть объединены в три основные группы и множество подгрупп.

Кавказский регион в позднекайнозойское время находился в состоянии общего субмеридианального сжатия, продолжающегося и в настоящее время. К позднему миоцену в этой части Альпийского пояса замкнулись все бассейны с корой океанского типа, и процессы субдукции прекратились, сменившись сильнейшей коллизией, вызванной перемещением к северу Аравийской плиты. В результате субмеридианального сжатия литосферы сформировалась современная структура Кавказского региона. При этом сжатие в верхних горизонтах литосферы сопровождалось формированием в поверхностных участках земной коры как структур сжатия (горноскладчатые сооружения Б.и М. Кавказа и Талыша), так и растяжения (межгорные прогибы – Рионская, Куринская – и глубоководные впадины с корой субокеанского типа – Черноморская и Южно-Каспийская, являющиеся реликтами процесса замыкания палеоокеана Тетиса).

¹ Институт геологии (ИГ) НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

Коллизионные события сопровождаются повышенной сейсмичностью трещиноватостью пород, активной разломной тектоникой, развитием зон с высокими значениями термодинамических параметров (температуры и давления). Все это находит соответствующее отражение в процессах образования в осадочном разрезе структур, формирования и переформирования залежей УВ, характерной физико-химической зональности.

Хотя рядом исследователей [1,2,3] утверждается существование зоны Беньоффа на севере ЮКБ, это положение не является однозначным. Тем не менее, выполненные в последние годы в этом регионе GPS измерения показали, что существует горизонтальное перемещение земной коры на север, со скоростью, достигающей в районе Талыша 14 мм/год [4]. Чуть южнее Апшеронского полуострова значения скоростей снижаются до нуля, что указывает на возможность существования здесь коллизионных процессов и развития горизонтальных сил сжатия.

Особенно контрастно процессы коллизии (субдукции) должны отразиться на строении формирующихся вдоль сталкивающихся плит антиклиналей сжатия. Следует полагать, что такие антиклинали будут резко асимметричны в сравнении с антиклиналями, расположенными за пределами зоны максимальных напряжений сжатия. Для проверки этого положения была дана количественная оценка степени асимметричности структур двух антиклинальных линий на севере Южно-Каспийского бассейна (ЮКБ), в пределах предполагаемой зоны Беньоффа (рис.1). Первая Апшероно-Прибалхашская антиклинальная линия предположительно расположена непосредственно в зоне максимальных напряжений сжатия, вторая, параллельная ей Апшероно-Красноводская – на некотором удалении от этой зоны.

Коэффициент асимметричности (K_a) для структур первой и второй антиклинальных линий определялся величиной соотношения длины к ширине складки из расчета, что чем сильнее силы сжатия вкрест простирания структур, тем больше величина этого соотношения. Размеры складок были сняты со структурных схем по двум условным сейсмическим горизонтам: в майкопских отложениях и продуктивной толще (ПТ).

Измеренные величины размеров складок и вычисленные значения K_a для каждой антиклинальной линии в отдельности приводятся в таблице.

Согласно указанной таблице, структуры I профиля, расположенные в зоне максимальных горизонтальных сил сжатия, направленных вкрест их простирания, более асимметричны как по майкопским (K_a до 6,5), так и по нижнеплиоценовым отложениям (K_a до 6,6), в сравнении с тыловыми структурами II профиля (K_a , соответственно, 2,5 и 2,4).

Важно отметить, что значения K_a майкопских и нижнеплиоценовых структур как на I, так и на II профилях, хорошо согласуются друг с другом (рис. 2). Это свидетельствует об унаследованности тектонических процессов прошлого в плиоценовую эпоху.

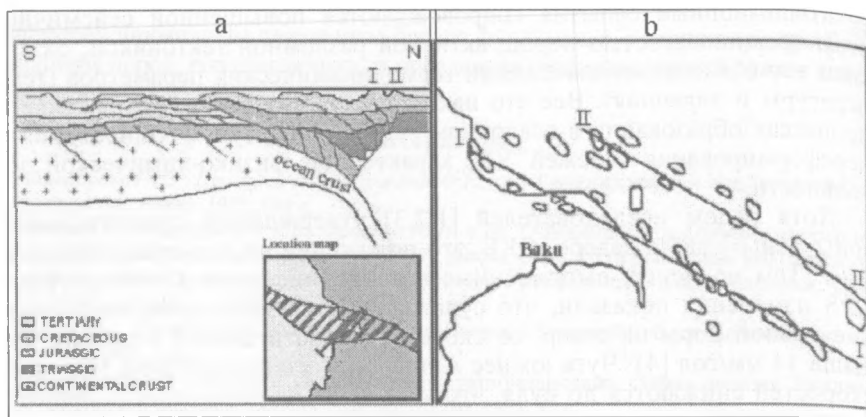


Рис. 1. Схема субдукции (а) и расположение линий профилей (б) в северной части Южно-Каспийского бассейна:

I – Апшероно-Прибалхашская; II – Апшероно-Красноводская зоны поднятий

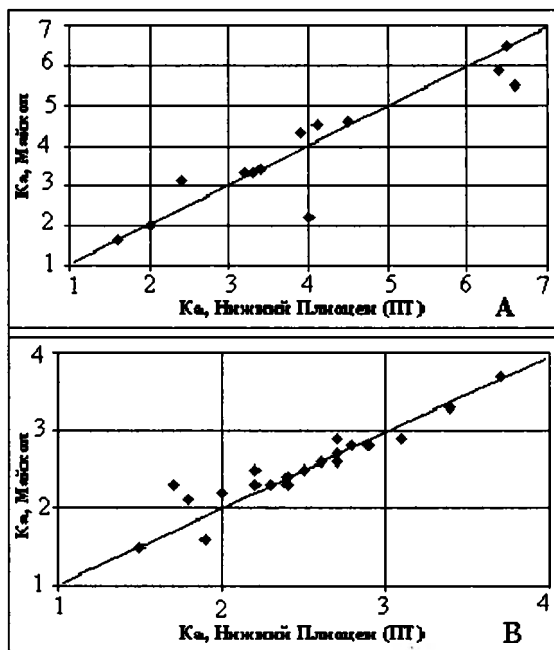


Рис. 2. График зависимости между значениями коэффициента асимметрии (K_a), для майкопских и нижнеплиоценовых структур I (а) и II (б) зон поднятий

Таблица. Размеры и значения коэффициента асимметричности (Ka) исследованных структур

Профиль/количество структур	Размеры структур, км					
	Майкоп			ПТ		
	Длина	Ширина	Ka	Длина	Ширина	Ka
I пр. / 12	<u>1,3 – 12,8</u>	<u>0,4 – 4,0</u>	<u>2 – 6,5</u>	<u>1,3 – 13,0</u>	<u>0,4 – 3,8</u>	<u>2 – 6,6</u>
	6,6	1,6	4,1	6,8	1,7	4,2
II пр. / 21	<u>0,7 – 12,6</u>	<u>0,32 – 5,6</u>	<u>1,5 – 3,7</u>	<u>0,7 – 12,4</u>	<u>0,34 – 5,6</u>	<u>1,5 – 3,7</u>
	5,9	2,5	2,5	6,0	2,5	2,4

Таким образом, приведенные в данной работе результаты исследований в определенной мере подтверждают возможность существования в северной окраинной части ЮКБ процессов коллизии (субдукции) и связанным с этим развитием здесь экстремальных горизонтальных сил сжатия.

Литература

1. Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A. // *Tectonophysics*. 1989. №161. P. 1–21.
2. Jackson J.K., Priestley M.A., Berberian M. // *Geophys. Journ. Intern*. 2002. № 148. P. 214–245.
3. Халилов Э.Н. // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 4. P. 542–544.
4. Guliyev I.S., Kadirov F.A., Reilinger R.E., Gasanov R.I., Mamedov A.R. // *Transactions of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Section*. 2002. Т. 383. № 2. P. 174–177.

Н.И. Филатова¹

Закономерности развития окраинно-континентальных бассейнов pull-apart, сопряженных с Японским морем

Результаты изучения зон окраинно-континентального растяжения, сопряженных с Японским морем (в сочетании с данными по глубоководному бурению [4,5 и др.], по палеомагнитным и сейсмическим исследованиям [6,7,9,10; и др.], а также с учетом платформенно-тектонических реконструкций [2,5,9; и др.]) позволили квалифицировать типовые структурные формы проявившегося здесь кайнозойского рифтогенеза, установить факторы, определяющие закономерности динамики этих структур, и, в конечном счете, выяснить причины кайнозойского рифтогенеза изученного сегмента Азиатской континентальной окраины.

Континентальный рифтогенез на востоке Евразийского континента был обусловлен заложением в кайнозой системы эшелонированных сдвигов, сопровождавшихся локально проявленным режимом трансенсии.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

Главными структурными формами этого режима стали бассейны типа pull-apart, различающиеся лишь размерами и степенью нарушенности континентальной коры. В качестве примеров рассмотрены три окраинно-континентальных грабена такого типа, обрамляющие Японское море с севера (Кильчу-Менчхон), запада (Пхохан-Яннам) и юга (Симане).

Грабен Кильчу-Менчхон, занимающий северное побережье Японского моря и контролирующийся системой правосторонних сдвигов северо-восточной ориентировки, демонстрирует полный цикл осадконакопления: от грубообломочной флороносной базальной толщи и наземных шошонитов трещинного типа палеогена к мощной (около 2000 м) морской песчано-алевролитовой миоценовой серии, маркирующей максимум морской трансгрессии в раннем миоцене. Несогласно залегающая флороносная и угленосная терригенная толща верхнего миоцена является индикатором начавшегося режима сжатия. Усиление этого режима в позднем миоцене привело к деформациям отложений грабена, который ныне состоит из ряда разновысотных блоков северо-восточной ориентировки, несогласно перекрытых ареалами постграбеновых преимущественно щелочных плиоцен-четвертичных вулканитов, широко распространенных на Востоке Азии и Японских островах [1,2; и др.].

Грабен Пхохан-Яннам располагается на западном обрамлении впадины Уллын Японского моря. Протягиваясь в субмеридиональном направлении, он захватывает юго-восток п-ова Корея и смежную часть морской акватории. Ограничивающие его с запада и востока правосторонние сдвиги (соответственно, Янсан и Гампо) являются составляющими крупнейшего сдвига Гото-Цусима, служащего западной границей Японского окраинного моря. Грабен Пхохан-Яннам несогласно наложен на структуры позднемелового-палеоценового Южно-Корейско-Японского надсубдукционного пояса, который в мезозое (до образования Японского моря) маркировал активную окраину востока Евразийского континента [2,3]. Грабен Пхохан-Яннам состоит из двух сегментов. Южный из них выделен в качестве раннемиоценовой наземной вулканической зоны Яннам. Ее разрез начинается грабеновыми фациями – валунно-галечными конгломератами (до 150 м), перекрытыми дифференцированной ассоциацией вулканитов, наиболее основные члены которой обладают толеитовой спецификой [2]. Возраст эффузивов лежит в интервале 23–16 млн лет (K-Ar датировки [8]). Северный сегмент – грабен Пхохан формировался в режиме морской трансгрессии и сложен мощной (до 2000–3000 м) среднемиоценовой терригенной толщей, которая в верхней части несет признаки регрессивных фаций. Предсреднемиоценовые деформации привели к формированию в зоне Яннам ступенчатых полуграбенов, а также к ротации блоков этой зоны (синхронно с блоком Юго-Западной Японии) по часовой стрелке [7,9]. Среднемиоценовые отложения грабена Пхохан в позднем миоцене испытали складчатые и взбросо-надвиговые дислокации.

Грабен Симане, ограниченный сдвигами северо-восточной ориентировки, располагается на южной периферии Японского моря, захватывая

север Японского микроконтинента. Он заполнен морскими нижне-среднемеловыми отложениями (турбидитами и черными сланцами, венчающимися прибрежно-морскими терригенными породами). К средне-миоценовому уровню приурочены толеиты, состав которых обогащается вверх по разрезу. Деформированные отложения грабена несогласно перекрыты постграбеновыми плиоцен-четвертичными щелочными эффузивами площади Чугоку.

Корреляция континентальных структур pull-apart и Японского моря выявила однотипность и синхронность этапов их развития, т.е. единую тенденцию геодинамики. Во всех этих структурах установлено нарастание растяжения от эоцен-олигоценового интервала начального континентального рифтогенеза к раннемиоценовому этапу максимального растяжения, которому соответствует пик развития этих структур. Грабен Кильчу-Менчхон представляет собой доказательство начала окраинно-континентального растяжения Востока Азии уже в позднем эоцене, когда на северном ограничении будущего Японского моря в зоне сдвига происходило погружение континентального блока и накопление наземных грубообломочных фаций. Продолжившееся по сдвигам растяжение края континента привело к обособлению многочисленных бассейнов pull-apart, наиболее обширным из которых является Японское окраинное море [2,5]. Максимальное латеральное перемещение и ротации континентальных блоков по ограничивающим Японское море сдвигам в интервале 25–15 млн лет сопровождалось спредингом и формированием окраинно-морской коры [5,9]. Режим сжатия, приведший к завершению формирования Японского моря (прекращение спрединга, амагматическая пауза, оформление складчато-блоково-надвиговых структур) регистрируется в среднем–позднем миоцене. Аналогичные закономерности динамики характерны и для рассмотренных окраинно-континентальных бассейнов pull-apart меньшего масштаба: максимальное растяжение вдоль сдвигов в них датируется ранним и началом среднего миоцена, а режим сжатия в среднем–позднем миоцене (сопровождаящийся складчато-блоковыми дислокациями, трансформацией сдвигов во взбросы и надвиги, оформлением поверхностей несогласия) привел к инверсии и завершению развития этих структур. Различались они лишь интенсивностью раннемиоценового растяжения: если в структуре Пхохан-Яннам на этом, синхронном окраинно-морскому спредингу этапе происходили излияния толеитов, то в других бассейнах в этом интервале излияния мантийных лав отсутствовали, но накапливались мощные морские осадки.

Таким образом, появление и развитие в кайнозое зон окраинно-континентального рифтогенеза востока Азии и Японского бассейна следует рассматривать в контексте развившейся здесь однотипной геодинамической обстановки – сочетания перемещения по сдвигам и сопутствующего растяжения. Степень интенсивности этих процессов предопределила характер генетически связанных с ними структур: либо со значительной нарушенностью, но без раздвига континентальной коры (Кильчу-

Менчхон, Пхохан-Яннам, Симане), либо с явлениями спрединга и новообразования коры, близкой к океанической (Японское море). Эта геодинамическая обстановка (возникновение на краю континента систем сдвигов и режима трансенсии) была обусловлена Индо-Евразийской коллизией, вызвавшей северонаправленное перемещение Евразийского континента. В результате между этим континентом и Тихоокеанской плитой оформилась трансформная граница (в ассоциации с многочисленными сдвигами) [2], сменившая в кайнозое меловую границу конвергентного типа. Такие же общие плиттктонические причины (коллизия структур Филиппинской плиты с Японским микроконтинентом, а также встречное движение последнего с восточным блоком Евразии [2,5; и др.]) вызвали обстановку сжатия и завершение развития всего ряда рассмотренных кайнозойских структур pull-apart, независимо от степени их растяжения, после чего в их пределах установился постграбеновый (или пост-окраинноморский) этап с соответствующим магматизмом.

Кайнозойский континентальный рифтогенез на западной периферии Тихого океана протекал в рамках пассивной модели. Именно структурный контроль (обусловленный плиттктоническими событиями) был определяющим при формировании на Востоке Азии бассейнов pull-apart с терригенным осадконакоплением и мантийным магматизмом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64025 и гранта НШ-1980. 2003. 5.

Литература

1. *Филатова Н.И.* Щелочной вулканизм восточной окраины Евразии как отражение Тихоокеанского суперплюма // ДАН. 2002. Т. 383, №3. С. 378–384.
2. *Филатова Н.И., Федоров П.И.* Кайнозойский магматизм Корейско-Японского региона и геодинамические обстановки его проявления // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54–77.
3. *Филатова Н.И., Чанг К.Х.* Позднемезозойские латеральные ряды обстановок осадконакопления Корейско-Японского региона // ДАН. 1999. Т. 369, № 1. С. 100–104.
4. *Chough S.K., Barg E.* Tectonic history of Ulleung basin margin, East Sea (Sea of Japan) // Geology. 1987. V. 15. P. 45–48.
5. *Jolivet L., Tamaki K.* Neogene kinematics of the Japan Sea region and volcanic activity of the Northeast Japan arc // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128, pt. 2. P. 1311–1332.
6. *Kim H.J., Jou H.T., Cho H.M. et al.* Crustal structure of the continental margin of Korea in the East Sea (Japan Sea) from deep seismic sounding data: evidence for rifting affected by the hotter than normal mantle // Tectonophysics. 2003. V. 365. P. 25–42.
7. *Lee Y.S., Ishikawa N., Kim W.K.* Paleomagnetism of Tertiary rocks on the Korean Peninsula: tectonic implications for the opening of the East Sea (Sea of Japan) // Tectonophysics. 1999. V. 304. P. 131–149.
8. *Lee Y.S., Pouclet A.* Le volcanisme Neogene de Pohang (SE Corée), nouvelles contraintes géochronologiques pour l'ouverture de la Mer du Japon // C. R. Acad. Sci. Paris. 1988. T. 307, ser. 2. P. 1405–1411.
9. *Otofuji Y., Matsuda T.* Amount of clockwise rotation of Southwest Japan fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 85, № 78. P. 289–301.
10. *Yoon S.H., Chough S.K.* Regional strike-slip in the eastern continental margin of Korea and its tectonic implications for the evolution of Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan) // GSA Bull. 1995. V. 107, № 1. P. 83–97.

Планета Земля: основные черты структуры, динамики и эволюции – глобальный аспект

Планета Земля является цельной, но одновременно сложной системой. Ее подсистемами являются оболочки – геосферы, различающиеся по своему фазовому состоянию, реологическим свойствам (вязкости и др.), температурному градиенту между граничными поверхностями, химическому и минеральному составу. Эти различия определяют разный характер их поведения в общей динамике планеты – более или менее активный. В пределах твердой Земли повышенной динамической активностью характеризуются астеносфера, слой в основании кровли нижней мантии, слой D в подошве мантии. Особенно активные процессы протекают на границах оболочек, например, на контакте коры с атмосферой, гидросферой (в рифтах срединно-океанских хребтов), криосферой и биосферой; на контакте коры и мантии, литосферы и астеносферы, верхней и нижней мантией на уровне 660–670 км, на границе мантии и ядра. Существуют основания полагать, что в процессе осевого вращения Земли отдельные оболочки участвуют в этом вращении с разной скоростью, как это уже установлено в отношении внутреннего, твердого ядра Земли. В этом случае становятся правдоподобными предположения о том, что трение на границе оболочек может являться дополнительным источником внутреннего тепла Земли (Ф.А.Летников), что здесь могут возникать гравитационные волны, порождающие фрактальность в вышележащей оболочке (О.В.Петров). Ю.В.Баркин полагает даже, что дифференциальное вращение оболочек, стимулируемое гравитационным воздействием внешних небесных тел, является главным фактором эндогенной активности Земли и ее циклического проявления.

Таким образом, геосферы практически квазиавтономны, что наиболее ярко выражается в различном стиле конвекции в отдельных из них. При этом динамическая активность оболочек, если не считать внешнего ядра, в общем возрастает снизу вверх, и в твердой Земле в наибольшей степени проявляется в тектонике литосферных плит, которая затрагивает твердую Землю до глубины 410 км.

Вместе с тем геосферы активно взаимодействуют друг с другом, причем это взаимодействие затрагивает не только смежные геосферы, но и распространяется на планету в целом, от внутреннего ядра до ионосферы. Так, Б.В.Левин предполагает, что автономное поведение внутреннего ядра влияет на распределение сейсмичности и на рельеф поверхности планеты. Наблюдения со спутников позволили установить, что недавнее землетрясение

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

на разломе Денали в Северо-Американских Кордильерах нашло отзвук в ионосфере. Порождаемое конвекцией во внешнем ядре магнитное поле распространяется на все более внешние оболочки планеты и т.д.

Особое значение в динамике Земли принадлежит тектонике литосферных плит, порождаемой внутренним разогревом планеты и ее внешним охлаждением. В кинематике плит и плане конвекции в астеносфере определяющая роль принадлежит, как показал В.П.Трубицын, континентам с их глубокими корнями. Теория тектоники плит продолжает вызывать определенную критику, но реальность спрединга, субдукции и перемещения по трансформным разломам не подлежит сомнению, а действительно уязвимые положения тектоники плит касаются их диффузных границ и не абсолютной их жесткости и монолитности. Однако это не может служить основанием для отказа от самой этой теории. Внутриплитные деформации и магматизм на порядок уступают в своем масштабе межплитным, как и проявления плюм-тектоники по отношению к плейт-тектонике. Размещение горячих точек на поверхности планеты контролируется структурой литосферы, а корни их лежат на разных уровнях в мантии.

Эволюция планеты, связанная с потерей тепла и летучих, отражается в изменении структуры литосферы и стиля конвекции в астеносфере. Степень дробления литосферы на плиты убывает со временем, как и протяженность осей спрединга. В перспективе Земля, как и Марс, и Меркурий, будет обладать монолитной литосферой. Соответственно меняется и стиль мантийной конвекции – от хаотической в эоархее, через валиковую в архее до двухъярусной и, наконец, преобладающей общемантийной. На эту общую тенденцию накладывается, осложняя ее, цикличность эндогенных процессов разных порядков. Важнейший из них выражается в чередовании периодов формирования и распада суперконтинентов – циклы Вилсона. Формирование суперконтинентов обязано коллизии отдельных континентов вследствие возникновения центробежного восходящего мантийного потока в области Панталассы, а их распад – возникновению кольца зон субдукции по их периферии и связанного с этим появлением суперплюма в подошве литосферы. С распадом суперконтинента появляются условия для возникновения вторичных океанов, смены общемантийной конвекции двухъярусной и проявления циклов Бертрана, а также для раскрытия окраинных морей и частных коллизий островных дуг и микроконтинентов.

Наблюдаемый в течение геологической истории рост объема континентальной коры осложняется, в свою очередь, ее рециклингом, связанным с субдукцией и адвекцией плюмов.

При рассмотрении глобальной геодинамики нельзя не учитывать роли ротационного и космического факторов. С изменением скорости осевого вращения происходит перестройка фигуры Земли, вызывающая образование регматической сети разломов и трещин. В сочетании с конвекцией ротационный фактор вызывает как западный, так и северный

дрейф материков (М.А.Гончаров). С изменением параметров осевого вращения Земли связана, как известно, климатическая и седиментационная цикличность Миланковича.

Земля представляет собой открытую систему, подверженную влиянию окружающего Космоса. Наиболее наглядно оно выражено твердыми лунно-солнечными приливами, которые, по современным представлениям, могут играть определенную роль в тектонической активности Земли, а, по мнению Ю.Н.Авсюка, могут испытывать периодические изменения интенсивности в связи с изменением расстояния между Землей и Луной и быть причиной цикличности эндогенных геологических процессов. Другим очевидным проявлением космического воздействия являются периодические метеоритно-астероидно-кометные бомбардировки Земли, приводящие, в частности, к периодическому вымираниям живых организмов и обновлению состава биоты. Источник этих бомбардировок может лежать не только в пределах Солнечной системы, но и в глубинах нашей Галактики, а периодичность проявления таких бомбардировок может быть связана с пересечением Солнечной системой спиральных рукавов Галактики при ее обращении по галактической орбите.

В заключение следует присоединиться к определению системы Земля, данному Д.Андерсоном: «Открытая неравновесная диссипативная нелинейная, самоорганизующаяся (и саморазвивающаяся, В.Х.) система».

И, наконец, уникальность Земли среди планет Солнечной системы как колыбели высокоорганизованной жизни может быть связана, наряду с другими известными ее особенностями, с проявлением тектоники плит, а именно с поставкой вулканами углекислоты в атмосферу и с удалением ее избытка субдукцией, в свою очередь, невозможно без присутствия на планете жидкой воды.

В.В. Харахинов¹

Тектоническая структура Охотоморской нефтегазоносной провинции

Охотоморская нефтегазоносная провинция соответствует в тектоническом отношении одноименному сектору Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану.

Комплексное геолого-геофизическое изучение литосферы Охотоморской нефтегазоносной провинции свидетельствует о ее тектонической и реологической расслоенности и блоковой дискретности. Тектоническая расслоенность и блоковая дискретность (фрактальность) литосферы реализуются ее листрической делимостью, контролируемой разломами различного уровня проникновения в тектоносферу. Нижние субгоризонталь-

¹ ООО «Славнефть-НПЦ», Тверь, Россия

ные поверхности срыва листрических разломов приурочены к маловязким разделам, расчленяющим надастеносферную мантию, консолидированную земную кору и осадочный чехол на слои и горизонты, различающиеся по реологическим и деформационным свойствам.

Тектоническое районирование Охотоморской нефтегазоносной провинции показывает, что она составлена из тектонических систем, геологическая природа которых зависит от их тектонической позиции. Аккреционные системы региона, образованные докайнозойскими метаморфическими, субокеаническими и окраинно-морскими террейнами и кайнозойскими складчатыми и складчато-надвиговыми комплексами, развиты в зонах взаимодействия литосферных плит. Деструкционные системы, состоящие из субокеанических трогов и котловин и окраинноморских прогибов с различной степенью рифтогенной переработки коры, формируются в приграничных частях плит в зонах разупрочнения литосферы, контролируемых разломами докайнозойского заложения. Охотоморская плита, представляющая собой композицию мезозойских террейнов и перекрытая мощным чехлом кайнозойских отложений, подвержена деструктивным процессам в зонах палеотрансформных разломов.

Геодинамический и историко-генетический анализы Охотоморской нефтегазоносной провинции показали, что она развивалась в условиях активного взаимодействия Тихоокеанской, Амурской, Охотоморской и Евразийской литосферных плит. Разноуровневые тектонические потоки литосферы, обусловленные, в целом, субдукционными процессами и характеризующиеся общим (генеральным) движением в сторону океана формируют транспрессивные и транстензионные режимы кайнозойской геодинамики региона. Транспрессивные режимы, характерные для кратковременных периодов структурных перестроек кайнозойского времени, реализуются в виде сдвиговых поясов кайнозойских складчатых, складчато-надвиговых комплексов Хоккайдо-Сахалинской и Корьяско-Камчатской аккреционных систем. Транстензионные режимы, характерные для длительных этапов кайнозойского развития региона, реализуются в виде субокеанических трогов и котловин, окраинноморских прогибов и грабенов с различной степенью рифтогенной переработки коры и присдвиговых деструктивных зон Охотоморской плиты.

Бассейновый анализ Охотоморской нефтегазоносной провинции свидетельствует, что она представляет собой единую многоярусную литосферную тектонодинамическую (флюидогеодинамическую) систему глобального уровня. Осадочные бассейны с подстилающей их субконтинентальной (I тип) и субокеанической (II тип) корой образуют региональные тектонодинамические системы, в которые входят системы более низкого ранга (структурные зоны, структурно-стратиграфические комплексы, крупные блоки и межблоковые структуры).

Нефтегазогеологический анализ Охотоморской нефтегазоносной провинции показал, что ее нефтегазогенерирующие и нефтегазоаккумулирующие свойства определены геодинамическими режимами поздне-

мелового и кайнозойского времени. Тектонические критерии региональ- нального, зонального и локального прогноза нефтегазоносности, осно- ванные на изучении геодинамических обстановок формирования нефте- газоносных бассейнов и суббассейнов, очагов нефтегазообразования, зон нефтегазоаккумуляции, нефтегазоносных комплексов, ловушек нефти и газа, позволяют ранжировать эти нефтегазогеологические объекты различного уровня по перспективам их нефтегазоносности.

С.В. Хромых¹, Д.С. Юдин², Т.Б. Колотилина³, М.Г. Волкова³,
Д.А. Казанцева³

Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные по базит-ультрабазитовым комплексам Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) и их геодинамическая интерпретация

Базит-ультрабазитовые интрузии широко проявлены в пределах ран- непалеозойской коллизионной системы Ольхонского региона Западного Прибайкалья. По результатам крупномасштабного геокартирования, проведенного В.С.Федоровским [1], и петрологических исследований, проведенных А.С. Мехоношиным [2], в пределах Ольхонской коллизи- онной системы выделяются три типа базит-ультрабазитов с различной тектонической позицией.

1-й тип. Реликты офиолитовых покровов. Базит-ультрабазитовые обра- зования этого типа наблюдаются в пределах Приольхонья в виде реликто- вых будинообразных тел гипербазитов и пространственно сопряженных с ними пластовых тел метабазальтоидов, представленных в настоящее время амфиболитами. По петрогеохимическим данным [2], гипербазиты от- вечают типичным реститовым образованиям офиолитовых комплексов. Базит-ультрабазиты данного типа изучены на примере линзовидных тел полуострова Шида, представленных дунитами и гарцбургитами.

Наиболее крупная из дунитовых будин содержит «слепые» жилы плагиогранитов, которые в результате десиликации превращены в флю- гопитсодержащие плагиоклазиты. По флюгопиту одной из этих жил, эк- ранированной дунитами, получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектр (рисунок), в котором после лестницы вверх до значений возраста порядка 500 млн лет на- блюдается плавно спадающий «платоподобный» участок. На диаграмме «Са/К – возраст» экспериментальные точки формируют четкий тренд, который свидетельствует в пользу наличия как минимум двух разновоз- растных минеральных компонент. Логично предположить, что флюгопи- ту соответствуют точки, характеризующиеся наименьшим Са/К отноше-

¹ Институт геологии (ИГ) СО РАН, Новосибирск, Россия

² Аналитический центр ОИГГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Институт геохимии (ИГХ) СО РАН, Иркутск, Россия

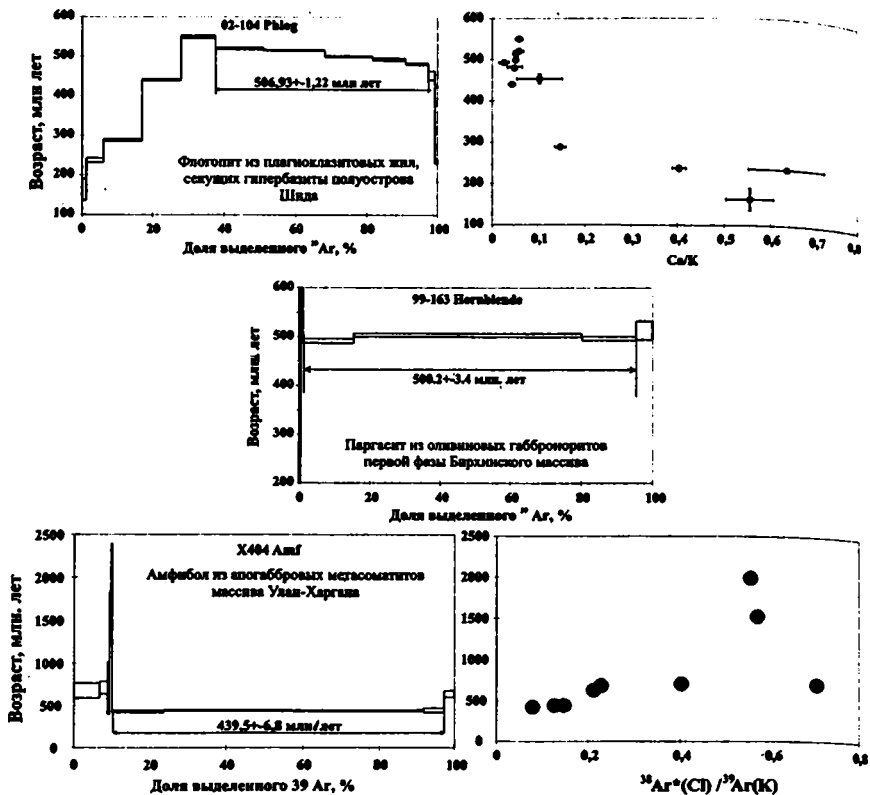


Рис. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования базит-ультрабазитовых пород Ольхонского региона

нием. Среднее по этим точкам дает значение возраста 497 ± 26 млн лет. Это значение можно рассматривать как минимальную оценку возраста флогопита, и, соответственно, предположить еще более древний возраст реститовых гипербазитов.

2-й тип. Синколлизийные габброиды. Особое положение в пределах Ольхонской коллизийной системы занимают базит-ультрабазитовые интрузии озерского (бирхинского) комплекса, представленные серией крупных дифференцированных массивов, главнейшими из которых являются Бирхинский и Бугульдейский. Наиболее подробно изучен Бирхинский габброидный массив, в составе которого выделяются две главные фазы, сложенные дифференцированными пироксенит-габбронорит-анортозитовой и монцогаббронорит-монциодоритовой сериями [2]. По результатам крупномасштабного геологического картирования, массив имеет тектонические контакты с вмещающей метаморфической рамой,

что, очевидно, является следствием сдвигового тектогенеза, проявленного на всех этапах эволюции Ольхонской коллизионной системы. Центральная часть массива оказалась неподверженной деформациям и наложенному метаморфизму благодаря его крупным размерам (12×13 км), и в ее пределах сохранились первично-магматические габбронориты первой фазы внедрения.

До последнего времени габброиды Бирхинского массива считались дометаморфическими и доколлизионными образованиями, связанными с островодухным магматизмом [1]. Эти выводы основывались на результатах Sm-Nd изотопного датирования (530 ± 23 млн лет, [1]), в то время как возраст гранулитового метаморфизма Ольхонской коллизионной системы, по тем же данным, оценивался в 485 ± 5 млн лет. Однако полученные нами геохронологические данные позволяют предположить синколлизонную природу габброидов Бирхинского массива. Для $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования был выбран первично-магматический амфибол (паргасит) из низкощелочных габброидов первой фазы, сохранившихся в центральной части массива. Судя по полученному $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектру (см. рисунок), здесь наблюдается устойчивое плато с возрастом 500.2 ± 3.4 млн лет, отвечающее 95% выделенного ^{39}Ar . Оценки возраста габброидов согласуются с оценками возраста гранулитового метаморфизма пород Чернорудской зоны. Субсинхронность процессов гранулитового метаморфизма и кристаллизации габброидов бирхинского комплекса позволяет предположить, что габброиды этого типа отражают ранние стадии коллизионного тектогенеза и, возможно, являются тепловым источником для высокоградиянтного метаморфизма гранулитовой фации.

3-й тип. Постколлизионные базит-ультрабазитовые интрузии. Главный объем габброидов этого типа сосредоточен в Чернорудской гранулитовой зоне Приольхонья. Результаты крупномасштабного геокартирования и петрографических исследований, проведенных с участием авторов проекта, показывают, что отдельные мелкие тела базитов подвержены здесь сдвиговым деформациям и наложенному метаморфизму, однако в наиболее крупных массивах, обладающих дифференцированным строением и включающих зоны закалки (например, массив Улан-Харгана), сохраняются габбро-долериты с первично-магматическими структурами. Здесь проявлены лишь постмагматические автометасоматические процессы, выражающиеся в замещении первично-магматических пироксенов, бурой роговой обманки и плагиоклаза зеленой роговой обманкой и скаполитом.

Определение возраста кристаллизации первичных базит-ультрабазитов представляется здесь невозможным вследствие значительной степени их измененности в результате автометасоматических и наложенных метаморфических процессов, отвечающих амфиболитовой фации. Мелкозернистые роговообманковые габброиды зон закалки массивов также оказались непригодны для датирования из-за трудностей выделения монофракций амфибола. По этой причине была предпринята попытка датировать монофракции амфибола из крупнозернистых скаполит-амфиболовых

автометасоматитов (апогабброидов), проявленных в центральной части массива Улан-Харгана. В $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ спектре выделяется четкое плато со значением возраста соответственно 439.5 ± 6.8 млн лет. В то же время, в низкотемпературной части спектра наблюдаются существенно завышенные относительно плато значения рассчитанного возраста (676–2005 млн лет). Как видно из диаграммы « $^{38}\text{Ar}^*(\text{Cl})/^{39}\text{Ar}(\text{K})$ –возраст» с вынесенными экспериментальными точками значений, высокие Cl/K отношения, соответствующие большому вкладу флюидного компонента, коррелируются с повышенными величинами рассчитанного возраста. Это согласуется с петрографическими данными, указывая на автометасоматическую природу амфибола в апогабброидах, образованного при повышенном флюидном давлении в закрытой системе.

На основании результатов датирования автометасоматического амфибола можно предполагать, что возраст базит-ультрабазитов Чернорудской зоны может составлять 440–450 млн лет и отвечать регрессивной стадии метаморфизма амфиболитовой фации, наложенного на гранулиты. В пользу синхронности базит-ультрабазитового магматизма и регрессивного метаморфизма свидетельствуют также единичные синметаморфические базитовые дайки, обнаруженные в нескольких пунктах Приольхонья, в том числе и в толщах, отвечающих амфиболитовой фации метаморфизма [3]. Проведенные петрогеохимические исследования доказывают единый вещественный состав синметаморфических базитовых даек и базитов Чернорудской зоны. На основании этого можно предполагать, что базитовые тела Чернорудской зоны и диабазовые дайки являются частями единой магматической серии, внедрившейся с верхнемантийных уровней при коллапсе коллизийного орогена на поздних этапах коллизии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64715, 05-05-64608) и Минобразования России (грант УР.09.01.018).

Литература

1. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). Тр. ГИН РАН. Вып. 545. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
2. Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Федоровский В.С. и др. // Геология и геофизика. 2005 (в печати).
3. Складов Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 522–527.

Термотомография: новый метод изучения геотермического поля

Томографический метод в геофизике развивается в наше время не менее активно, чем в медицине, астрономии или технике. Термин «томография» стал применяться в науках о Земле лишь 25-30 лет назад, хотя элементы этой методики под названием «изучение глубинного строения Земли», используется уже сто лет.

Можно утверждать, что в скором времени томографические модели будут таким же привычным инструментом геолога, каким стали карта и аэро-космоснимки. Преимущество томографической модели заключается в построении объемных, трехмерных изображений объектов, в возможности их рассмотреть «со всех сторон». Для томографии не имеет значения, какую структуру или какое геофизическое поле отображается, и это обусловило появление нескольких видов геофизической томографии: сейсмическая томография в различных вариантах обработки сейсмических волн, гравитационная, электромагнитная и т.д. Успехи применения сейсмотомографии [1, 2, 3], ярко продемонстрировавшей наличие глубинных неоднородностей, естественно стимулировали разработку подобного подхода и для других полей [4], в которых также можно видеть объемные неоднородные объекты, или как сейчас многие полагают, нелинейные геологические структуры [5, 6].

Мы в этой работе обосновываем и приводим результаты томографического моделирования геотермического поля, т.е. развиваем так называемый метод термотомографии.

Метод заключается в нахождении глубинных температур и плотности теплового потока на различных глубинах в координатах XYZ. Для реальных геологических объектов подразумевается построение температурного распределения в зависимости от широты, долготы и глубины. Таким образом, трехмерная термотомографическая модель отличается от температурного разреза тем, что позволяет «заглянуть» за линию профиля, что особенно важно при работе с изометричными или мозаичными структурами. С помощью соответствующего программного обеспечения легко можно создать или карты-срезы температур (тепловых потоков) на определенных глубинах, или показать конфигурацию изотермических поверхностей, или построить геотермический профиль по любому сечению.

Практическое значение термотомографической методики заключается в нахождении температурных границ, контролирующих тот или иной процесс генерации или трансформации вещества.

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² ВНИИОкеангеология МПР РФ, Санкт-Петербург, Россия

Например, для прогнозирования нефтегазоносности с помощью термотомографии оценивается глубина нахождения температурного интервала катагенеза органического вещества; с помощью той же методики можно найти глубину температурных интервалов, контролирующих метаморфические фации, гидротермальное рудообразование, а также глубину изотермы Кюри в конкретном регионе.

Для оценки температур на глубинах, не достигнутых бурением, а также глубины нахождения характерных температурных границ в литосфере нами была разработана методика 2D- и 3D-моделирования нестационарного теплового поля. Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и температуропроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль профилей. При расчете используются значения теплофизических свойств коры, адекватные установленным граничным скоростям. В качестве краевых условий на нижней границе области моделирования могут быть использованы температуры на забое глубоких скважин (краевые условия первого рода) или значения теплового потока, измеренного также в наиболее глубоких скважинах (краевые условия второго рода). На верхней границе области моделирования, как правило, совпадающей с поверхностью Земли (точнее, с уровнем «нейтрального слоя»), обычно задается среднегодовая температура поверхности. На боковых границах задается условие отсутствия горизонтального оттока тепла, т.е. $\partial T/\partial x=0$. В случае термотомографического моделирования в океанской литосфере на нижней границе области всегда задается краевое условие второго рода.

Вдоль каждого из профилей выполняется расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF», разработанного нами [7].

В данной статье мы приводим результаты термотомографического моделирования по двум крупнейшим нефтегазоносным провинциям Северной Евразии: Западно-Арктическому шельфовому бассейну и Прикаспийской впадине.

Начавшаяся в 80-е годы интенсивная разведка нефтегазовых месторождений на Баренцево-Карском шельфе сопровождалась бурением на акватории и на островах глубоких скважин, в которых проводились каротажные исследования, в том числе и термокаротаж. К этому времени относятся и первые скважинные измерения теплового потока в южной части Карского моря. Обработка термических измерений позволила оценить значения градиентов температуры, а теплофизические исследования керн-скважин – теплопроводность пород. Таким образом были получены первые кондиционные измерения теплового потока в регионе [8]. Тем не менее, скважинные геотермические измерения для такой обширной территории были редки и не позволяли составить картину распределения температур и тепловых потоков, а тем более, рассчитать глубинные температуры в литосфере региона.

Теплофизическая среда, т.е. конфигурация контрастных теплофизических слоев и значения тепло- и температуропроводностей, задавалась на основе соответствующей оцифровки выделенных по сейсмическим данным структурных комплексов вдоль 123 геотраверсов. В качестве краевых условий на нижней границе профилей использовались значения теплового потока, измеренного в глубоких скважинах. В Баренцевом море 67 скважин, где проводились кондиционные определения теплового потока, были расположены так, что хотя бы одна скважина находилась в полосе каждого из профилей ГСЗ (ШГСП, МОВ-ОГТ). В Карском море три скважины в южной части моря лежат в зоне самого длинного из профилей.

При расчете использовались значения теплофизических свойств слоев коры, адекватные установленным граничным скоростям.

Начальные условия при расчете температур на большинстве профилей нами задавались для времени 120 млн лет назад. В это время, как показано в работах по палеотектоническим реконструкциям Баренцево-морского бассейна [9], уже сформировалась современная структура коры, поэтому эволюция теплового поля во времени, если она и наблюдалась, связана не с перестройкой структурно-теплофизических элементов, а с релаксацией начальных термических неоднородностей.

Оценка значений палеотемператур и тепловых потоков для этого времени весьма важна для прогнозирования глубины и конфигурации слоя нефтегазоаккумуляции, т.к. возраст нефтей в южной части Баренцева моря оценивается как позднерифтовый-раннемеловой.

Расчитана современная термическая структура для всего региона. В центральной части Баренцева моря тепловой поток достигает $65-67 \text{ мВт/м}^2$ и приурочен к выступам гранитно-метаморфических пород, кровля которых по сейсмическим данным расположена на глубине 4-6 км под поверхностью дна. Полученный по результатам моделирования фоновый тепловой поток составляет 54 мВт/м^2 . Это значение оценивается путем осреднения рассчитанных по профилю тепловых потоков [7].

Фоновый тепловой поток на акватории Баренцева моря выше, чем тепловой поток, характеризующий докембрийские структуры Балтийского щита. Это объясняется более молодыми (рифейско-палеозойскими) термическими источниками рифтогенной природы под акваторией по сравнению со смежными участками суши и, следовательно, более поздним прекращением активных тектонических и термических процессов.

Для описания структуры коры в Карском море были использованы 24 профиля, полученные как в результате глубинного сейсмического профилирования по длинным геотраверсам (10 профилей), так и в результате обработки информации по коротким профилям МОВ (14 профилей) [10]. Вдоль каждого из них был выполнен расчет глубинных температур с помощью программного пакета «TERMGRAF». В качестве граничного условия на нижней границе задавался тепловой поток, измеренный в нескольких разведочных скважинах на акватории: (73-76

мВт/м² – в западной части и 53 мВт/м² – в восточной части, западнее арх. Арктического Института), у западного побережья п-ва Ямал (54-58 мВт/м²) и на о. Белый (54-59 мВт/м²).

По своей тектонической структуре Западно-Арктический регион является типичной мозаичной областью, что не позволяет для него остановиться на методике двухмерного геотермического моделирования, которое по сравнению с трехмерной моделью с теми же геотермическими параметрами и геометрией дает априорную систематическую погрешность в 10-15%.

Точность расчетов в трехмерных моделях оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет ± 150 м, что при средней глубине расчета температур 30 км составляет относительную погрешность 0,5%.

Проанализируем полученные результаты моделирования.

Наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к Канину п-ову, о-ву Колгуев и арх. Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине. Это естественно вызывает появление температурных аномалий на глубинных срезах. Величина аномалий температуры относительно фоновых значений изменяется от +20°C на глубине 3 км (при фоновых температурах 90-100°C) до +40°C на глубине 5 км (при фоновых температурах 125-140°C). Однако эти аномалии связаны не с высоким глубинным тепловым потоком в этом районе, а с относительно пониженной теплопроводностью разреза, т.к. в сторону континента увеличивается мощность сравнительно низкотеплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Тем не менее, юго-восточная и восточная части Баренцева моря характеризуются подъемом изотермических поверхностей, в том числе и тех, которые контролируют температурный интервал катагенеза углеводородного вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность уже открытых нефтегазовых месторождений именно к «температурному куполу» на юго-востоке и востоке моря, что хорошо иллюстрируется на рис.1 и рис.2.

Нами не исключается возможность нахождения месторождений в других частях Баренцева моря на большей глубине. Пользуясь теми же интерпретационными критериями о приуроченности месторождений к температурному интервалу катагенеза, можно предположить их нахождение на глубинах 6-8 км в юго-западной и западной частях моря и на глубинах 5,5-7,0 км – в северо-западной части.

По-видимому, сходная ситуация существует и в Карском море – термический купол Южно-Карской впадины пространственно совпадает с локализацией крупнейших месторождений углеводородов – Русановским и Ленинградским месторождениями (см. рис.1).

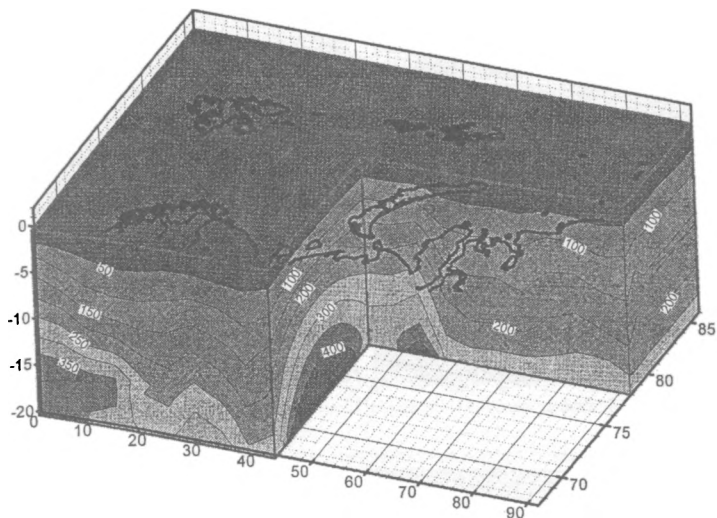


Рис. 1. 3D-модель распределения глубинных температур в Баренцево-Карском регионе

Анализируя трехмерную температурную модель, можно видеть подъем изотерм на всем интервале глубин (до 15 км) в Южно-Карской впадине, что свидетельствует о существовании аномалии теплового потока, протягивающейся вдоль меридиана 66° в.д., от центра Байдарецкой губы на север. Это согласуется с измерениями повышенного по сравнению с фоновым теплового потока в скважинах на Русановском и Ленинградском месторождениях (73 и 76 мВт/м²).

Трехмерное геотермическое моделирование позволяет прогнозировать глубину поверхностей, ограничивающих интервал возможного нахождения углеводородных залежей, и этим оно отличается от двухмерного моделирования, которое не позволяет «заглянуть» за линию профиля. Особенно сильные различия в результатах оценки перспектив нефтегазосности по геотермическим данным могут быть в случае изометричных, а не линейных структур.

На шельфе Западно-Арктических морей выявляется единая тенденция приуроченности крупных месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала. Этот факт можно использовать как дополнительный признак при поисково-разведочных работах на арктическом шельфе.

Выводы

1. Геотермическое поле изометричных или мозаичных областей может быть корректно отражено только в трехмерной геометрии; этот способ предоставляет возможность оценить изменения теплового поля как по латерали, так и по глубине.

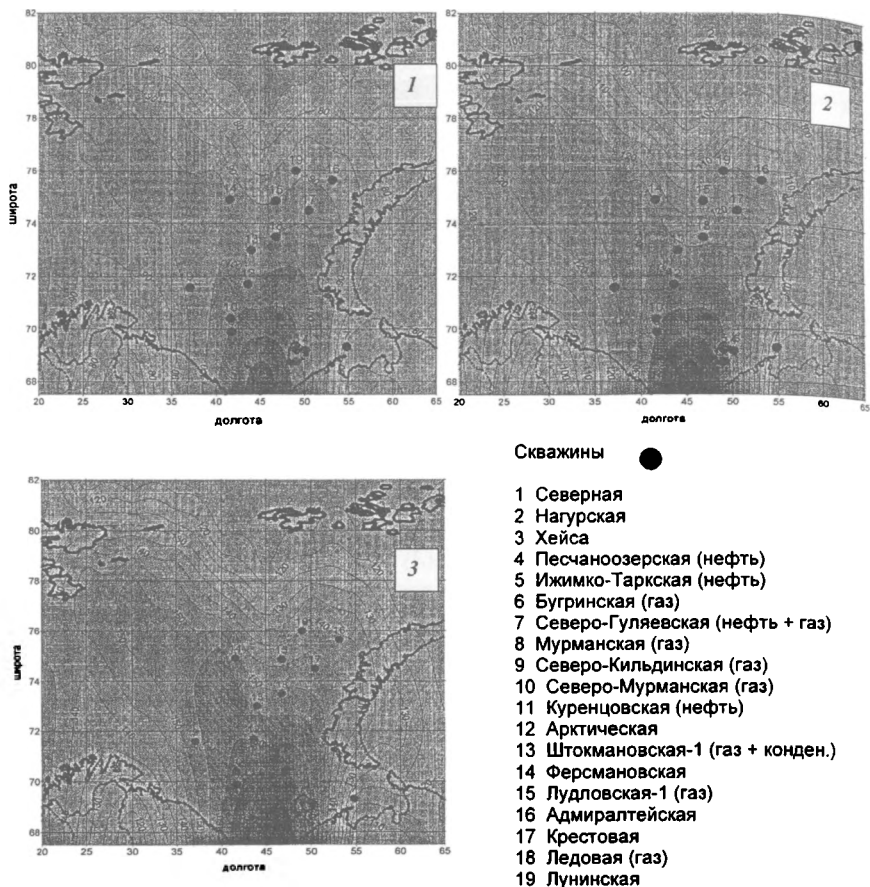


Рис. 2. температурные карты-срезы на глубине 3 км (1), 4 км (2) и 5 км (3) в Баренцевом море (точками показано расположение открытых месторождений углеводородов)

2. Температурные аномалии и аномалии теплового потока формируются за счет неравномерного распределения тепловых источников, а также за счет структурно-теплофизических неоднородностей, обусловленных литолого-фациальным и тектоническим факторами.

3. Термотомографический анализ нефтегазоносных бассейнов показал, что промышленные скопления углеводородного сырья локализируются над зонами подъема изотерм, над «термическими куполами», которые впервые выделены с помощью 3D-моделирования геотермического поля в Баренцевом и Карском морях, в районе Южной Эмбы, на севере Туранской плиты, на Мангышлаке и на Астраханском своде. В связи с этим, появление «термического купола» в южной части Моря Лаптевых

позволяет дать прогноз потенциальной нефтегазоносности этой акватории шельфа.

Работа выполнена в рамках гранта РФФИ № 02-05-64016, гранта Минобразования РФ № Е02-9.0-71 и гранта программы «Университеты России».

Литература

1. *Dziewonski A.M.* Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P-velocity up to degree and order 6 // *J.Geophys.Res.* 1984. vol.89. P. 5929-5952.
2. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Seismic tomography of the Earth's interior // *Amer. Sci.* 1984. vol. 72. N.5. P.483-494.
3. *Seismic tomography: Theory and practice* /Ed. By H.M. Iyer and K.Hirahara, L., 1993. P.519-584.
4. *Тараканов Ю.А.* Гравитационная томография //Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С.236-265.
5. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика: Кредо автора //Геотектоника, 1993. №1. С.3-6.
6. *Николаев А.В.* Проблемы геотомографии //Проблемы геотомографии. М.: Наука, 1997. С.4-38.
7. *Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.
8. *Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г.* Тепловое поле Баренцевоморского региона. – Апатиты, 1992. 114 с.
9. *Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* Геологическая история Арктики с позиций тектоники литосферных плит //Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С.253-265.
10. *Поселов В.А., Павленкин А.Д., Буценко В.В.* Структура литосферы по геотраверсам ГСЗ в Арктике //Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. С-Пб. ВНИИОкеангеология, вып.1, ч.2. 1996. С.145-155.

А.В. Черемных¹

Блоковое строение зон региональных разломов и поля напряжений верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла (Байкальская рифтовая система)

Для выявления особенностей современного напряженно-деформированного состояния верхней части земной коры необходимо комплексное рассмотрение ее разломно-блокового строения и полей напряжений, связанных с формированием и активизацией разломов. С этой целью на восточном побережье озера Байкал, в окрестностях поселка Усть-Баргузин, создан полигон, для которого в масштабе 1:200000 закартировано разломно-блоковое строение и восстановлены поля напряжений [5]. Дальнейшие работы позволили выявить некоторые закономерности распределения полей напряжений в пределах зон разломов, образующих Усть-Баргузинский разломный узел.

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

Усть-Баргузинский разломный узел представляет собой дизъюнктивную структуру, образованную сочленением четырех региональных разломов. Лишь один из них имеет собственное название, т.к. входит в состав Баргузинского генерального разлома и имеет ярко выраженный магистральный сместитель. Остановимся подробнее на методике выделения зон региональных разломов и особенностях их внутреннего строения.

Одной из закономерностей блокового строения земной коры является наличие преобладающих размеров неоднородностей. Так, для БРС характерны региональные блоки с размерами: 40, 60, 90 км (среднее – 76 км) [4]. При этом блоки в подвижных зонах имеют меньшие размеры, чем в стабильных областях. Для локальных блоков восточного побережья озера Байкал также были проанализированы их размеры (рис. 1). Распределение блоков с размерами меньше 5 и 8 км позволило очертить зоны региональных разломов района исследований. Таким образом, были выделены: 1) Турка-Усть-Баргузинский разлом, 2) южная кулиса Баргузинского разлома (Улюнский разлом, по [3]), 3) разлом юго-восточного обрамления Баргузинской впадины (далее по тексту назван Суво-Усть-Баргузинский), 4) Чивыркуйский разлом (см. рис. 1).

В пределах зон этих региональных разломов был произведен сбор фактического материала по тектонической трещиноватости горных пород с последующим восстановлением ориентировок осей главных нормальных напряжений по соответствующим методикам [1, 2]. Для района исследований, как и для БРС в целом, характерно широкое распространение разломов СВ и СЗ простирации при подчиненном значении субмеридиональных и субширотных разрывов, в связи с чем поля напряжений рассматривались в зависимости от принадлежности к разломной системе и особенностей ее внутреннего строения.

Для Турка-Усть-Баргузинской разломной зоны были восстановлены поля напряжений для 23 точек наблюдения, из которых 6 – в озерных отложениях плейстоценового и голоценового возраста. Полученные решения свидетельствуют о широком развитии сдвиговых деформаций в этой зоне, а условия растяжения проявлены в меньшей степени. Систематизация полей напряжений в зависимости от простираций локальных разрывов в зоне регионального разлома показала, что для локальных разрывов СВ простирации наиболее характерными являются обстановки сдвига и растяжения со сдвигом с СЗ ориентировкой оси растяжения и СВ – оси сжатия (рис. 2-1А). В зонах влияния СЗ разрывов преобладает противоположная картина, когда оси растяжения ориентированы в СВ и субширотном направлениях, а оси сжатия – в СЗ и субмеридиональном (рис. 2-1Б). В разломных узлах фиксируются обстановки растяжения, растяжения со сдвигом и сдвига (рис. 2-1В).

Для южной кулисы Баргузинского разлома на 9 точках наблюдения восстановлено 10 решений о полях напряжений, 3 решения из которых – в кайнозойских осадках. Из них 8 решений соответствуют сдвиговому полю

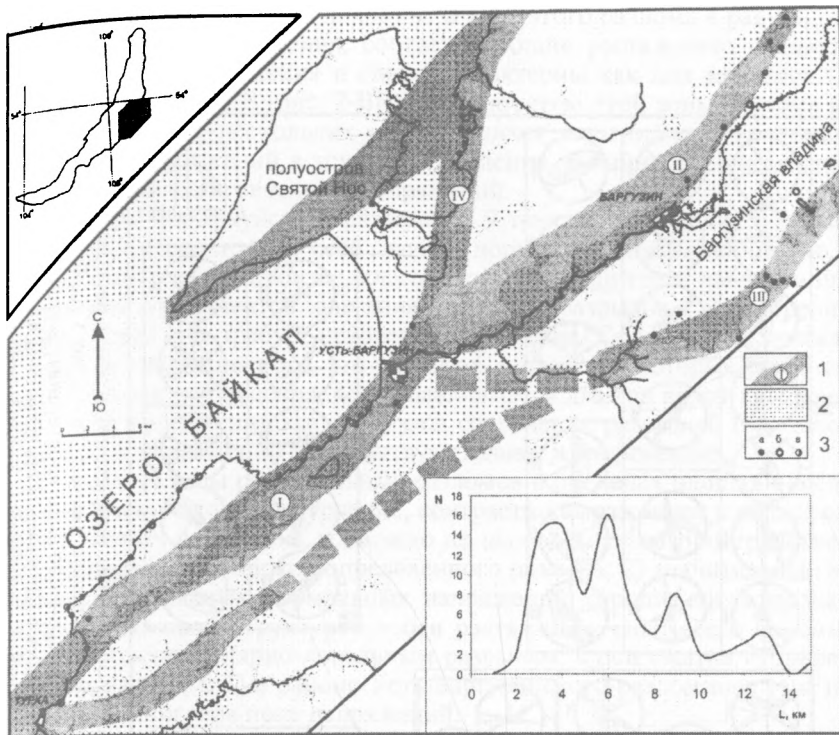


Рис. 1. Зоны региональных разломов и расположение точек наблюдения в пределах района исследования

1 – зоны региональных разломов и их номера: I – Турка-Усть-Баргузинский, II – южная кулиса Баргузинского разлома, III – Суво-Усть-Баргузинский, IV – Чивыркуйский; 2 – кайнозойские отложения; 3 – точки наблюдения за трещиноватостью: а – в метаморфических и магматических породах докембрия, б – в кайнозойских осадках, в – как в породах докембрия, так и в кайнозойских осадках. На врезках – местоположение района исследования и сглаженная гистограмма распределения блоков по размерам

напряжений, 1 – растяжению и 1 – растяжению со сдвигом (рис. 2-II). Сдвиговое поле напряжений характерно для основного сместителя южной кулисы Баргузинского разлома, который имеет СВ простирание. Оси растяжения здесь имеют СЗ и субмеридиональное направление, а оси сжатия – СВ и субширотное. В зонах локальных разломов СЗ простирания фиксируется поле сдвига и растяжения со сдвигом с ориентировками осей растяжения СВ и субширотного направления.

Суво-Усть-Баргузинский региональный разлом охарактеризован на 9 точках наблюдения, для которых восстановлено 10 ориентировок осей главных нормальных напряжений. Одно решение получено для кайнозой-

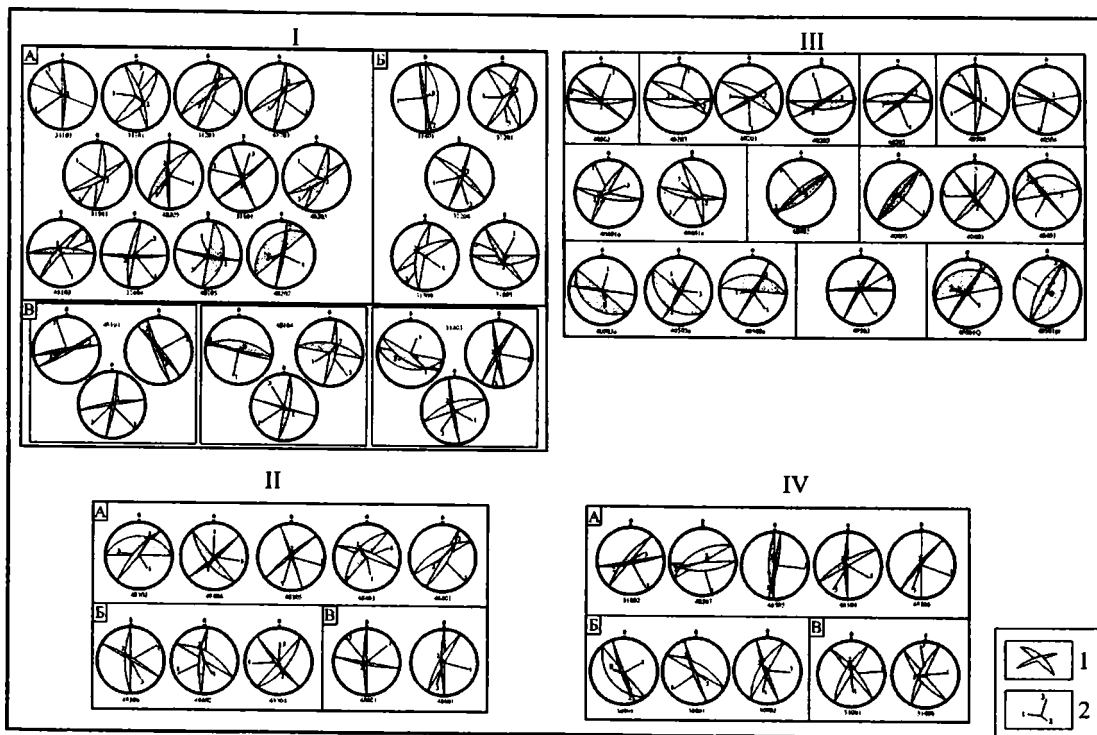


Рис. 2. Диаграммы ориентировки векторов главных нормальных напряжений в зонах региональных разломов I – Турка-Усть-Баргузинский разлом, II – южная кулиса Баргузинского разлома, III – Суво-Усть-Баргузинский разлом, IV – Чивыркуйский разлом. А – в пределах локальных разрывов северо-восточного простирания; Б – локальных разрывов северо-западного простирания; В – в узлах сочленения локальных разрывов. Диаграммы представлены в проекции верхней полусферы: 1 – сопряженные сколы; 2 – оси главных нормальных напряжений: 1 – растяжения, 2 – промежуточная, 3 – сжатия

ских осадков Баргузинской впадины. В зоне этого разлома в равной степени присутствуют решения, соответствующие растяжению и сдвигу. При этом поля растяжения и сдвига характерны как для разрывов СВ простирания, так и СЗ (рис. 2-III). Особенностью этой зоны разлома является отсутствие нескольких отличающихся решений при восстановлении поля напряжений в точках наблюдения. В кайнозойских осадках восстановлено сдвиговое поле напряжений.

Для зоны Чивыркуйского разлома на 9 точках наблюдения получено 19 решений об ориентации осей главных нормальных напряжений (рис. 2-IV). Для этой зоны не производилось систематизации точек наблюдения в зависимости от элементов залегания локальных разрывов, т.к. внутреннее строение зоны еще требует некоторого уточнения. Тем не менее, выявляется четкая тенденция того, что на мысах, в пределах которых были сделаны основные наблюдения, восстанавливаются два-три вероятных решения о поле напряжения как для узлов сочленения разрывов. Восстановленные поля напряжений соответствуют сдвигу и растяжению.

Выводы: 1) зоны региональных разломов в пределах площади исследования имеют блоковое строение, контрастно выраженное в рельефе, в связи с чем их выявление возможно на основе анализа пространственного распределения блоков определенного размера; 2) значительные вариации осей главных нормальных напряжений хорошо согласуются с разломно-блоковой структурой – оси растяжения чаще всего ориентированы перпендикулярно локальным разрывам, а оси сжатия субпараллельно последним; 3) в районе Усть-Баргузинского разломного узла наблюдается сдвиговое поле напряжений.

Литература

1. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. *Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
3. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука, 1979. 126 с.
4. *Черемных А.В.* Тектонофизический анализ разломно-блоковой делимости литосферы юга Восточной Сибири. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1998. 19 с.
5. *Черемных А.В.* Разломно-блоковая делимость и поля напряжений верхней части земной коры в Байкальской рифтовой зоне (на примере восточного побережья озера Байкал). В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы молодежной школы-конференции XXXVII тектонического совещания. М.:ГЕОС, 2004. С. 238–243.

Хаотические образования Корякского нагорья – ключ к расшифровке его тектоники

Пионерные маршруты П.И. Полевого (1913–1914 гг.) по рекам Анадырь и Великая выявили исключительное обилие в Корякском нагорье пород офиолитовой ассоциации. Позднее они изучались многими [8], но происхождение последней, как показано на мировом материале А.Д. Книппером с коллегами [3], до последнего времени остается загадочным и дискуссионным. В соответствии с решением Пенроузской конференции (1972 г.) офиолитовая последовательность включает в себя четыре группы пород: мантийный ультрабазитовый комплекс; плутонический комплекс перидотитов, пироксенитов и габброндов; комплекс параллельных мафических даек и, в самом верху, вулканический комплекс толеитовых пиллоу-лав, а также радиоляритов, ленточных кремней, аргиллитов и известняков, кислых интрузий и эффузивных пород На-ряда. К этой же группе ассоциирующих пород должны быть отнесены офиолитовые и офиолитокластовые олистостромы, вполне резонно считавшиеся аккреционными образованиями, тесно связанными с выведением этих глубинных пород в верхние горизонты земной коры, т.е. частью истории их формирования. Весьма показательным примером этому могут служить офиолитовые пояса Корякского нагорья.

На всем протяжении Таловско-Пекульнейского и Хатырско-Майницкого поясов перечисленные пенроузские элементы сопровождаются хаотическими образованиями – меланжами и олистостромами. Среди этих «тектонно-гравитационных микститов» (М.Г. Леонов) мы различаем две главные разновидности: 1) тектонические смеси или меланжи (серпентинитовые и терригенные) и 2) оползневые-осадочные олистостромы, в том числе флишевые, молассовые, сланцево-граувакковые, офиолитокластовые и офиолитовые (эдафогенные). Типоморфные примеры доминирующих в регионе офиолитокластовых олистостром – гора Длинная (Пенжинский кряж); гора Семиглавая (бассейн р. Койверелан); руч. Олистостромовый (бассейн р. Малый Научерынай) и обрывы р. Мукарылян (Алганский кряж). Палеонтологическими остатками обоснован их преимущественно меловой (неокомский, предпозднеальбский, предконьякский, предпозднемаастрихтский) возраст [5– 8].

Выявляются в офиолитовых поясах и более древние олистостромы. Н.Т. Ворогушину принадлежит указание на существование в Ганычаланском блоке «ордовикского аккреционного клина, представленного кремнисто-терригенными отложениями с тектонически приращенными пластинами среднеордовикской океанической коры» [6]. Совмещение существенно терригенного и кремнисто-вулканогенного типов разрезов

¹ Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

ордовика—силура в Пенжинском кряже и на п-ове Тайгонос отмечалось автором [7]. В аспидных толщах наблюдались мощные прослои конгломератов с чрезвычайно пестрым составом галек, включая типично островодужные эффузивы, а также многочисленные известняковые рифогенные тела олистостромового облика (гора Эльгеминой). Кстати, предполагаемая ганычаланская олистострома напоминает таковую Спасской аккреционной призмы Ханкайского массива [2].

Более широко в Таловско-Пекульнейской зоне распространены позднепалеозойские и раннемезозойские олистостромы [4–7]. Крупные утесы светлых мраморизованных известняков с кораллами и брахиоподами девона и раннего карбона, составляющие протяженные цепочки среди выходов песчано-алевролитовой толщи, долгое время принимались за тектонические отторженцы — клиппы [1]. И только обнаружение в терригенной толще фауны карбона—перми и триаса, а также мощных «мусорных» слоев с гальками и валунами разнообразных офиолитовых пород, включая глаукофановые сланцы (295–355 млн лет), и пространственная ассоциация с зонами серпентинитовых меланжей, позволяют отнести эти образования к офиолитокластовым олистостромам.

Особого упоминания при этом заслуживают наблюдающиеся в характеризующей олистостромовой верхнепалеозойской толще специфические кремнисто-обломочные конглобрекчиевые и гравелитовые разновидности пород, прослеживающиеся от Пенжинского кряжа до Усть-Бельских гор. В одном случае, в образцах, отобранных Л.Л. Красным в бассейне р. Пальматкиной, из кремнистых обломков таких конглобрекций Б.Б. Назаровым были извлечены и определены хорошо сохранившиеся радиолярии франского яруса. Этот малоизвестный, но крайне важный факт в пользу присутствия на всем протяжении Таловско-Пекульнейского пояса, помимо нижнепалеозойской, также среднепалеозойской офиолитовой ассоциации находится в соответствии с материалами Г.Е. Некрасова, также пришедшего к выводу о присутствии здесь «офиолитов среди офиолитов», свидетельствующих, по его мнению, об обновлении океанической коры [4]. Подчеркнем тесную пространственную сближенность выявляющихся в Пенжинском кряже среднепалеозойских офиолитовых образований с существенно иным терригенно-вулканогенным типом девонских разрезов, напоминающих кедонскую серию Омолонского массива. Присутствие здесь же карбон-пермских офиолитокластовых олистостром и островодужных вулканитов — свидетельство существования в этом районе аккреционной призмы этого возраста.

Для Эконайского отрезка Хатырско-Майницкого офиолитового пояса достаточно давно существуют представления о присутствии здесь по крайней мере трех различных типов средне-верхнепалеозойских образований, включая и олистостромовые [5]. Специфической чертой последних является сочетание крупных пластообразных тел карбон-пермских известняков, заключавших тетисную («вербикинову») мик-

рофауну, с триасово-юрскими ленточными кремнями, яшмами и базальтами. Это так называемые офиолитовые (эдафогенные) олистостромы (или экзотические толщи, по С.Д. Соколову). Скорее всего они отражают эпохи реактивации и омоложения океанической коры и одновременного ее тектонического скупивания в участках зарождавшихся островодужных раннемезозойских сооружений. Аккреционные обстановки триасово-среднеюрского отрезка времени в этом районе доказываются изученными нами существенно разнофациальными типами разрезов соответствующих отложений, включая кремнеобломочные и офиолитокластовые олистостромы горы Ржавая и ее окрестностей [7].

И все-таки кардинальные аккреционные и коллизионные события в Корякском нагорье произошли в меловое–кайнозойское время. Как это не покажется странным, но впервые на это указал Г.Г. Кайгородцев, продемонстрировав на примере междуречья Майн–Великая тесную пространственную сближенность двух принципиально различных типов меловых разрезов – существенно терригенного и кремнисто-вулканогенного [1]. И хотя о шарьяжных тектонических соотношениях этих разноформационных образований не упоминалось, они с очевидностью вытекали из приведенных им материалов.

Благодаря использованию современных микропалеонтологических методик изучения кремнистых пород, сейчас стало совершенно очевидным, что на всем протяжении Таловско–Пекульнейского офиолитового пояса (от п-ова Тайгонш до хребта Пекульней), так же как и в Хатырско-Майницком районе, широко развита и полно представлена относительно маломощная конденсированная яшмово-кремнистая с толеитовыми пиллоу-лавами толща триасово-юрско-мелового (местами по кампан включительно) возраста [9]. Постоянно тесно пространственно ассоциируя с ультрабазитовыми и габброидными пластинами, толща составляет верхнюю часть разреза мезозойской офиолитовой последовательности. В непосредственной близости от нее повсеместно развиты мощные существенно терригенные и терригенно-вулканогенные (с островодужными «бонинитовыми» характеристиками эффузивов) образования, находящиеся в отчетливо покровных тектонических соотношениях с офиолитовыми аллохтонами, как на это указывают в первую очередь широко развитые здесь офиолитокластовые олистостромы различных возрастных уровней мела–палеогена. Самыми значимыми при этом были предпозднеальбская, предконьякская, маастрихт-палеоценовая и эоцен-олигоценая структурные перестройки, сопровождавшиеся наиболее крупномасштабными повторными перемещениями офиолитовых пластин.

В свете современных материалов все больше подтверждаются представления о том, что главные офиолитовые тектонические зоны (или пояса) региона не являются скопищем или коллажем блуждающих террейнов. Будучи «заякоренными» («ограниченными глубинными надвигами»), они составляют остов или скелет орогена [5]; т. е., по существу, это сутурные зоны, конфигурация которых в различной степени иска-

жена наложенными процессами, в частности, сдвигами. При этом не просто сутуры как корневые зоны офиолитовых аллохтонов, а сутуры, телескопированные типа Анкарского маланжа, где, как выясняется в ходе детальных исследований, совмещено несколько разновозрастных хаотических образований (соответственно, и офиолитов) от верхнепалеозойских и ранне-среднемезозойских до кайнозойских.

Становится все более очевидным, что именно изучение широко распространенных в нагорье хаотических образований, в первую очередь олистостром, но также и меланжей, в совокупности с расшифровкой сдвиговой тектоники являются ключевыми моментами для достижения дальнейшего прогресса в решении кардинальных вопросов тектоники этого интереснейшего региона, намного более долгое время, чем это принято считать, представлявшего собой типоморфную зону перехода от Евразийского континента к Тихому океану.

Литература

1. *Кайгородцев Г.Г.* О возрасте кремнисто-вулканогенных образований междуречья Майн-Великая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 17. Магадан. 1964. С. 104–115.
2. *Кемкин И.В., Руденко В.С.* Первая находка раннепалеозойских кремнистых микрофоссилий из олистолитов Спасской аккреционной призмы (Зап. Приморье) // ДАН. 1997. Т. 357. № 3. С. 373–375.
3. *Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н.* Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
4. *Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М.* Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
5. *Очерки тектоники Корякского нагорья / Под ред. Ю.М.Пушаровского, С.М.Тильмана.* М.: Наука. 1982. 220 с.
6. *Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР в свете современных тектонических концепций: Тез. докл. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 267 с.*
7. *Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окаинно-морская модель). М.: Научный мир. 2000. 204 с.
8. *Чехов А.Д.* К истории изучения офиолитов Корякского нагорья // II Диковские чтения: Материалы науч.-практ. конф. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2002. С. 211–216.
9. *Filatova N.I., Vishnevskaya V.S.* Radiolarian stratigraphy and origin of the Mesozoic terranes of the continental framework of the Northwestern Pacific (Russia) // Tectonophysics. 1997. V. 269, № 1/2. P. 131–150.

В.Д. Чехович¹, А.Н. Сухов

О позднемеловой Западно-Камчатской островной дуге

В результате изучения материалов полевых исследований по верхнемеловым образованиям Западной Камчатки сделан ряд важных выво-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

дов относительно возраста, петролого-геохимических особенностей и геодинамических обстановок формирования островодужных комплексов позднемелового возраста на Западной Камчатке [1,2], которые позволяют обсудить предположение относительно существования единой Ачайваем-Валагинской (Олжоторско-Восточно-Камчатской) островной дуги, формировавшейся в просторах Пацифики и затем, вследствие поглощения под ней океанической оторочки Азиатской литосферной плиты, надвинутой на ее континентальный край [3]. Время шарьирования верхнемеловых островодужных образований на флишевые комплексы континентального склона и подножья наиболее точно установлено на Камчатском перешейке. Здесь оно датируется первой половиной среднего эоцена [4]. Для Южной Коряки, возможно, первые этапы шарьирования тоже относятся к среднему эоцену, однако геодинамическая обстановка в этом районе осложнена параллельным существованием к востоку палеогеновой Говенско-Карагинской островной дуги, так что завершение процесса относится уже к миоцену [5]. На востоке Камчатского полуострова (хребты Кумроч, Тумрок, Валагинский) основные деформации верхнемеловых островодужных толщ относятся к раннему эоцену [6]. Этим же временем датируется их надвиг на метаморфические породы Срединного хребта Центральной Камчатки [6,7]. Основываясь на этих датировках, мы можем констатировать, что разница во времени между актами аккреции островодужных комплексов на Камчатском перешейке и в центральной части Восточной Камчатки составляет 10–12 млн лет. Что касается верхнемеловых островодужных толщ Западной Камчатки, то, если принимать их принадлежность к той же предполагаемой единой дуге, следует решить, какому сегменту дуги они могут принадлежать. Напомним, что на Западной Камчатке эти толщи несогласно перекрыты палеоценовыми отложениями и, кроме того, связаны со всеми другими структурно-вещественными комплексами палеоценовым «сшивающим» субвулканическим комплексом, генезис которого обусловлен процессами постсубдукционного и постколлизионного растяжения. Из этого можно заключить, что верхнемеловые островодужные образования уже до палеоценового времени находились в единой структуре с Западно-Камчатской плитой. Данные о раннемаастрихтских силах океанических базальтов в островодужных толщах и присутствии подобных же лавовых покровов базальтов в разрезе, принадлежащем омгонской серии, формировавшейся на краю Азиатского континента, подтверждают положение этой активной дуги в относительной близости от континента в начале маастрихта.

Если предположить, что островодужные толщи Западной Камчатки принадлежат сегменту дуги, известному в современной структуре на востоке Камчатского перешейка, то они приблизились к краю континента почти на 20 млн лет раньше и, скорее всего, вряд ли могли составлять единую структуру. Если же предположить, что они принадлежали дуге восточных хребтов Камчатки, фрагменты которой в совре-

менной структуре вкрест простирания отстоят от западно-камчатских выходов на 200 км, то мы получим реконструкцию островной дуги, которая по ширине в 4–5 раз превосходила современные аналоги, а шарьяжное перемещение ее фронтальных (современных западно-камчатских) частей более чем на 150 км по Западно-Камчатскому блоку произошло примерно на 14 млн лет раньше, чем столкновение тыловых.

Основные геологические события в Олюторской, Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской островных дугах

События	Олюторская	Западно-Камчатская	Восточно-Камчатская
Завершение активного вулканизма	~ 64–63 млн лет	~68–66 млн лет	~64–63 млн лет
Столкновение и надвигание	~46 млн лет	~66 млн лет	~52-50 млн лет
Начало формирования неоавтохтона	~45 млн лет	~65 млн лет	~50 млн лет

Все эти соображения, очевидно, не позволяют рассматривать верхнемеловые островодужные толщи Западной Камчатки в качестве сегмента, или фронтальной части сегмента единой Олюторско-Восточно-Камчатской (Ачайваям-Валагинской по М.Н. Шапиро) дуги. Альтернативным вариантом реконструкции могла быть локализация Западно-Камчатской поздне-меловой островной дуги на краю Западно-Камчатской микроплиты. Согласно этой реконструкции существовала система гирлянд не слишком протяженных островных дуг, разделенных окраинными морями со встроенными в эту систему континентальными массивами, как это имеет место в современной структуре активной окраины континента – Камчатка, Курильские острова, Япония. Следует также добавить, что по данным, имеющимся на сегодняшний день, ранние этапы формирования Западно-Камчатской дуги относятся к коньяк-раннесантонскому времени, датированному по находкам планктонных фораминифер, дающих весьма узкий временной интервал – 89–86 млн лет. В островодужных толщах Восточных хребтов Камчатки (Кумроч, Тумрок, Валагинский) до сих пор не известны определения древнее кампана. Эти данные также дают повод к сомнению относительно принадлежности островодужных комплексов Западной и Восточной Камчатки к единой островной дуге.

Предположение о возникновении и дальнейшем развитии интраокеанических островных дуг, постулируемое на основании полученных определений палеоширот палеомагнитными методами, таит в себе много неясных проблем, которые в опубликованных палеотектонических реконструкциях обычно не обсуждают. Не рассматривая здесь причины начала формирования островных дуг в центральных частях океана, поскольку это тема специальной серьезной работы, а также учитывая, что высказываются мнения о малой вероятности подобных явлений [8,9], коснемся лишь вопросов финального развития и перемещения этих

структур вплоть до их столкновения с континентом. Из приведенной таблицы следует, что между временем завершения активных вулканических процессов в Олюторской, Восточно-Камчатской дугах и временем их столкновения с континентальной окраиной должно было пройти 17–18 и 11–12 млн лет. Геологических свидетельств о возможной субдукции океанической коры под окраину континента в эти интервалы времени, что обеспечило бы перемещение неактивных островодужных сооружений вплоть до их коллизии, не имеется. Сходная картина выявляется и при анализе основных геологических событий для мел-палеогеновой дуги восточных полуостровов Камчатки. Активные вулканические процессы в ней закончились в позднем эоцене (~35 млн лет назад), столкновение произошло в позднем миоцене (~7 млн лет назад). Однако субдукция под континентальную окраину с образованием миоценового вулканического пояса Срединного хребта началась самое раннее в позднем олигоцене (~25 млн лет назад) и, следовательно, с этого времени дуга начала приближаться к континенту. Таким образом, в случае дуги восточных полуостровов Камчатки «нестыковка» между завершением активных вулканических процессов и началом перемещения неактивной дуги в сторону континента составит ~ 10 млн лет.

Разительный контраст с вышеописанным феноменом являет нам Западно-Камчатская позднемеловая островная дуга. Время завершения активных вулканических процессов в ней практически совпадает со временем ее столкновения с континентальной окраиной. Представляется, что это – еще одно свидетельство в пользу самостоятельности Западно-Камчатской дуги.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантами РФФИ (гранты № 02-05-64365 и НШ.-1980.2003.5).

Литература

1. Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки. В кн.: Верхний мезозой Западной Камчатки (стратиграфия, магматизм, тектоника). М.: ГЕОС, 2004.
2. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О некоторых нерешенных проблемах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское-раннепалеогеновое время. В кн.: Верхний мезозой Западной Камчатки (стратиграфия, магматизм, тектоника). М.: ГЕОС, 2004.
3. Шапиро М.Н. // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
4. Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И. // Гетектоника. 2002. № 6. С. 45–59.
5. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов // М.: Наука, 1993. 272 с.
6. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 250 с.
7. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 549).
8. Хан В.Е. Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
9. Geist E.L., Vallier T.L., Sholl D.W. // Geol.Soc. of Am. Bull. 1994. V. 106. P. 1182–1194.

Кинематика Кроноцкой дуги

Три восточных полуострова Камчатки образуют Кроноцкую палеодугу, к которой, возможно, принадлежат и Командоры. Главный элемент, объединяющий эти блоки в единую структуру, – палеоцен-эоценовые надсубдукционные вулканиты. Нижняя часть этого разреза на Кроноцком полуострове относится еще к верхам сенона. Южная часть Камчатского Мыса – Африканский блок рассматривается нами как фрагмент сенон-раннеэоценовой аккреционной призмы этой дуги. По составу формаций полуострова резко отличаются от остальной Камчатки и граничат с ней по крупному надвигу Гречишкина. Палеомагнитные исследования показали, что Кроноцкая дуга испытала значительный дрейф, прежде чем присоединиться к Камчатке в конце миоцена – начале плиоцена. Настоящая затетка посвящена реконструкции этого дрейфа.

Реконструкция базируется на следующих ранее опубликованных данных: 1 – на шести палеомагнитных определениях [1]; 2 – на кинематике крупных плит Северной Пацифики и ее континентального обрамления [4,6,7]; 3 – на интерпретации некоторых тектонических событий как результатов изменений движения Кроноцкой дуги и плит, с которыми она была связана; к таким событиям относятся начало и прекращение островодужного вулканизма (понимаемые как заложение и отмирание зоны субдукции), складчатость и надвигообразование на границе дуги с остальной Камчаткой (рассматриваемое как прямое выражение коллизии дуги с континентом), а также прекращение формирования Африканской аккреционной призмы, которое связывается нами с инверсией зоны субдукции под дугой; 4 – на данных о кинематике Ачайваам-Валагинского островодужного террейна, в современной структуре отделяющего Кроноцкую дугу от терригенных комплексов мела и нижнего палеогена Западной Камчатки [5].

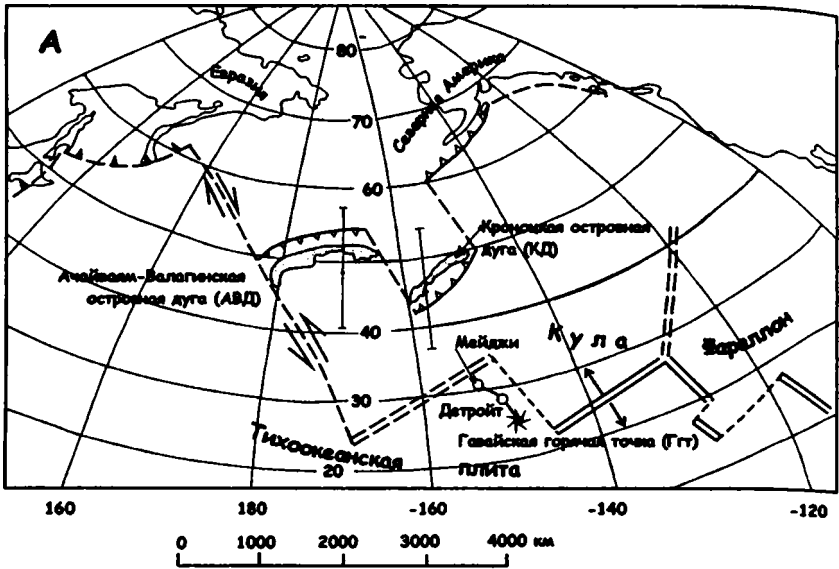
Кроноцкая дуга существовала как надсубдукционная структура до конца эоцена. Кинематика Тихоокеанской плиты после 43 Ма известна хорошо. Используя эту кинематику, исходя из предполагаемого возраста коллизии палеодуги с Азией (5 Ма) и из предположения о принадлежности Кроноцкой дуги к Тихоокеанской плите, можно рассчитать координаты блоков этой дуги 40–43 Ма. Рассчитанные палеошироты весьма близки к средним палеомагнитным широтам бартона Кроноцкого полуострова и приабона Камчатского мыса (46°с.ш.). Это подтверждает предположение о том, что последние 43 млн лет Кроноцкая палеодуга двигалась на Тихоокеанской плите.

Более ранняя кинематика Кроноцкой дуги не столь определена. Главная сложность заключается в очень низких средних палеомагнитных

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

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

73 млн лет (аномалия 32) - вскоре после заложения дуг



56 млн лет (аномалия 24)

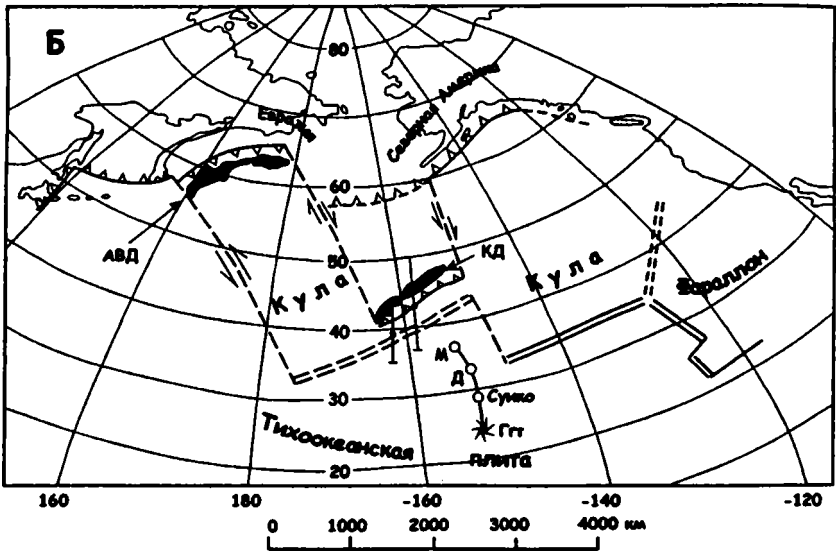


Рис. реконструкция положения Кроноцкой дуги в структуре Северной Пацифики

оценках палеоширот дуги в палеоцене (38°с.ш.) и нижнем эоцене (39°с.ш.), с одной стороны, и относительно высоких средних оценках палеошироты дуги в начале маастрихта (45°с.ш.) – с другой. Если верить этим оценкам, дуга какое-то время в конце мела и в начале палеогена должна была двигаться на юг, а потом, сменив направление, переместиться на север.

Вторая сложность – движение Кроноцкой дуги должно быть согласовано с движением Ачайваям-Валагинской дуги (АВД), которая зародилась в конце мела одновременно с Кроноцкой примерно на тех же широтах, но уже 45 Ма присоединилась к СВ Азии [3].

Третья сложность – неоднозначность досреднеэоценовой кинематики двух основных плит севера Тихого океана: Пацифика и Кулы в связи с обоснованными сомнениями в неподвижности Гавайской горячей точки до 43 Ма. Поэтому были использованы кинематические модели, основанные на замыкании движений крупных плит относительно африканской системы горячих точек. При выборе одной из существующих моделей мы опираемся на высокую среднюю скорость северного дрейфа АВД, которая достигается только на плите Кула. При этом в конце интервала дрейфа АВД (55–45 Ма) происходит заметное уменьшение его скорости. Мы также считаем, что движение Кроноцкой дуги на юг было возможно только на Северо-Американской плите (или на малой плите с кинематикой, близкой к северо-американской). Отсюда следует предположение, что в самой северной части Тихого океана в конце мела существовал выступ Северо-Американской плиты, к югу и востоку от которого располагалась плита Кула, а к западу – Пацифик. Вдоль южной границы Северной Америки и Кулы формировались АВД с северной полярностью и Кроноцкая дуга с южной полярностью. Такая сложная конфигурация была возможна в случае, если АВД располагалась западнее Кроноцкой дуги. Этому условию отвечает только рассмотренная в работе кинематика [7]. Поэтому вся реконструкция строится с использованием кинематики до 43 Ма [4] и кинематики после 43 Ма [7].

На эту схему, помимо Кроноцкой дуги и АВД, вынесены Гавайско-Императорский хребет, включая возвышенность Обручева, и восточная часть хребта Кула-Пацифик. При заложении в конце мела Кроноцкая дуга находилась много севернее хребта Кула-Пацифик. Поднятие Обручева – самая северная часть следа Гавайского плюма – находилась по южную сторону хребта Кула-Пацифик. В конце мела и начале палеогена хребет медленно смещался к северу, отодвигаясь от поднятия Обручева и приближаясь к движущейся на юг Кроноцкой дуге. Поэтому часть плиты Кула к югу от Кроноцкой дуги постоянно сужалась. В результате 55-56 Ма хребет заблокировал Кроноцкую зону субдукции, а западная часть плиты Кула присоединилась к Тихоокеанской плите. Вероятно, именно поэтому в период 55–45 Ма существенно замедлился северный дрейф АВД. Коллизия Кроноцкой зоны субдукции с хребтом Кула-Пацифик – наиболее вероятная причина деформации Африканской аккреционной призмы и вре-

менного образования невулканической дуги, поставившей офиолитокла-стику в южные разрезы столбовской серии [2.].

Но это событие не приводит к прекращению вулканизма в Кроноцкой дуге, где он продолжается еще 10–12 млн лет. Следовательно, субдукция под дугу возобновляется. Одновременно закладывается центральная часть Алеутской дуги и между ней и Кроноцкой дугой возникает малая плита с неизвестной кинематикой. Вероятно, именно в этот момент Кроноцкая дуга сменила направление дрейфа, присоединившись к Тихоокеанской плите, и новая зона субдукции заложилась к северу от нее.

Примерно 43 Ма происходит реорганизация плит севера Тихого океана. АВД сталкивается с СВ Азией, плита Кула присоединяется к Тихоокеанской, зона субдукции под Кроноцкую дугу отмирает окончательно, и далее дуга движется как внутриплитное авулканическое под-нятие на Тихоокеанской плите до коллизии с Камчаткой.

Авторы выражают глубокую благодарность А.В.Ландеру за предоставленную программу расчета кинематики блоков, перемещающихся с последовательностью плит.

Литература

1. Левашова Н.М., Шапиро М.Н., Беньямовский В.Н., Баженов М.Л. // Геотектоника. 2000. № 2. С. 65–84.
2. Шапиро М.Н., Гречин В.И., Ростовцева Ю.В. // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 518–529.
3. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.
4. Engebretson, D.C., A.Cox and R.G.Gordon Relative plate motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin //Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 1984. V. 206. 59 p.
5. Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L. // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 163. P. 235–246.
6. Norton I.O. // Tectonics. 1995. V. 14. P. 1080–1094.
7. Petronotis K.E., D.M.Jurdy. // Tectonophysics. 1990. V. 192. P. 383–391.

В.А. Шатров¹

Индикаторные возможности микроэлементов для реконструкции образования нельгесинской свиты верхнего триаса

Целью работы является применение индикационных возможностей редкоземельных и малых элементов для геодинамических реконструкций образования нельгесинской свиты норийского яруса верхнего триаса. Отложения свиты выходят на дневную поверхность в пределах Адычанского стратиграфического района (Республика Саха, Якутия), являющегося со-

¹ Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

ставной частью Куларо-Нерской мегазоны – региональной тектонической единицы Верхояно-Колымской коллизионной области [1].

Нельгесинская свита соответствует регрессивному ритму в объеме зоны *Otapiria ussuriensi*, представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность свиты 630 м. В пределах свиты широко развиты разрывные нарушения и разноориентированные маломощные кварцевые жилы, секущие породы в разных направлениях. Вмещающие литологические разности слабо изменены, для приконтактной области характерна наложенная пиритизация. Образование кварцевых жил связано с магматической активизацией региона в период начальной стадии континентального рифтогенеза с внедрением гранитоидных массивов раннемелового возраста.

Микроэлементный состав пород определялся методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) в лаборатории ИГЕМ РАН. Содержание большинства микроэлементов в породах близкое к кларку [2] или ниже его, более чем в десять раз превышают кларк Li, Sc, As, Se, Ag, Cd, Te, I, Au, Bi, Sb. Повышено содержание суммы высокоподвижных элементов: Hg, Tl, Te, As, Sb (до 224,68 г/т), что обусловлено преимущественно содержанием As, выступающего индикатором относительно больших глубин формирования источника флюидного массопереноса. Для кварцевых жил по сравнению с вмещающими породами понижено содержание большинства элементов, за исключением Zn, Se, Mo, Aq, Cd, W, Pb, входящих большей частью в состав сульфидов.

Распределение REE в породах свиты однотипно и характеризуется слабо выраженным избытком тяжелых лантаноидов при небольшом дефиците легких (нормировано к глинам платформ по Ю.А.Балашову) [3]. Такое распределение соответствует довольно удаленным от береговой линии отложениям в пределах относительно мелководного морского бассейна [4]. Отмечается близость $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$ для обломочных и глинистых пород (таблица), что характерно для высоких скоростей осадконакопления [3]. Незначительное изменение значений La/Yb подтверждает стабильность условий осадкообразования. Среднее $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 4.4$ отвечает гумидному типу литогенеза [5]. Среднее для свиты значение $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72$ соответствует среднему значению в осадочных породах фанерозоя [6]. Значение Eu/Eu^* для жильного кварца низкое (0,69). Высокое содержание As и относительно низкое Eu/Eu^* в породах предполагают нижне-среднекоровую, не достигающую мантии глубину заложения разрывных нарушений, развитых в пределах района, что согласуется с данными [7], определяющими разрывные нарушения в пределах территории как разломы малой глубины (коровые). Среднее значение $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,1$ соответствует окраинноконтинентальным обстановкам осадконакопления [5]. Средние для свиты значения La/Sm , Ce/Sm , Yb/Sm , Y/Sm (таблица) близки к шельфовым водам с глубиной до 350 метров [3], что подтверждает образование первичных осадков в пределах континентального шельфа.

Таблица 1. Содержание редкоземельных элементов (г/т) и геохимические коэффициенты в отложениях нельгесинской свиты верхнего триаса

№ пробы	2	3	20	1	4	5	31	32	34	35	26	42	28	29	33	43	41
название пород	аргиллиты			алевролиты							алевролиты (с органикой)		песчаники				кварц. жила
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
La	46,0	19,40	39,0	38,0	29,34	37,7	34,0	38,0	39,0	38,0	40,0	44,0	29,34	45,0	38,0	32,0	13,0
Ce	97,0	49,17	115,6	81,0	72,58	91,55	68,0	81,0	78,0	76,0	82,0	91,0	73,69	93,0	83,0	69,0	29,0
Pr	12,0	5,19	9,09	9,8	8,08	10,34	8,6	10,0	9,9	4,1	11,0	11,0	8,08	12,0	9,9	8,6	3,7
Nd	48,0	21,11	30,0	41,0	32,33	38,81	35,0	42,0	40,0	39,0	42,0	47,0	32,26	47,0	40,0	37,0	15,0
Sm	9,3	3,79	9,3	9,2	6,53	7,89	7,0	8,3	8,2	8,4	9,4	10,0	6,83	9,7	7,3	8,4	3,7
Eu	2,1	1,0	1,67	2,1	1,32	1,96	2,0	1,7	1,7	1,9	1,9	2,2	1,84	1,8	2,0	4,9	0,96
Gd	9,2	5,18	5,6	9,5	5,83	8,11	7,4	7,9	8,6	9,1	8,9	10,0	7,53	7,6	6,8	8,9	4,6
Tb	1,1	0,61	0,7	1,0	0,78	0,93	0,96	0,99	0,97	0,91	1,4	1,3	0,93	0,96	1,0	1,0	0,67
Dy	5,5	3,13	3,7	5,4	4,36	5,45	5,2	5,6	5,5	5,3	5,4	5,2	5,44	5,6	5,6	6,0	3,3
Ho	1,2	0,60	0,6	1,1	0,94	0,93	1,1	1,1	1,0	0,99	1,1	1,0	1,02	1,1	1,1	0,96	0,49
Er	4,0	2,0	1,8	3,2	2,62	3,31	2,9	3,5	2,8	7,8	3,9	3,8	2,94	3,6	3,2	3,0	1,6
Tm	0,58	0,34	0,4	0,48	0,4	0,47	0,49	0,55	0,48	0,43	0,63	0,48	0,44	1,52	0,39	0,5	0,25
Yb	4,6	2,13	2,2	3,6	3,09	2,94	3,7	4,0	3,2	3,2	4,2	3,6	3,00	3,9	3,2	3,3	1,5
Lu	0,66	0,36	0,4	0,62	0,45	0,56	0,55	0,64	0,39	0,39	0,55	0,56	0,48	0,56	0,43	0,5	0,22
Y	17,0	10,47	24,0	18,0	14,07	15,71	16,0	17,0	18,0	16,0	19,0	18,0	15,88	18,0	17,0	17,0	8,4
(REE+Y)	258,2	124,5	244,1	224,0	182,7	226,7	192,9	222,3	217,7	211,7	231,4	249,1	189,7	250,3	220,9	198,1	86,39
	Среднее – 215,27																

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ce/ Y	4,89	4,02	5,2	4,21	4,62	4,90	4,04	4,38	4,32	3,79	4,13	4,67	4,04	4,87	4,5	3,86	
	Среднее – 4,40																
La/Yb	10,0	9,11	17,7	10,56	9,50	12,82	9,2	9,5	12,19	11,88	9,5	12,22	9,78	11,54	11,88	9,70	
	Среднее – 11,07																
La/Sm	4,95	5,12	4,19	4,1	4,49	4,78	4,86	4,58	4,76	4,52	4,26	4,4	4,30	4,64	5,21	3,81	
	Среднее – 4,56																
Ce/Sm	10,4	12,97	12,4	8,8	11,11	11,6	9,7	9,76	9,51	9,05	8,72	9,1	10,79	9,59	11,4	8,21	
	Среднее – 10,19																
Yb/Sm	0,49	0,56	0,24	0,39	0,47	0,37	0,53	0,48	0,39	0,38	0,45	0,36	0,44	0,4	0,44	0,39	
	Среднее – 0,42																
Y/Sm	1,83	2,76	2,58	1,96	2,15	1,99	2,29	2,05	2,2	1,9	2,02	1,8	2,33	1,86	2,33	2,02	
	Среднее – 2,13																
Ce/Ce*	1,05	1,06	1,73	1,04	1,05	1,22	1,0	1,03	1,01	1,0	1,02	1,02	1,21	1,04	1,09	1,01	
	Среднее – 1,1																
Eu/Eu*	0,72	0,72	0,68	0,71	0,67	0,78	0,88	0,66	0,64	0,69	0,65	0,7	0,82	0,64	0,8	0,7	0,69
	Среднее – 0,72																

Примечание: обр. 42 и 43 отобраны из приконтактной зоны кварцевой жилы (обр. 41).

Данные выводы согласуются с результатами ранее проведенных исследований [1, 8, 9], которые определяют образование триасовых отложений в геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины с дальнейшим преобразованием в коллизийный период в покровно-складчатые структуры и проявлениями мезозойского магматизма.

На основании поведения микроэлементов можно сделать выводы, что образование первичных осадков нельгесинского времени происходило на значительном удалении от береговой линии в условиях гумидного климата при постоянно высоких скоростях осадконакопления в относительно мелководной области внешнего шельфа в пределах пассивной континентальной окраины. Стабильность тектонического режима подчеркивается близким содержанием микроэлементов во всех литологических разностях пород, что определяется неизменностью области сноса во время формирования свиты. Многочисленные разрывные нарушения в пределах района определяются как ниже-среднекоровые, не достигающие мантии. Кварцевые жилы и прожилки образованы за счет внедрения низкотемпературных гидротермальных растворов в уже ослабленные зоны при общем растяжении коры.

Литература

1. Схема тектонического районирования территории России. Масштаб 1: 5 000 000. Объяснительная записка. М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001. 99 с.
2. *Виноградов А.П.* // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
3. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 С.
4. *Шатров В.А., Ненахов В.М., Сиротин В.И. и др.* // Геохимия. 2002. №4. С. 450–458.
5. *Маслов А.В., Гареев Э.З.* Использование петрогеохимических данных для реконструкции условий формирования осадочных образований (на примере стратотипического разреза докембрия. Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия. Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 18–20 марта 2003 г.). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. С. 228–231.
6. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и земли. М.: Наука, 1985. 224 с.
7. *Мельцер М.Л., Семенов В.П., Крацов Р.В.* Литогенетические преобразования рудного вещества при метаморфизме пород Нерской зоны (Верхне-Индибирский золотоносный район). В кн.: Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы к первому Всероссийскому литологическому совещанию 19–21 декабря 2000. (г. Москва). М.: ГЕОС, 2000. С. 6–10.
8. *Поспелов И.И., Еремеев Н.В.* Эволюция палеогеографических условий формирования Верхоянского многоосинклинального бассейна. В кн.: Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса. Материалы к первому Всероссийскому литологическому совещанию 19–21 декабря 2000 (г. Москва). М.: ГЕОС, 2000. С. 142–145.
9. *Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.* Специфика фанерозойских магматических образований Верхоянской континентальной окраины как показатель геодинамического режима ее развития. В кн.: Новые идеи в науках о земле. Материалы IV международной конференции. Москва, 2003. С. 116.

Микроэлементы в породах курской серии нижнего протерозоя – индикаторы геодинамических обстановок формирования

Вещественный состав метаосадочных пород докембрия, особенно метапелитов, несет информацию о геодинамических и фациальных условиях формирования первичных осадков. При этом на первое место выходит химический состав пород, особенно информативны микроэлементы, среди которых наибольшими индикационными свойствами обладают редкие земли (REE). Изучение элементного состава пород курской серии произведено методом индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS Induktively Coupled Plasma Mass Spectrometry) (лаборатория ИГЕМ, Москва).

Объектом изучения являются метаосадочные породы стойленской свиты, нижняя и верхняя сланцевые подсвиты коробковской свиты (юго-восточная часть Стретенской залежи Коробковского месторождения КМА). Нижняя стойленская подсвита в разрезе месторождения представлена преимущественно кварцитопесчаниками, верхняя подсвита – филлитовидными двуслюдяными сланцами, нижняя коробковская сланцевая подсвита – кварц-биотитовыми слабоуглистыми и филлитовидными сланцами, верхняя сланцевая подсвита – гранат-биотитовыми и мусковит-биотитовыми сланцами.

Для пород стойленской свиты отмечается пестрый характер распределения REE (нормировано к глинам платформ по Ю.А.Балашову) [1]: кварцитопесчаники нижней подсвиты имеют слабовыраженный дефицит средних (Nd–Dy) и избыток тяжелых (Ho–Lu); сланцы верхней подсвиты характеризуются избыток легких (La–Pr) при дефиците средних и тяжелых. Такое распределение редких земель объясняется разнообразием фациальных обстановок формирования осадков стойленского времени. Сланцы нижней и верхней коробковских подсвит характеризуются близким типом распределения REE – слабовыраженным дефицитом тяжелых REE, что предполагает осадкообразование в относительно мелководно-морских условиях шельфа.

Для нижней стойленской подсвиты среднее значение $\Sigma(\text{REE}+\text{Y}) = 20,34$ г/т (таблица), что связано с преобладанием в составе отложений кварца, для верхней подсвиты $\Sigma(\text{REE}+\text{Y}) = 183,56$ г/т, что в целом близко к содержанию REE в глинах древних платформ (196 г/т) [1]. $\Sigma(\text{REE}+\text{Y})$ в сланцевых подсвитах коробковской свиты изменяется незначительно, среднее для подсвит– 119,8 г/т, что подтверждает близость фациальных обстановок формирования коробковской свиты [2, 3, 4].

¹ Воронежский государственный университет (ВГУ), Воронеж, Россия

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

Таблица 1. Содержания редкоземельных элементов (г/т) и геохимические отношения в отложениях курской серии нижнего протерозоя (юго-восточная часть Стретенской залежи Коробковского месторождения КМА)

№ пробы	C-1	C-3	C-4	C-6	C-7	C-8	C-9	C-10	C-12	C-13	C-14	C-15	C-16	C-17	C-18	C-19	C-21	C-22	C-24	
	Нижнестойленская подsvита				Верхнестойленская подsvита						Нижняя сланцевая подsvита коробковской свиты						Верхняя сланцевая подsvита коробковской свиты			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
La	5,06	2,55	3,20	3,0	51,59	15,53	3,32	6,40	15,50	17,74	29,88	29,12	22,46	14,47	10,47	21,13	22,70	29,35	17,65	
Ce	11,7	5,44	5,97	6,15	123,9	45,70	28,30	93,37	99,68	41,58	67,13	65,54	50,62	32,07	27,78	46,08	46,44	65,42	39,56	
Pr	1,24	0,60	0,60	0,57	13,24	4,53	2,62	8,73	11,07	4,05	6,71	6,38	5,49	3,61	2,97	4,50	4,77	6,40	4,10	
Nd	5,38	2,28	1,58	2,81	54,55	16,48	9,95	30,20	44,47	16,47	26,32	25,79	20,67	12,24	12,40	16,35	18,2	24,8	13,88	
Sm	0,86	0,41	0,23	0,48	9,64	3,76	1,54	4,19	7,91	3,05	4,72	4,51	3,52	3,04	2,37	2,82	3,84	4,17	2,71	
Eu	0,17	0,07	0,05	0,12	2,16	1,35	0,60	1,0	2,06	1,09	1,02	0,85	1,30	0,59	0,57	0,57	0,85	0,90	0,60	
Gd	0,73	0,3	0,39	0,37	11,58	5,52	2,11	4,38	9,03	3,78	6,06	5,07	5,2	3,65	3,30	3,57	3,58	5,58	3,52	
Tb	0,17	0,07	0,05	0,12	1,75	0,77	0,26	0,57	0,98	0,60	0,56	0,62	0,65	0,48	0,72	0,45	0,43	0,62	0,53	
Dy	0,91	0,20	0,32	0,60	13,11	5,03	1,15	2,02	4,83	3,37	2,90	3,25	3,42	2,46	3,25	2,25	2,68	2,91	2,37	
Ho	0,25	0,04	0,07	0,19	2,94	0,84	0,20	0,43	0,88	0,65	0,52	0,64	0,59	0,57	0,69	0,48	0,46	0,54	0,45	
Er	0,88	0,22	0,33	0,54	10,83	2,77	0,53	1,07	2,31	1,79	2,08	2,02	1,69	1,71	1,97	1,34	1,25	1,52	1,45	
Tm	0,13	0,05	0,05	0,07	1,99	0,36	0,10	0,16	0,22	0,27	0,29	0,30	0,24	0,21	0,30	0,19	0,19	0,21	0,21	
Yb	0,88	0,28	0,22	0,76	14,24	2,57	0,57	1,33	1,74	1,93	1,86	1,98	1,91	2,50	2,48	1,39	1,44	1,43	1,45	
Lu	0,15	0,05	0,04	0,17	2,02	0,38	0,1	0,2	0,20	0,31	0,26	0,28	0,32	0,30	0,26	0,23	0,17	0,24	0,24	
Y	4,86	1,38	1,68	3,32	51,59	15,53	3,31	6,40	15,50	1217	9,69	11,30	9,97	9,83	12,34	8,16	7,92	9,49	8,61	
REE+Y	33,4	13,94	14,78	19,27	365,2	121,1	54,66	160,5	216,4	108,9	160,0	157,7	128,1	87,73	81,87	109,5	114,9	153,6	97,33	
	20,34				183,56						120,69						118,84			

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
La/Yb	5,75	9,11	14,55	3,95	3,62	6,04	5,82	4,81	8,91	9,19	16,06	14,71	11,76	5,73	4,22	15,2	15,76	20,5	12,17	
	8,34				5,84					10,28						15,91				
Eu/Eu*	0,66	0,6	0,53	0,87	0,65	0,95	1,07	0,74	0,78	1,03	0,61	0,57	0,97	0,56	0,65	0,58	0,72	0,6	0,62	
	0,67				0,84					0,73						0,63				
Ce/Ce*	1,13	1,14	1,27	1,08	1,20	1,21	1,24	1,3	1,15	1,24	1,22	1,23	1,21	1,23	1,21	1,25	1,15	1,24	1,28	
	1,16				1,22					1,22						1,23				
Ce/ Y	2,72	4,38	3,69	2,14	2,32	2,59	5,56	8,69	5,06	3,38	5,61	5,19	4,34	3,04	2,23	5,06	5,34	5,81	4,17	
	3,23				4,84					3,97						5,1				
La/Sm	5,88	6,22	13,91	6,25	5,35	4,13	2,16	1,96	1,96	5,82	6,33	6,46	6,20	4,76	4,42	7,49	5,91	7,04	6,51	
	8,07				3,11					5,67						6,74				
Ce/Sm	13,6	13,27	25,97	12,81	12,86	12,15	18,38	22,28	12,6	13,63	14,22	14,53	14,38	10,55	11,72	16,34	12,09	15,69	14,60	
	16,41				15,65					13,17						14,68				
Yb/Sm	1,02	0,68	0,96	1,58	1,48	0,68	0,37	0,32	0,22	0,63	0,39	0,44	0,54	0,82	1,05	0,49	0,38	0,34	0,54	
	1,06				0,61					0,65						0,44				
Y/Sm	5,65	3,37	7,3	6,92	5,35	4,13	2,15	1,53	1,96	3,99	2,05	2,51	2,83	3,23	5,21	2,89	2,06	2,28	3,18	
	5,81				3,02					3,30						2,60				

Коэффициенты La/Yb, La/Sm, Ce/Sm, Yb/Sm, Y/Sm, могут считаться индикаторами глубин осадкообразования [1, 5, 6]. Сложность их применения для определения обстановок образования осадков в раннестойленское время объясняется преимущественным накоплением обломочных отложений, которые менее информативны по сравнению с пелитами. На основании геохимических коэффициентов и распределения REE (дефицит средних лантаноидов) предполагаются прибрежно-морские и пляжевые фациальные условия, иногда довольно глубоководные, так как именно такой характер распределения редких земель обычен для устьевых частей речных водотоков [1]. Формирование нижней части разреза метапелитов верхней стойленской подсветы происходило в относительно глубоководных обстановках, близких к условиям образования нижней подсветы, выше по разрезу прослеживается обмеление палеобассейна. Формирование осадков в раннекоробковское время происходило в наиболее глубоководных, по сравнению с позднестойленским и позднекоробковским временами, условиях [2, 3, 4]. Таким образом, отчетливо прослеживается общий трансгрессивно-регрессивный цикл развития бассейна, имеющий максимум трансгрессии в раннекоробковское время.

Значение Eu/Eu^* в метапелитах и метапсаммитах (таблица) изменяется в незначительных пределах, от 0,63 до 0,84 (среднее 0,72), что близко к среднему содержанию в глинистых породах [7] и является показателем отсутствия в породах вулканогенного материала. Отношение $\sum Ce / \sum Y$, где $\sum Ce$ (La–Cd), $\sum Y$ (Tb–Lu, Y) изменяется от 3,23 до 5,1, среднее 4,3, что соответствует гумидным климатическими условиям [2]. Среднее значение Ce/Ce^* по курской серии – 1,21, что можно считать показателем обстановки осадконакопления в условиях внутриконтинентального морского бассейна [2].

Содержания большинства микроэлементов в метапелитах и метапсаммитах курской серии близки к кларковым [8]. Для всех типов пород отмечены высокие содержания (до 10 и более раз выше кларка) Ag, Cd, Sn, Te, Au, Bi. Такое поведение микроэлементов подтверждает стабильность структурного плана территории на момент формирования отложенной серии, что обуславливает неизменность источников сноса.

Таким образом, анализ поведения микроэлементов в отложениях курской серии нижнего протерозоя не противоречит результатам ранее проведенных литологических исследований [2], позволяет детализировать условия образования серии. Первичные осадки курского времени (за исключением железорудных подсвет) образовались в условиях относительно мелководного шельфа внутриконтинентального морского бассейна, при этом в раннестойленское время отмечается развитие пестрых фациальных обстановок, вплоть до довольно глубоководных. На фоне стабильного тектонического режима территории выделяются трансгрессивно-регрессивные циклы разных рангов – от более мелких, совпадающих по времени развития с подсветой, до более крупных, отвечающих серии в целом [9].

Литература

1. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267 с.
2. *Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т. 1. Кн. 1.* М.: Недра, 1970. 439 с.
3. *Шатров В.А.* // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 3. С. 1–4.
4. *Шатров В.А.* // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2004. № 1. С. 38–42.
5. *Зеленская А.Н., Шатров В.А., Войцеховский Г.В.* // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 1999. № 8. С. 38–45.
6. *Шатров В.А., Войцеховский Г.В., Зеленская А.Н.* // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 2000. № 3(9). С. 95–101.
7. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и Земли. М.: Наука, 1985. 224 с.
8. *Виноградов А.П.* // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
9. *Сиротин В.И., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М., Служин А.Д.* // Вест. Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2000. № 5 (10). С. 47–52.

В.П. Шатров¹

Тектонические и палеогеографические обстановки девонского фосфоритообразования на восточном склоне Северного Урала

Фосфориты, в принципе, не характерный вид минерального сырья для палеозоя восточного склона Урала. Но в 70-80-х годах прошлого века на Полярном и Приполярном Урале были открыты рудопроявления фосфоритов различного генезиса. В основном это два генетических типа – первичные желваково-конкреционные и вторичные хемогенно-осадочные фосфориты, связанные с выветриванием фосфатсодержащих толщ.

Наиболее богатыми рудами являются желваково-конкреционные руды Собского рудопроявления в Щучийском прогибе с содержанием P_2O_5 41%, связанные с органогенно-обломочными конгломератовидными известняками визейского возраста. Вмещающие слоистые органогенно-обломочные известняки содержат фосфоритовые хорошо окатанные желваки размером до 7 см, а их содержание в отдельных прослоях достигает 30% [3].

В Северососьвинском бассейне на Приполярном Урале впервые рудопроявление фосфатов было открыто тюменским геологом И. Н. Крыловым в 1976 г на р. Арбынь (приток р. Манья) севернее пос. Усть-Манья [7, 8]. Это нетрадиционное для Урала фосфатопоявление выявлено совершенно случайно задирковым опробованием глин одного из шурфов при геологической съемке и поисковых работах на девонские бокситы. Оказалось, что материал пробы на 60–75 % состоит из карбонат-апатита с содержанием P_2O_5 22,29 %.

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Позднее нашими работами (они сопровождалась проходкой шурфов, опробованием, изучением керна поисковых скважин) установлено, что рудопоявление связано с толщиной брекчий полимиктового, существенно вулканомиктового, состава, которая протягивается узкой полосой от р. Маньи на юге до р.р. Лопсия – Нахор на севере, занимая промежуточное положение между основными вулканитами силура на западе и вулканогенно-осадочными и карбонатно-терригенными отложениями среднего девона на востоке. Севернее обломочная толща обнажается также в береговых уступах р. Лопсии.

Представлены эти образования переслаивающимися полимиктовыми брекчиями и конглобрекчиями, состоящими из неокатанных и слабоокатанных обломков порфиров, туфов, туфопесчаников, известняков с прослоями и линзами известняков, вишнево-бурых алевролитов и глинистых сланцев. Связующая известняково-туфогенная масса состоит из мелких обломков известняков и вулканитов. Характерной для нижнедевонских пород является их пестрая красно-зеленая окраска: чередование зеленоцветных и красноцветных пород.

Возраст фосфатсодержащей толщи определяется как нижний девон, точнее нерасчлененный. Непосредственно восточнее (и выше по разрезу) породы толщи замещаются хорошо фаунистически охарактеризованными карбонатными и вулканогенно-осадочными породами карпинского горизонта верхней части нижнего девона, сложенного красноцветными глинистыми известняками, глинистыми сланцами, конгломератами [10].

Фосфатные проявления локализуются в горизонтах выветрелых первично обогащенных фосфором пород и приурочены к участкам с эрозийными и эрозийно-аккумулятивными формами рельефа. Малоомощная (до 3,5м) кора выветривания брекчий локального или трещиннокарстового типа имеет зональное строение (снизу-вверх):

а) горизонт каменного элювия – выветрелые вулканомиктовые известняковые брекчии,

б) горизонт глинистого структурного элювия – глина светло-серая, желто-серая, с обломками твердых пород и с тонкими корочками, скорлупками фосфорита (фосфатные пеллеты). Это и есть фосфатсодержащий горизонт. Термографический анализ глин указывает на монтмориллонит-гидрослюдистый их состав. Методом рентгеноструктурного анализа определены монтмориллонит и основной фосфат. Опробование показало содержание P_2O_5 в фосфатном горизонте от 11 до 28%, в исходной продуцирующей породе – 0,36–1,4%.

Всем образцам глин свойственны довольно высокие содержания фосфорного ангидрита (11-28) и низкие – углекислоты (1, 36-2, 93%).

Судя по этим параметрам, фосфатный минерал представлен низкокарбонатным фторкарбонатпатитом (франколитом) или близким к нему фосфатным минералом. Фосфаты Арбыньинского участка напоминают глиноподобный фосфат, который описывают И.И. Гинзбург и И.А. Рукавишников [2] в наблюдавшейся ими на Среднем Урале карстовой полости известняков.

Вероятно, эти фосфаты представляют собой остаточно-инфильтрационные образования, сформировавшиеся в карстовых углублениях, развитых в пределах распространения карбонатно-вулканогенной толщи, содержащей пачки известняков. Первичные фосфаты не найдены, но, вероятно, они присутствуют в материнской породе, о чем свидетельствуют скорлупки темно-серого, возможно, первичного фосфорита с содержанием P_2O_5 28,46%.

Все известные залежи фосфатного сырья относятся к различным генетическим типам. Фосфориты Арбыньинского участка образовались в результате гипергенной фосфатизации и относятся к эпигенетическим фосфоритам коры выветривания. Месторождения вторичных руд – продуктов выветривания фосфатоносных пород известны во Франции, Бельгии, Марокко, США (Флорида), Казахстане (Каратау), а в России в Среднем Поволжье, Приуралье. Эпохи повышенного фосфатонакопления отвечают периодам интенсивного развития процессов выветривания, и многие ученые связывают накопление фосфоритов с повышенным привнесением фосфора из развивающихся на континентах кор выветривания. Первым эту идею применительно к желваковым и зернистым фосфоритам выдвинул Н. С. Шатский. Многие исследователи [1] указывали на связь высоких концентраций фосфора с оолитовыми железными рудами и бокситами. Повышенное содержание фосфора объясняется также продолжительным временем пребывания материнских пород в континентальных условиях, благоприятных для обогащения их фосфором. Фосфор концентрируется в эпохи корообразования на платформенной суше и при размыве поступает в бассейн седиментации.

Например, Ашинское месторождение фосфоритов образовалось в результате химического выветривания слабо фосфатизированных артинских известняков (P_2O_5 0,6–2,2%) и его формирование происходило в результате выщелачивания карбонатного материала и накопления остаточного фосфата.

Что касается источника фосфора Арбыньинского рудопроявления, то им была древняя кора выветривания, развившаяся в конце силураначале девона на прилегающей с запада вулканической Северососьвинской суше, являющейся северным продолжением Петропавловского поднятия с известными месторождениями девонских бокситов СУБР. Широкое развитие в разрезах девона Северного и Приполярного Урала красноцветных пород свидетельствует о близком расположении размываемой суши.

Каждой эпохе фосфоритообразования предшествует эпоха глубокой эрозии, выравнивания горного рельефа, т. е. эпоха орогенеза. В конечном итоге именно орогенез, его активность определяют накопление терригенного материала в бассейне седиментации. Раннедевонская эпоха на Урале, его западном и восточном склонах, разделенных с начала палеозоя осевым Центрально-Уральским поднятием древних пород, характеризовалась доминирующими вертикальными движениями, перио-

дическим осушением мелководного шельфа и превращением его в денудационную поверхность и зону обширных пенепленов с коро- и бокситообразованием (пражский ярус Северного Урала и СУБР).

Становление СУБР было predetermined тектонической эволюцией в палеозое всего североуральского сегмента Уральского подвижного пояса, вмещающего бокситовый бассейн Петропавловского орогенного поднятия, под которым расположена западная Кумбинско-Петропавловская структурно-фациальная зона (СФЗ) Тагильского прогиба [6, 9]. Эта зона в конце силура–начале девона в результате воздымания превращается в тектонически устойчивую платформенную блоковую структуру, в пределах которой геосинклинальные условия уже не возобновлялись.

В этапы высокого стояния уровня моря возобновляется рост рифовых построек. На восточном склоне Урала в силуре и девоне формируется мощная линейная рифовая система, протягивающаяся с перерывами до Щучьинского прогиба. Рифообразование и биос – важные элементы в сложной системе фосфатонакопления (как и бокситонакопления): растворенный P_2O_5 усваивается планктоном, осаждается в донных ловушках, затем уже в прибрежной зоне или на суше накапливается в коре выветривания.

Таким образом, девонский фосфатный бассейн характеризовался продолжительными крайне мелководными платформенными условиями осадконакопления, что совершенно исключает существование Уральского палеоокеана. Это были эпиконтинентальные бассейны, не имеющие связи с океаном, характеризующиеся теплым и влажным гумидным климатом. Об этом также свидетельствуют широкое развитие рифов и теплолюбивая биота.

Вышеизложенное дает право уверенно предполагать широкое развитие процессов фосфогенеза в пределах всего восточного склона севера Урала, связанного с девонскими отложениями. В равной степени речь идет как о первичных, так и о гипергенных проявлениях фосфоритов. Находки этого полезного ископаемого на Полярном и Приполярном Урале позволяют нам выделять потенциально фосфоритоносную провинцию, протянувшуюся вдоль восточного склона Урала.

Литература

1. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1960. 195 с.
2. Гинзбург И.И., Ружавишникова И.А. Минералы древней коры выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 705 с.
3. Островский Л.Я., Костюк М.А. Собское рудопроявление фосфоритов. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1985. С. 129–130.
4. Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Материалы к познанию геологического строения СССР. М.: МОИП, 1947. 204 с.
5. Холодов В.Н. Главнейшие причины возникновения эпох фосфоритообразования в истории Земли. Материалы. 3 Всероссийского литологического совещания. М.: Изд-во Моск. Унта, 2003. С. 34–35.

6. Шатров В.П. Геологическая позиция и палеотектонические условия образования бокситов Петропавловской зоны Тагильского среднепалеозойского погружения. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1975. 29 с.
7. Шатров В.П. Первая находка гипергенных фосфоритов в девонских отложениях восточного склона Урала. Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1985. С. 130–132.
8. Шатров В.П. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 2. С. 461–465.
9. Шатров В.П. // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 239–242.
10. Шатров В.П., Петрова Л.Г. Девон центральной части Северососьвинского бассейна. Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала. Свердловск, 1984. С. 37–49.

Б.Н. Шашорин¹

Глубинная тектоника западного сектора Центральной Азии и закономерности размещения полезных ископаемых (W, Sn, Au, U)

Древние (PR) и фанерозойские орогенные (складчатые) пояса всё чаще рассматриваются в геологической литературе как грандиозные структуро-рудообразующие системы, обусловленные тектоническим скупиванием блоков пород континентального и океанического происхождения в зонах коллизии палеоплит. Анализ геологических и геофизических материалов свидетельствует, что для коллизионных зон характерны мощная континентальная кора (в Гималаях и на Тибете до 80 км), обширные ареалы гранитоидных масс (I-, S-типов), пониженные значения поля силы тяжести, которым соответствуют металлогенические провинции с высоким рудным потенциалом. Это позволяет использовать тектонические факторы и модельные геофизические образы рудоносных областей как критерии прогноза в поисковой практике.

Урал – один из эталонов складчатых поясов с полным циклом геодинамического развития [4], крупнейшая металлогеническая провинция. В наблюдаемом поле силы тяжести и в рельефе поверхности Мохоровичича (данные ГСЗ) прослеживаются цепочки региональных гравитационных максимумов (палеоостроводужная ось) и минимумов (коллизинная ось), характерны значительные мощности земной коры – 46 км и более (рис. 1). С палеоостроводужными (O₃-D) и коллизинными (C-P) областями горного (складчатого) Урала, выраженными в геофизических полях соответствующими признаками (рис. 1), связаны крупные месторождений железа, золота, меди, редких металлов.

Северный Казахстан – крупнейшая металлогеническая провинция Центральной Азии.

¹ Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ФГУП ВИМС МПР), Москва, Россия

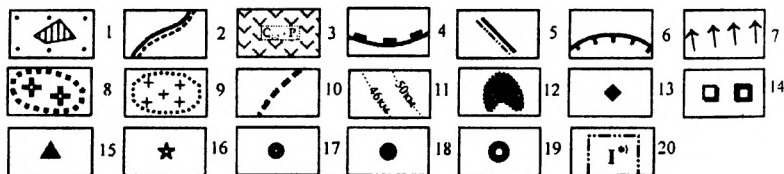
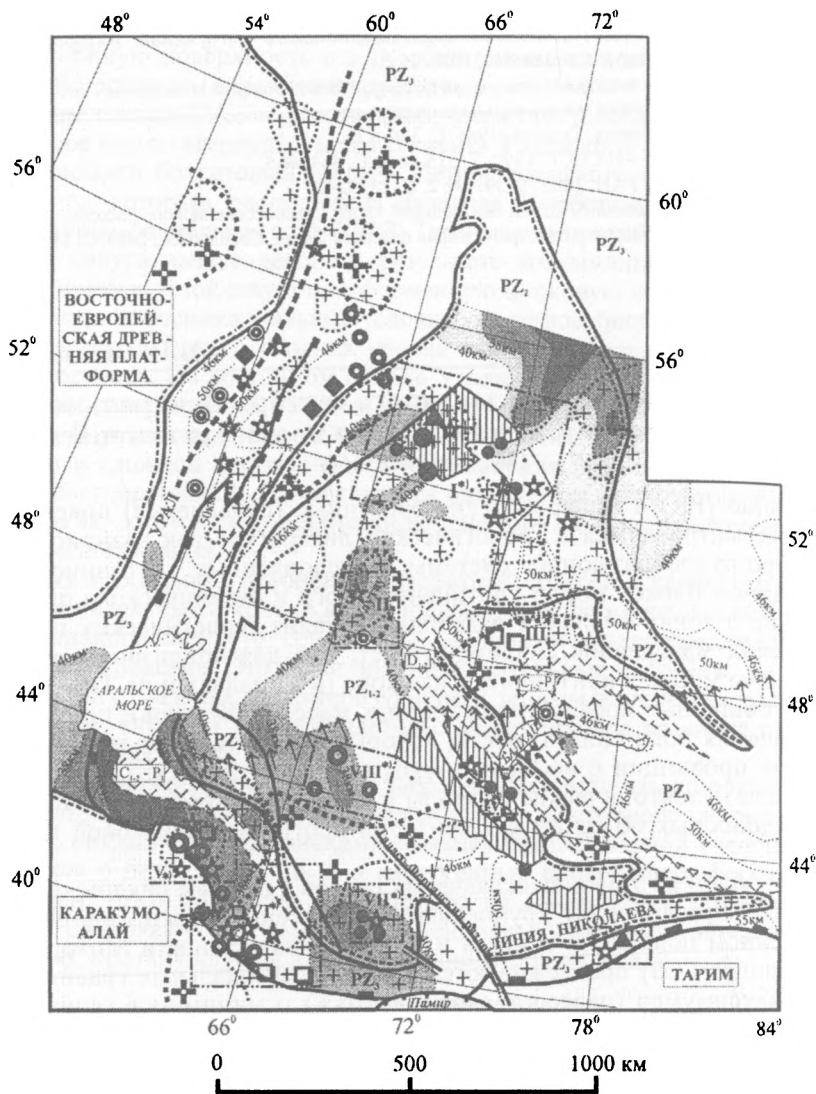


Рис. Структурно-металлогеническая схема Западного сектора Центральной Азии (по [6] с дополнениями).

1 – Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньский каледонский массив (штриховкой выделены блоки-микроконтиненты с дорифейской корой); 2 – границы континентальных палеоплит (в центре схемы – Казахстано-Киргизский палеоконтинент); 3 – окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса (ОКВПП) и их возраст; 4 – варисийские офиолитовые швы, сутуры, фронты надвигов; 5 – раннекеммерийские и альпийские сдвиговые зоны; 6 – альпийские надвиговые пояса; 7 – северная граница альпийского субороженного пояса (по [3]); 8,9 – региональные «очаги» разуплотнения земной коры (гравитационные минимумы), выделенные [6] по наблюдаемому полю D_g с различными радиусами осреднения: 8 – нижнекоровые, 9 – верхнекоровые; 10 – ось плотных масс в структуре земной коры Урала (по данным [6]); 11 – линии рельефа поверхности Мохоровичича (глубины до границы М в км по [1]); 12 – области с «тонкой» корой (< 40 км); 13–17 – рудные объекты палеозойского возраста: 13 – Fe, 14 – W, Mo – W, 15 – Sn, 16 – Au, 17 – Cu; 18 – эндогенные месторождения урана, локализованные в складчатом фундаменте палеоплит и в пределах континентальных вулканоплутонических поясов; 19 – эпигенетические месторождения урана, локализованные в МЗ-КЗ осадочном чехле палеоплит; 20 – металлогенические провинции (звездочками отмечены ураноносные): I – Северо-Казахстанская, II – Улутауская, III – Центрально-Казахстанская, IV – Южно-Казахстанская, V – Центрально-Кызылкумская, VI – Северо- и Южно-Нуратинские, VII – Чаткало-Кураминская, VIII – Чу-Сарысуйская и Сырдарьинская, IX – Сарыджаская

Центральным элементом неоднородности земной коры Северного Казахстана является региональный «очаг» разуплотнения коры (РОРЗК) – гравитационный минимум размером около 45 тыс. км², интенсивностью до -10 мГал и менее (рисунок). Для него характерны: а) утолщенная кора (в эпицентре >45 км, данные ГСЗ МОВ, МОВЗ), б) ареалы развития PZ₁₋₂ гранитов, относящихся к орогенным комплексам (I-, S-типам по [5]), в) современный горный рельеф (Боровое, Имантау, Аиртау). В ареале РОРЗК (субщелочных гранитов D₁₋₂) локализуются практически все известные на территории Северного Казахстана месторождения и рудопроявления олова, вольфрама, тантала, ниобия, циркония, редкоземельных элементов. Месторождения урана располагаются по периферии РОРЗК – в контурах активизационных (D₂₋₃) рифтогенных структур с утоненной корой (40 км и менее).

Центральный и Юго-Восточный Казахстан. Обширные гравитационные минимумы (РОРЗК) фиксируются в пределах Джунгаро-Балхашской позднепалеозойской складчатой области и южнее (см. рисунок). Их суммарная площадь более 100 тыс. км². В плане им соответствуют: мощная континентальная кора (46–50 км), пермская Центрально-Казахстанская Мо-W-носная металлогеническая провинция с крупными месторождениями (Коктенкольское, Верхнее Кайракты, др.), Южная Коунрадская Су-Мо рудная провинция (см. рисунок).

Средняя Азия. Грандиозный РОРЗК выявлен на юге Казахстана, в Средней Азии – в области коллизии Казахстано-Киргизского палеоконтинента с блоками Каракумо-Алая и Тарима (см. рисунок). Его площадь более 750 тыс. км².

Герцинская коллизия палеоплит в Средней Азии была длительной – охватывала период C_{2-3} – P_1 [2], сопровождалась тектоническим сжатием, утолщением, разогревом, плавлением коры в зоне коллизии, раннепермским магматизмом преимущественно кислого состава.

Позднепалеозойские деформационно-тепловые эффекты в Средней Азии были усилены за счет альпийской плейт-тектоники – надвигания геоблоков Афгано-Памирского сектора на PZ_3 коллизионно-складчатые сооружения Южного и Срединного Тянь-Шаня, что привело к наблюдаемому сегодня в Средней Азии феномену: утолщению и разуплотнению коры, формированию гигантского (общей площадью >750 тыс. км²) гравитационного минимума, очерчивающего варисцийские и альпийские надвиговые пояса (см. рисунок).

Средне-Азиатскому РОРЗК соответствуют: а) мощная континентальная кора (в Восточном Тянь-Шане 46–55 км), б) ареалы раннепермского гранитоидного магматизма (герцинский Тянь-Шань), в) PZ_3 металлогенические провинции: Центрально-Кызылкумская (W-Au), Северо- и Южно-Нуратинская (W-Sn-Au), Чаткало-Кураминская (Au, U), Сарыджазская (Sn-Au) и др., г) эпигенетические урановые месторождения миоцен-четвертичного возраста (Центрально-Кызылкумская, Чу-Сарысуйская, Сырдарьинская ураноносные провинции), локализованные по периферии РОРЗК в осадочном чехле палеоплит и связанные с областями с утоненной корой (40 км и менее) (см. рисунок).

Выделенные РОРЗК являются областями с высоким рудным потенциалом. В их пределах и в ближайшей периферии целесообразно проводить средне-крупномасштабные поисковые и оценочные работы на выявление широкого круга полезных ископаемых.

Литература

1. Антоненко А.Н., Бикеев В.С. и др. Глубинное строение складчатых районов Казахстана по сейсмическим данным. В кн.: Геология и металлогения Казахстана. Алма-Ата, 1989. С. 162–172.
2. Бискэ Ю.С. Палеогеодинамика области Туркестанского океана. II. Позднепалеозойские реконструкции. СПб: Изд-во СПб. Университета, 2001. С. 3–17.
3. Грушевой Г.В., Печенкин И.Г. Металлогения ураноносных осадочных бассейнов Центральной Азии. М.: Изд-во ВИМС, 2003. 102 с.
4. Иванов К.С. Палеогеодинамика Урала. В кн.: Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонического совещания, Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 275–277.
5. Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н. и др. // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.
6. Шашорин Б.Н. «Очаги» разуплотнения в PZ_{2-3} тектонике Центральной Азии (западный сектор). В кн.: Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания, Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 309–312.

Глубинное строение, палеотектоника и ураноносность восточного сектора Центральной Азии

Центральным элементом тектоники плит восточного сектора Центральной Азии является Монголо-Сибирский палеоконтинент (рисунок), сформированный в раннем палеозое за счет аккреции к Сибирскому кратону рифейских блоков-микроконтинентов и их гранитной спайки в процессе каледонской орогении. Современные южная и юго-западная границы палеоконтинента реконструируются по траверсу D-C-P и T-J₁ окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, трассировавших в PZ_{2,3}-MZ₁ его активную континентальную окраину (см. рисунок). В пределах палеоконтинента по геологическим и геофизическим данным выделяется [7] ряд региональных «очагов» разуплотнения земной коры (РОРЗК), которым соответствуют значительные мощности континентальной коры (за исключением Байкальского рифта и отдельных областей Восточного Забайкалья), ареалы гранитоидного магматизма, крупные металлогенические провинции.

Наиболее грандиозный РОРЗК с мощной корой (45 км и более, данные ГСЗ) – Тувино-Монгольский, площадью более 500 тыс. км² – маркирует PZ_{2,3}-MZ₁ активную континентальную окраину Монголо-Сибирского палеоконтинента. В современном плане ему соответствуют «обломки» древних платформ, впамянные в каледонское складчатое обрамление Сибирского кратона (см. рисунок), Хангайское, Хэнтэйское поднятия, Даурский свод, ядерные части которых сложены массивами гранитоидов позднего палеозоя-мезозоя [4, 6], соответствующие им W-Sn-Au-носные металлогенические пояса и зоны.

Крупный региональный «очаг» разуплотнения земной коры (РОРЗК) выявлен [7] в области коллизии Монголо-Сибирского палеоконтинента с блоками Северо-Китайской древней платформы (Аргунским, Хингано-Буреинским, см. рисунок). Его площадь более 150 тыс. км². В северном и северо-западном обрамлении данного РОРЗК располагается ряд золоторудных месторождений (Балейское, Ново-Широкинское, Аленгуйское, Гурулевское, др.), мезозойские жильно-штокверковые месторождения урана (Стрельцовская группа, др.).

Обширные «очаги» разуплотнения земной коры фиксируются в Северном Забайкалье, на юге Алданского щита (см. рисунок).

В Северном Забайкалье РОРЗК очерчивает контуры гигантского Ангаро-Витимского батолита, формирование которого происходило в палеозое – в условиях аккреционной тектоники [2], при участии плюма [9].

¹ Федеральное государственное унитарное предприятие Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ФГУП ВИМС МПР), Москва, Россия

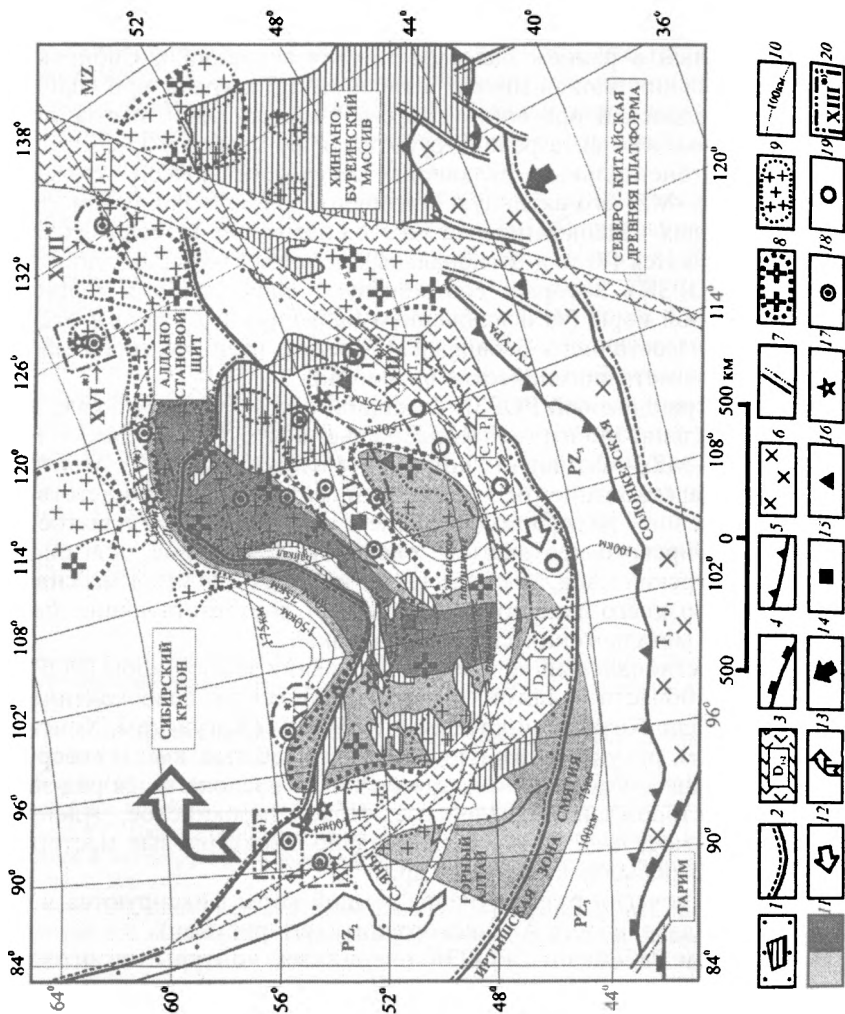


Рис. Структурно-металлогеническая схема юга Сибири (по [7, 8] с дополнениями)

1 – каледонское складчатое обрамление Сибирской древней платформы (штриховкой показаны блоки-микроконтиненты с дорифейской корой); 2 – границы континентальных палеоплит (в центре схемы показан Монголо-Сибирский палеоконтинент); 3 – окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса (ОКВП) и их возраст; 4, 5 – офиолитовые швы, сутуры, фронты надвигов: 4 – варисцидские, 5 – раннекимммерийские; 6 – континентальная кора, сформированная в МЗ; 7 – позднекимммерийские и альпийские сдвиговые зоны; 8, 9 – региональные «очаги» разуплотнения земной коры (гравитационные минимумы), выделенные [7] по наблюдаемому полю Δg с различными радиусами осреднения: 8 – нижнекоровые, 9 – верхнекоровые; 10 – изомощности литосферы (в км по [3]); 11 – поднятия в кровле астеносферы (глубины залегания < 75 км); 12 – вектор сдвигения Монголо-Сибирского палеоконтинента в D-C-P и T-J, время (по [2]); 13 – направление вращательного движения Монголо-Сибирского палеоконтинента в то же время (по [1]); 14 – вектор силового давления Северо-Китайской плиты в позднекимммерийское и альпийское время; 15–17 – рудные объекты палеозойского и мезозойского возрастов: 15 – W, 16 – Sn, 17 – Au, 18 – эндогенные месторождения урана, локализованные в складчатом фундаменте палеоплит и в пределах континентальных вулканоплутонических поясов (цифрой 1 отмечена Стрельцовская группа); 19 – урановорудные узлы Монголии (по [5]); 20 – урановорудные районы (УРР) и провинции (УРП) России: X – Минусинский УРР, XI – Восточно-Саянский УРР, XII – Присяянский УРР, XIII – Монголо-Приаргунская УРР, XIV – Центрально-Забайкальская УРР, XV – Нечерский УРР, XVI – Эльконский УРР, XVII – Учуро-Улканский УРР

Региональные «очаги» разуплотнения земной коры на юге Алданского щита очерчивают область коллизии Чарско-Алданской и Становой литосферных плит и более молодые МЗ-КЗ орогенические пояса и зоны.

Анализ распределения мощностей литосферы в пределах рассматриваемого региона показывает полное соответствие выделенных региональных «очагов» разуплотнения земной коры (за исключением Приаргунского и восточной части Алдано-Станового) валообразным поднятиям кровли астеносферы (см. рисунок), что, по-видимому, свидетельствует о связи РОРЗК с глубинными мантийными энергетическими источниками (плюмами), длительностью (вплоть до настоящего времени) и многоэтапностью их формирования.

Районы развития эндогенного уранового оруденения в восточном секторе Центральной Азии связаны с постколлизийными активизационными обстановками, выраженными в рельефе поверхности Мохоровичича линейными и сводовыми поднятиями границы М (данные ГСЗ), в геологических полях – проявлениями активного рифтогенеза. Наиболее крупные U-рудные районы (Урулунгуевский в Восточном Забайкалье, др.) с промышленными объектами (Стрельцовская группа) располагаются в краевой части Монголо-Сибирского палеоконтинента (см. рисунок), в ареалах дифференцированного базальт-андезит-дацит-риолитового вулканизма. Формирование U-рудных месторождений Монголии, Южного Приаргунья происходило в поствулканический период (периоды); рудогенез «протекал» в силовом поле палеотектониче-

ских напряжений компрессии–декомпрессии, что было обусловлено активизационными движениями геоблоков и их динамическим взаимодействием. Палеогеодинамические реконструкции, результаты компьютерного моделирования [8] позволяют предположить, что вся краевая часть Монголо-Сибирского палеоконтинента, активизированная в позднепалеозойское и MZ-KZ время, перспективна на выявление крупных урановорудных объектов, а позиция урановорудных узлов определяется участками концентрации и разрядки палеотектонических напряжений.

Литература

1. Буслов М.М., Фудживара И. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 383–397.
2. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
3. Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. // Физика Земли. 1988. № 7. С. 33–42.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии. В кн.: Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 23–55.
5. Миронов Ю.Б. Уран Монголии. С.-Пр. Изд-во ООО «Олимп», 2003. 326 с.
6. Нагибина М.С. // Геотектоника. 1999. № 4. С. 21–36.
7. Шашорин Б.Н. Глубинное строение и палеотектоника восточного сектора Центральной Азии (по данным гравиметрического зондирования). В кн.: Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания, Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 306–309.
8. Шашорин Б.Н. // Отечественная геология. 2004. № 4. С. 12–17.
9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

В.И. Шевченко¹

Альпийско-Гималайский подвижный пояс: плейттектоническая и геосинклиальная концепции

1. Результаты геодезических измерений современных горизонтальных смещений литосферных плит совпадают (в глобальном масштабе) с прогнозами плейт-тектонической концепции. Такие же измерения (в региональном масштабе) в Альпийско-Гималайском подвижном поясе в Средиземноморье прямо противоречат этой концепции: ширина пояса не уменьшается, а увеличивается.

2. Существующие материалы о геологическом строении пояса также не согласуются с упомянутой концепцией. Согласно последней внутренняя структура пояса – это результат торошения, хаотического сгуживания блоков коры–литосферы, террейнов, островных дуг и т.д. Считается, что для пояса в целом характерны асимметричная геологическая зональность и моновергентная (южновергентная) тектоническая структура.

3. В составе «основного ствола» подвижного пояса [Хаин, 1984] в средиземноморском-кавказском сегменте выделяется Внутренняя зона, в которой ведущую роль играют выступы разновозрастного доальпийского фундамента (рис). Она обрамляется с севера, запада и юга Перифе-

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

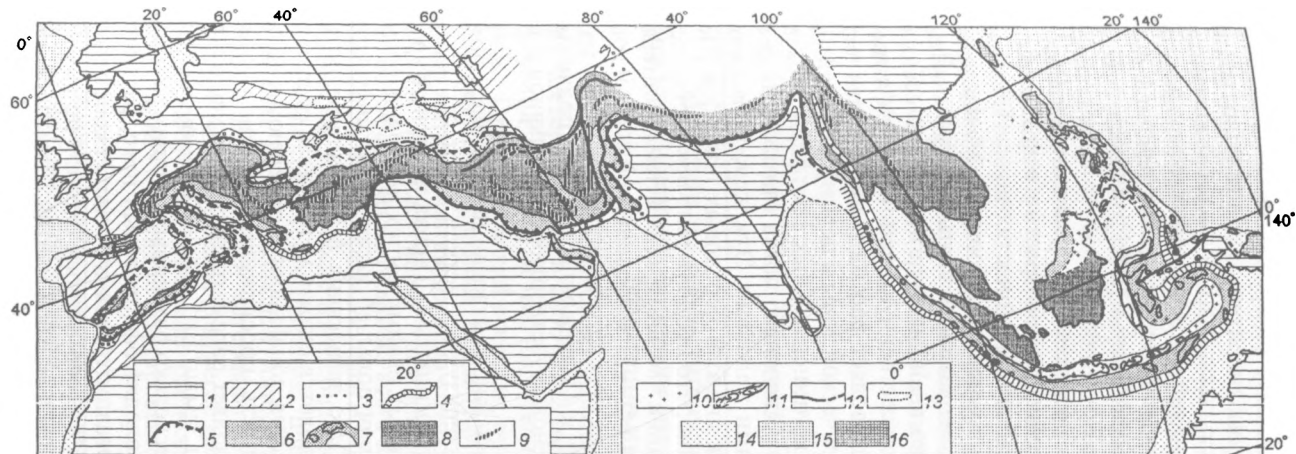


Рис. Тектоническая схема Альпийско-Гималайского подвижного пояса (использованы материалы И.И. Белостоцкого, 1978; Н.А. Богданова и др., 1994; А. Гансера, 1967; М.Дж. Одли-Чарлза, 1977; И.М. Сборщикова, 1988; В.И. Славина, 1976; В.Е. Хайна, 1977, 1984, 2001; Международной тектонической карты Европы, 1981; Тектонической карты Евразии, 1966; Тектонической карты мира, 1977; Дж. Штеклина, 1966; Г. Штилле, 1964; J. Aubouin, 1977).

1 – платформы с архейским, ранне-среднепротерозойским, дальсландским, байкальским и каледонским фундаментом; 2 – области герцинской складчатости и Днепровско-Мангышлакский авлакоген; 3 – передовые прогибы Альпийско-Гималайского подвижного пояса и Таримская впадина; 4 – глубоководные желоба; 5 – внешняя граница покровно-надвиговых сооружений «основного ствола» подвижного пояса и Пиренеев; 6 – Периферическая зона «основного ствола» подвижного пояса и Пиренеев; 7 – невулканическая островная дуга в Индонезии; 8 – Внутренняя зона «основного ствола» подвижного пояса и Пиренеев; 9 – осевой офиолитовый пояс; 10 – пояс неогеновых–четвертичных вулканогенов и вулканов; 11 – вулканическая островная дуга в Индонезии; 12 – некоторые крупные разломы и разломные зоны; 13 – контуры поднятий, горных сооружений, расположенных вне «основного ствола» подвижного пояса; 14 – акватории внутренних морей, шельфы и континентальные склоны; 15 – акватории океанов; 16 – зона перехода от Тихого океана к материкам Азии и Австралии.

рической зоной, в пределах которой накапливались мощные отложения преимущественно мела–палеогена. Эта зона разделяется на Флишевую (флиш, радиолариты), и Внешнюю (неритовые отложения) подзоны. Северная и южная ветви Периферической зоны заканчиваются сооружениями Копет-Дага и Сулейман-Киртара. От смежных платформ подвижный пояс в указанном интервале времени отделен передовыми прогибами (молассы олигоценовые-неогеновые-четвертичные) и Эллингским глубокоководным желобом.

4. Восточнее Внутренняя зона представлена древними толщами Памира и Гималаев и, далее, выступами разновозрастного доальпийского основания в индокитайской и индонезийской частях пояса. По периферии этой зоны здесь протягивается – вплоть до острова Минданао огибающая ее полоса, в которую входят западная часть хр. Аракан-Йома и продолжающая ее по простиранию внешняя дуга невулканических островов и их частей. В этой дуге существенную роль играют флишевые отложения мела-палеогена, что позволяет рассматривать ее как аналог Флишевой подзоны (или Периферической зоны в целом) западной части подвижного пояса. От смежных континентальных платформ и океанических областей восточная часть подвижного пояса отделяется передовыми прогибами и глубокоководными желобами. Эти желоба рассматриваются рядом исследователей как аналоги передовых прогибов [Цейслер, 2002; Штилле, 1964]. Возможно, что продолжение невулканической дуги можно видеть в северо-западной части о. Калимантан. В интервале от Памира до Индокитая северная ветвь Периферической зоны и сопряженные с ней передовые прогибы не прослеживаются.

5. Вдоль границы Внутренней и Периферической зон подвижного пояса протягивается полоса неогеновых–четвертичных вулканов и вулканогенных пород.

6. Тектоническая структура «основного ствола» пояса дивергентная. Надвиги, покровы, складки характеризуются четкой — от оси пояса в сторону смежных платформ – вергентностью. Такова же ориентировка зон Беньоффа (там, где они выявлены), окаймляющих подвижный пояс.

7. Таким образом, на протяжении большей части подвижного пояса от его западного центриклинального замыкания в Гибралтаре до восточного в районе моря Банда выявляется единая устойчивая осесимметричная, билатеральная тектоническая зональность, отмечаются (в значительной степени) разновозрастность прослеживаемых зон и дивергентность структуры. Все это позволяет рассматривать пояс как единый тектонический элемент структуры Земли. Его средиземноморская и индонезийская части находятся на несколько различных стадиях развития.

8. По оси Внутренней зоны проходит офиолитовый пояс, рассматриваемый как сутура ранее существовавшего океана Тетис. Реконструируемый Тетис существенно отличался от современных океанов по геохимическим характеристикам земной коры и верхней мантии [Дмитриев, 1986; Лутц, 1980; Савельева, 1987; Шейнманн, 1968], составу и строению оса-

дочного чехла [Шлезингер, Яншин, 1981]. Зоны Беньоффа (там, где они установлены) наклонены под подвижный пояс и, следовательно, под структуру Тетиса, в то время как по периферии собственно Тихого океана они наклонены от океана под смежные континенты. Атлантический, Индийский и Арктический океаны вообще не имеют таких наклонных ограничений. Поэтому наиболее правдоподобной представляется точка зрения Е.Е. Милановского [1998] о существовании здесь не океана, аналогичного современным, а «океаноподобного бассейна» «узкого Тетиса».

9. Перечисленные характеристики пояса никак не соответствуют тому, что следует из плей-ттектонических построений. Поэтому отказ от геосинклинальной концепции применительно к Альпийско-Гималайскому подвижному поясу представляется необоснованным. Сходные аргументы могут быть приведены относительно мезозоид Верхояно-Колымского, герцинид Уральского, герцинид-каледонид Северо-Атлантического поясов.

А.Г. Шемпелев¹, Н.И. Пруцкий¹, С.У. Кухмазов², В.Я. Пьянков³,
В.А. Лыгин³, А.Г. Морозова⁴

Материалы геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды)

ФГУГП «Кавказгеолсъемка» совместно с МП «Сей-Эко-Геон» и ООО «Северо-Запад» в 2000–2002 годах методами обменных волн землетрясений (МОВЗ) и магнито-теллурического зондирования (МТЗ) изучили Приэльбрусский профиль, проходящий через вулкан Эльбрус и Кавказские Минеральные Воды (КМВ). Переинтерпретация гравимагнитных материалов выполнена сотрудниками ФГУДП «НИПИОкеангеофизика». На настоящем тектоническом совещании представляются основные фактические данные всего комплекса геофизических исследований вдоль этого профиля, фрагменты которых уже появились в ряде публикаций, в том числе в материалах XXXVII тектонического совещания «Эволюция тектонических процессов в истории Земли» [1]. Результаты их комплексной интерпретации приводятся в настоящем сборнике. В 2004 г. эти материалы демонстрировались на 32-м Международном геологическом конгрессе во Флоренции [2].

Приэльбрусский профиль располагается в пределах тектонически приподнятой интенсивно эродированной центральной части орогенного

¹ ФГУГП «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, Россия

² МП «Сей-Эко-Геон», Ессентуки, Россия

³ ФГУНД «НИПИОкеангеофизика», Геленджик, Россия

⁴ ООО «Северо-Запад», Москва, Россия

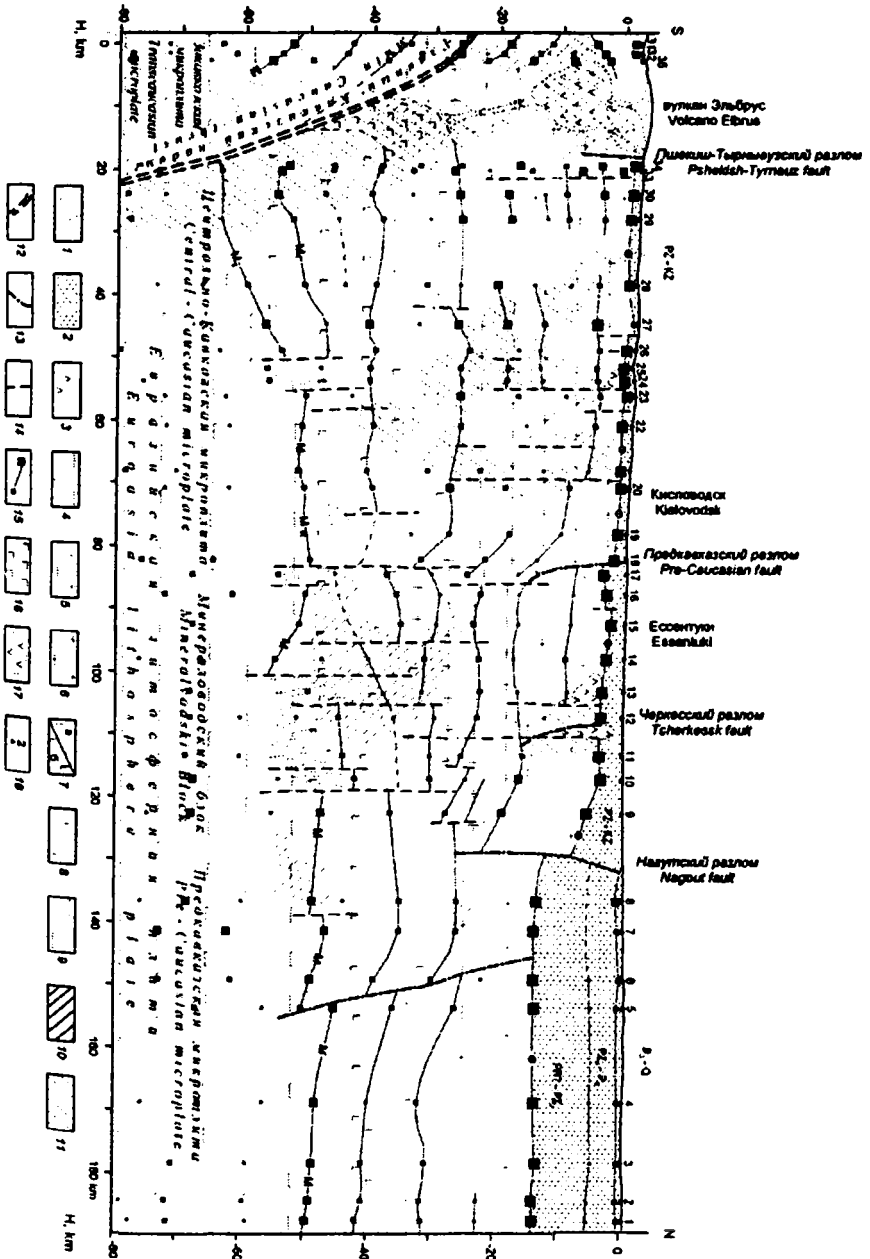


Рис. Геолого-геофизический разрез вдоль Приэльбрусского профиля

1 – дациты, андезиты и их туфы (Q); 2 – осадочный чехол (PZ-KZ, PZ₃-Q) и складчатый фундамент (PR?-PZ₂); 3 – гиабиссальные комплексы малых интрузий; 4 – гранитно-метаморфический слой (кристаллический фундамент) Евразийской литосферной плиты; 5 – то же, существенно гранитизированный; 6 – гранитно-метаморфический слой Закавказской микроплиты; 7 – верхний (а) и нижний (б) базальтовые слои Евразийской литосферной плиты; 8 – базальтовый слой Закавказской микроплиты; 9 – верхняя мантия; 10 – зоны предполагаемой флюидизации горных пород, характеризующиеся повышенной электропроводностью; 11 – области разрушенности земной коры, выделяемые как низкоскоростные аномалии по данным сейсмической томографии; 12 – предполагаемое положение Главного Кавказского надвига; 13 – коровые разломы, предполагаемые по комплексу геофизических методов; 14 – вертикальные оси зон нарушенной корреляции амплитуд обменных волн землетрясений; 15 – точки и границы обмена по МОВЗ, размер символа пропорционален амплитуде PS-волны, в том числе поверхности кристаллического фундамента (Ф) и Мохо (M, M₁, M₂); 16 – участки плавления горных пород в зоне Главного Кавказского надвига; 17 – очаговая камера вулкана Эльбрус; 18 – станции МОВЗ и их номера

сооружения Большого Кавказа. На дневной поверхности широко развиты образования докембрия, средне-верхнего палеозоя и мезокайнозоя с молодой вулканической постройкой Эльбруса и неогеновыми лакколи-тами Кавказских Минеральных Вод.

Вулкан Эльбрус отвечает самым минимальным на Большом Кавказе значениям гравитационного поля, которое осложнено серией локальных аномалий. Магнитное поле в районе вулкана резко дифференцировано. В процессе переинтерпретации физических полей вдоль профиля вычислялись координаты особых точек гравитирующих и магнитовозмущающих тел, строились схемы слоистой неоднородности геологического разреза по типам плотностных и геомагнитных характеристик и по значениям углов эффективного намагничивания. В качестве второго способа изучения плотностных неоднородностей в верхней части разреза использовалась методика вычисления и анализа поля полного нормированного градиента силы тяжести в вертикальной плоскости нижнего полупространства, разработанная В.М.Березкиным. Вычисленные аномалии поля полного нормированного градиента силы тяжести находятся в хорошем соответствии с плотностными неоднородностями верхней части разреза, намечающимися по распределению особых точек гравитирующих объектов и магнитоактивных источников. Субвертикальная зональность градиентных зон аномалий соответствует межблоковым зонам, а горизонтальная зональность аномалий соответствует субгоризонтальной зональности гравимагнитовозмущающих объектов.

Сложная структурно-тектоническая картина разреза, по материалам независимой интерпретации гравимагнитных данных, в общих чертах повторяется и на геоэлектрическом разрезе. Анализируя его магнитотеллурические параметры, можно отметить, что разрез на протяжении профиля неоднороден и меняется от одномерного (на высоких частотах в северной его части) к двухмерному (в южной части профиля и на низ-

ких частотах в северной) с квазипоперечным по отношению к профилю направлением структур, сопровождаясь наличием ряда трёхмерных локальных объектов и приповерхностных неоднородностей. Нами представляется сглаженный геоэлектрический разрез, полученный путём двумерной инверсии с помощью программы Р. Мэки. В качестве стартовой модели было принято однородное полупространство. Инверсия проводилась как по широтным квазипродольным кривым, так и совместно по квазипродольным и меридиональным квазипоперечным (бимодальная инверсия). При этом одновременно подбирались амплитудные и фазовые кривые. При подборе больший вес придавался фазовым кривым, на которые, в отличие от амплитудных, не действует эффект статического смещения.

На глубинном сейсмическом разрезе показаны суммарные трассы низкочастотных (около 1 Гц) радиальных компонент телесеismicических волновых форм после проведения деконволюции, а также оси корреляции положительных и отрицательных фаз обменных PS-волн. В трёхмерном представлении глубинного сейсмического разреза по Приэльбрусскому профилю фазы обменных PS-волн трансформированы в полигональные данные формата Visualization Toolkit (VTK) (<http://public.kitware.com/VTK/>). Визуализация выполнялась с помощью свободного (open-source) визуализатора научных данных MayaVi (<http://mayavi.sourceforge.net/>), написанного на языке программирования Python (<http://www.python.org/>) и использующего для графики Visualization Toolkit (VTK) (<http://public.kitware.com/VTK/>).

В последнее время находит широкое применение метод сейсмической томографии [3], используемый нами в профильном варианте. Он даёт характеристику латерального изменения скоростной структуры по записям объёмных телесеismicических волн (волн от далёких землетрясений) группой приёмных сейсмических станций. Судя по распределению скоростных аномалий вдоль линии профиля, земная кора делится на ряд высокоскоростных и низкоскоростных блоков.

Геолого-геофизический разрез вдоль Приэльбрусского профиля характеризует краевую часть Евразийской литосферной плиты. Мощность земной коры в основном определяется 47–50 км и возрастает, вероятно, до 65 км под вулканом Эльбрус. В северной части профиля выделяется высокоомный блок, в два раза превышающий по вертикали мощность земной коры. Его граница с наиболее дислоцированной южной частью плиты чётко отрисовывается и по гравиметрическим материалам. Картируемый южнее этой границы Минераловодский блок отличается большей нарушенностью коррелируемых субгоризонтальных границ обменных волн для всей толщи земной коры и верхней мантии, поверхность Мохо в этом блоке почти не прослеживается. Это можно объяснить наличием зоны сквозной субвертикальной нарушенности земной коры, к которой и приурочены неогеновые гипабиссальные комплексы малых интрузий КМВ. И в то же время верхняя кора Минераловодского

блока, отличающаяся высоким электрическим сопротивлением и высокой сейсмической скоростью, может рассматриваться как поднятый древний кристаллический фундамент. Судя по волновым характеристикам, сравнительно хрупкий существенно гранитизированный гранитно-метаморфический слой Центрального Кавказа в целом также значительно нарушен в отличие от более вязкого условного базальтового слоя. На геоэлектрическом разрезе в южной части профиля чётко выделяется мощная зона проводимости, уходящая в мантию, вероятно, отражающая зону сопряжения литосферных плит – зону Главного Кавказского надвига с участками плавления горных пород. Локальный минимум электрических сопротивлений над этой зоной может отвечать классически расположенной магматической камере вулкана Эльбрус.

Литература

1. Греков И.И., Компаниец М.А., Литовко Г.В. и др. Геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области (Центральный Кавказ). // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Тез. докл. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 124–127.
2. Prutsky N.I., Shempelev A.G., Kuhmazov S.U. et al. Results of abyssal researches along Pre-Elbrus profile (Volkano Elbrus – The Caucasian Mineral Waters) // 32nd IGC: Abstracts. Florence, Italy, August 20–28, 2004.
3. Aki K., Christoffersson A., Husebye E.S. // J.Geophys.Res. 1977. V. 82. № 2. P. 277–296.

Я.П. Шепелева¹, Б.И. Попов¹

Новые данные о составе нижнеюрских вулканитов Кобьюминской системы впадин Верхоянского складчато- надвигового пояса

Кобьюминская система впадин широтного простирания расположена в верховьях р. Индигирки. В структурном плане эта система приурочена к юго-восточному ограничению Адыча-Эльгинского поднятия Верхоянского складчато-надвигового пояса и объединяет несколько прогибов, главным образом приразломного характера. Границами их служат Брюнгадинский на севере и Сунтар-Буор-Юряхский на юге разломы. Среди нижнеюрских отложений Кобьюминской системы впадин наряду с нормальными морскими терригенными отложениями, отмечаются базальты и туфы основного состава.

Впервые нижнеюрские вулканогенно-осадочные образования были описаны А.Л. Кристом в начале XX века. Впоследствии в разные годы рассматриваемые породы были изучены в процессе геолого-съёмочных и тематических работ М.С. Аргуновым, И.Г. Волкодавом, С.В. Домохотовым, Г.А. Кокковым, В.И. Коростелевым, В.Ю. Ивенсеным, Б.И.

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

Поповым и другими. Раннеюрский возраст вулканогенно-осадочной толщи был обоснован С.В. Домохотовым с соавторами, впоследствии В.Ю. Ивенсеным (1994) по фаунистическим находкам был установлен позднеплинсбахский возраст вулканитов.

Отмечено наличие двух типов разрезов нижнеюрских вулканогенно-осадочных отложений. Наибольшее внимание исследователей привлекал разрез вулканогенных толщ по руч. Круг, где существенная роль принадлежит лавам базальтов (Б.И. Попов, 1986, В.Ю. Ивенсен, Я.А. Коробицын, 1994). По химическому составу базальты отнесены к базальтам континентальных рифтов, сформированным в мелководном окраинном море (В.Ю. Ивенсен, Я.А. Коробицын, 1994). По мнению предыдущих исследователей, вулканизм происходил в подводных условиях, по-видимому, в результате трещинных излияний.

Второй тип разреза хорошо обнажен по руч. Луговая, однако он детально не изучался, лишь отмечалось, что в этом типе разреза нижней юры существенная роль принадлежит конгломератам и туфам.

Нами при полевых наблюдениях в 2003 г. был изучен разрез нижнеюрской вулканогенно-осадочной толщ по правому борту руч. Луговая. Разрез имеет следующее строение (снизу-вверх):

Темно-серые плотные песчаники. В середине толщи наблюдается переслаивание пачек серо-желтых крупнозернистых и грубозернистых песчаников	300 м
Псефитовые туффиты.	20 м
Черные агломератовые туффиты. Неокатанные обломки вулканического стекла с примесью песчано-алевритового материала с галькой кварцитов.	3 м
Псефитовые туффиты с обломками базальта и примесью уплощенной терригенной гальки.	5 м
Агломератовый ксенотуф базальт с примесью чуждых обломков размером от 1 см до 2 м. Состав гальки различен, в основном терригенные породы.	30 м
Желтые среднезернистые песчаники.	70 м
Темно-серые базальты.	5 м
Толща, состоящая из отдельных потоков черных базальтов мощностью от 0,3 до 3 м. В кровле миндалекаменные базальты.	17 м
Агломератовый туф базальта.	18 м
Черный и красный лапиллиевый туф. В обломках базальты и вулканическое стекло.	23 м
Желтые среднезернистые песчаники.	20 м
Толща переслаивания темно-серого лапиллиевого туфа и агломератового туфа. Мощность прослоев от 0,1 до 5 м.	360 м
Черный плитчатый алевролит.	3 м
Мелколапиллиевый туф базальта.	20 м
Толща переслаивания потоков миндалекаменных базальтов и лапиллиевых туфов базальта. Мощность потоков базальта от 1 до 3 м.	35 м

Серые миндалекаменные базальты. Миндалины выполнены кальци- том и хлоритом.	15 м
Сильно выветрелый мелколапиллиевый туф.	3 м
Агломератовый туф базальта.	1 м
Агломератовый лавокластит базальта.	15 м
Миндалекаменные базальты.	15 м
Темно-серые миндалекаменные базальты. В нижней части по- тока миндалины крупные, выполненные кальцитом и хлоритом. В кровле миндалины мелкие и редкие, выполненные хлоритом.	23 м
Агломератовый туф базальта.	50 м
Серый агломератовый туф.	80 м
Темно-серые базальты.	25 м
Серый мелколапиллиевый туф базальта	10 м
Серые миндалекаменные базальты	15 м

Общая видимая мощность вулканогенно-осадочной толщи составля-
ет 1118 м. Как видно из разреза, на долю лавовых потоков приходится
менее 15 % всей толщи. Преобладающая роль здесь принадлежит пи-
рокластическим породам, представленным туфами основного состава.
Размер обломков в туфах колеблется в широких пределах от – мелкола-
пиллиевых до грубых агломератовых, причем большинство обломков
размером от 50 до 200 см. По агрегатному состоянию изучаемые туфы
являются аповитрокластическими, литокластическими, кристаллокла-
стическими, также встречаются аповитролитокластические и литокри-
сталлокластические. Наиболее часто встречаются аповитрокластиче-
ские туфы. Обломки стекла имеют шлаковую текстуру, повсеместно
стекло палагонитизировано, хлоритизировано и цеолитизировано. Це-
мент туфов является пепловым того же состава с незначительной
примесью терригенного материала. Повсеместно в обломках и це-
менте рассеяна рудная минерализация.

Присутствие в разрезе нижнеюрской вулканогенно-осадочной толщи
туфов от мелколапиллиевых до агломератовых указывает на формиро-
вание их в прикратерной зоне. Об этом также свидетельствует плохая
сортировка туфовых частиц и отсутствие следов транспортировки об-
ломочного материала. По существу, это материал вулканического кону-
са и формирование его происходило не в подводных условиях, как
считалось ранее, а в аэральных. Это были вулканические конуса,
которые возвышались над вулканическими островами.

Новое представление об условиях и типе вулканизма позволяет
предположить несколько иные геодинамические условия формирования
нижнеюрских вулканогенно-осадочных толщ в Кобьюминской системе впа-
дин Верхоянского складчато-надвигового пояса, чем это считалось ранее.

Литература:

1. Ивенсен В.Ю., Коробицын Я.А. // Ученые записки Якутского гос. ун-та. Серия геология,
география, биология. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1994. 211с.

О.Г. Шеремет¹

Закономерности размещения нефтегазоносных структур Западно-Сибирской и Туранской плит, выявленные гравимагнитным методом

Условия практического применения разрабатываемого гравимагнитного метода [1] состояли в том, что на молодых плитах наиболее резкие изменения плотности и намагниченности пород приурочены к основанию платформенных образований мезозоя и кайнозоя, залегающих на сильно дислоцированных уплотнённых вулканогенных комплексах пермо-триаса. Его целесообразность обусловлена тем, что при геологическом истолковании гравимагнитных полей исследователи приходят к противоречивым результатам. Такие разногласия связаны с тем, что гравитационное и магнитное поля, как правило, вызываются различными по своей природе и положению в пространстве телами (неоднородными структурами), в пределах которых отношение плотности к намагниченности непостоянно. В этих условиях применение предлагаемого метода позволяет получить как более достоверную, так и новую информацию о размещении выявленных нефтегазоносных структур и контролирующих их разломов и разломных зон. С помощью указанного метода исследования проводились на простых моделях реальных геологических сред путём расчётов трансформанты гравитационного (Δg) и магнитного (ΔT_a) полей, называемой D -функцией. Последняя определяется как модуль вектора, параметры которого находятся из системы уравнений, связывающих вторые производные гравитационного и первые производные магнитного потенциалов. Такая система, заданная в каждой точке исходных или моделируемых Δg и ΔT_a полей, для однородной модели структур представляет собой известное соотношение Пуассона. В этом случае трансформанта в каждой точке наблюдения будет иметь постоянную величину, равную (с точностью до постоянного множителя) отношению избыточной плотности к избыточной намагниченности.

Из приведённого определения вытекает применение указанной модели для структурно-тектонического районирования. Оно состоит в том, что в пределах области задания исходных полей Δg и ΔT_a на уровне приведения в коре выделяются однородные зоны (структуры), где D -функция близка к постоянной величине, и неоднородные зоны, в которых она изменяет свои значения от точки к точке расчётов. В процессе

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

анализа выяснилась главная особенность этой функции: для моделей неоднородных структур на уровнях верхнего полупространства она, в силу своей непотенциальности, в отличие от исходных полей, достигает в некоторых точках (на поверхностях) экстремальных величин. Для двухмерных моделей точки экстремумов совпадают с особыми точками бесконечности (максимумами) и нулевыми (минимумами) при определённом распределении аномально плотностных и магнитных масс в пространстве. В случае наклонного контакта двух слоёв конечной мощности характер изолиний D -функции будет симметричен относительно продолжений линий контакта в верхнюю полуплоскость. Отсюда следует структурность трансформанты, состоящая в том, что при повороте вертикального разреза D -функции вокруг горизонтальной оси (уровня приведения) на 180° её изолинии будут конформны изолиниям мощностей структур земной коры. Для объёмных моделей D -функция, в общем случае, имеет две экстремальные поверхности, на одной из которых она обращается в бесконечность, а на другой – в нуль. Указанные особенности моделирования позволяют распознать такие структуры в коре, которые нельзя выделить по отдельно взятым гравитационному и магнитному полям, а, следовательно, получить новые данные о глубинном строении коры и распределении полезных ископаемых. Особенно подчеркнём, что с помощью рассматриваемого метода практически однозначно можно определять эпицентры структур чехла и наклон (падение) глубинных (более 10 ед. шага задания полей) разломов и разломных зон. Например, в профильном варианте первые характеризуются минимумом аномалий D -функции, центр которых находится ниже плоскости приведения, а вторые – замкнутыми изолиниями её максимумов на уровнях верхней полуплоскости. При этом направления внешних изолиний таких аномалий, повернутые на 180° относительно оси абсцисс, указывают на падение разломов и разломных зон.

Конкретное решение задач распознавания нефтегазоносных структур и контролируемых их разломов в пределах Уренгойской и Мангышлакской шовных зон и п-ва Бузачи имеет ряд общих особенностей. Применение лишь гравиметрии для поиска локальных структур чехла связано с известными трудностями, обусловленными не только точностью измерений (не менее 0.1 мГл), но и, главным образом, выделением чистой (полезной) аномалии от предполагаемой структуры на региональном фоне. Использование грави-магнитного метода позволяет максимально уменьшить роль регионального фона, обусловленного аномалиями ΔT_a от нижних горизонтов осадочно-вулканогенного чехла и фундамента. Однако и для его успешного применения необходима точность не менее 0.2 мГл. На участке Уренгойского рифта за счёт проведения расчётов по профилям съёмки это условие выполнялось, а в пределах Туранской плиты точность оценивалась в 0.3–0.6 мГл, что снижает достоверность определения контуров локальных структур в этом регионе. Исследования по уточнению структурно-тектонического положения Источного и

Имелорского месторождений Уренгойского рифта проведены по семи профилям Δg и ΔT_a с точностью соответственно 0.15 мГл и 10–15 нТ. Профили проходили вкрест основного простирания структур Уренгойского рифта, в точках измерения полей. Расчёты проводились не только на нулевом уровне приведения, но и ещё на девяти уровнях верхнего полупространства с шагом 0.4 км. Контуры исследованных структур в соответствии с данными моделирования выделялись по минимальным значениям D -функции на первых трёх уровнях верхней полуплоскости с эпицентром, расположенным ниже уровня приведения. На востоке и юго-востоке к ним примыкает глубинная зона разломов, не обнаруженная данными сейсморазведки, но выделенная по замкнутым концентрическим аномалиям максимумов D -функции с западным падением под углом 65–85°, уходящая под структуру в фундамент с кровлей 3.5 км. Она достигает глубины 7–12 км и окаймляет с востока Источную и Имелорскую нефтегазоносные структуры, отделяя их от крупнейшего в регионе Колмогорского месторождения. Контуры указанных структур, определённые по аномалиям D -функции, находятся между контурами запасов по категориям C_1 и C_2 . Полученные сведения о глубинной разломной зоне коррелируются с данными по Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6 [2], в которой обнаружено углеводородное сырьё неорганического происхождения на таких же глубинах (10–12 км). Пробуренная в выделенной нами разломной зоне скважина с повышенной водонасыщенностью также подтвердила наш прогноз. На участке Шахпахты-Баймен Мангышлакской зоны поднятий и п-ве Бузачи с помощью нашего метода проведено аналогичное профильное моделирование грави-магнитных полей масштаба 1:100000, а также пространственное моделирование в комплексе с данными аэрокосмического дешифрирования. Выполнено структурно-тектоническое районирование с оценкой перспектив нефтегазоносности. В частности, выявлены и спрогнозированы нефтегазоносные структуры, контролирующие их региональные разломы и флексурно-разрывные нарушения нижних горизонтов чехла и фундамента. Дана высокая оценка нефтегазоносности северо-западной части п-ва Бузачи, которая отделена разломами субширотного и субмеридионального простирания. Возможно, что эта часть полуострова имеет докембрийский фундамент, характерный для Прикаспийской части Восточно-Европейской платформы. Кроме этого, по нашим данным зафиксированы известные нефтегазоносные структуры: Шахпахтинская, Каламасская, Северо-Бузачинская, Жалгистюбинская, Басобинская и Тасбасская. Все структуры, кроме Шахпахтинской, также выделяются по минимальным значениям D -функции с эпицентром под уровнем приведения. Они надвинуты на субвертикальные (угол 65–85°) разломы и разломные зоны, определяемые по концентрическим максимумам аномалий D -функции в верхнем полупространстве. Под Шахпахтинскую структуру, по данным моделирования, падают два глубинных субвертикальных разлома: с севера и юга. Некоторые из прогнозируемых нефте-

газоносных структур (Каратурунская и Большесорская) подтверждены современным бурением [3].

Таким образом, можно предположить, что все выделенные нефтегазоносные структуры Западно-Сибирской и Туранской плит фиксируются по минимальным значениям D -функции и залегают на одной субвертикальной разломной зоне (реже на двух), выделенной по замкнутым максимумам аномалий D -функции в верхнем полупространстве. Представляется, что рост нефтегазоносной структуры и подток глубинного углеводородного сырья к ней идут снизу, что предполагает неорганические источники нефти.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64805).

Литература

1. *Sheremet O.G.* Digital processing of the gravity-magnetic and remote sensing data for recognition of local petroleum-promising structures. In: *Matematické metody v geologii*. Sekce MB. Praha: Hornická příbram ve vědě a technice, 1995. P. 1–8.
2. *Кременецкий А.А., Гладких В.С.* // *Геохимия*. 1997. № 6. С. 609–617.
3. *Международная тектоническая карта Каспийского моря и его обрамления*. Масштаб 1:2500000. Под ред. В.Е.Хайна и Н.А.Богданова. М., 2003.

С.И. Шерман¹, В.А. Савитский¹

Нестационарные модели активных разломов литосферы – назревшая актуальная проблема геотектоники

Активные разломы Земли контролируют широкий комплекс геолого-геофизических процессов, среди которых одним из приоритетных является сейсмичность. Это совершенно обоснованно вытекает из неоспоримых суждений о том, что очаги землетрясений контролируются активными разломами различных иерархических уровней.

Понятие «активные разломы» унаследовано от суждений о «живых разломах» и энергично начало внедряться в научную литературу в конце 70-х годов прошлого века [1-7 и др.]. Великолепный обзор состояния проблемы в связи с активными разломами сделан А.А.Никоновым [8]. Он считает необходимым унифицировать определение понятия «активный разлом», под которым «предлагается называть такое дизъюнктивное тектоническое нарушение геологических тел на поверхности (в рельефе) и/или в недрах, которое несет признаки направленного перемещения (они приводятся отдельно) разделяемых им блоков (крыльев) в течение последних сотен тысяч лет на величину не менее 0.5–1 м (поперек нарушения) не более 0.5–1 км, т.е. со среднерасчетной скоростью не менее сотых долей мм/год» [8]. Цитируемое определение существенно

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

лимитирует класс активных разломов. Ограничения вызванывилкой возраста оценки смещений и их абсолютной величиной. В класс активных не попадает значительная группа коротких по протяженности разломов, образованных во время землетрясений в историческое время, но не отвечающих заданным параметрам.

В большинстве случаев под активными разломами понимаются те разновидности разрывов, вдоль которых имели место движения в течение четвертичного времени (последние 2 млн лет). В.Г.Трифонов [3 и др.] уменьшает интервал возраста активизации до голоцена, подчеркивая, что сюда включается и историческое время. Ещё больше ограничивают фактор продолжительности активного развития разломов С.А.Несмеянов с соавторами [9], по мнению которых «активными считаются современные разрывы, смещения по которым происходят в настоящее время и зафиксированы инструментально геофизическими или геодезическими методами или документально при сопоставлении разновременных карт, исторических материалов и т.п.».

Анализ разновидностей разломов, в частности, контролирующих сейсмический процесс, показывает, что они характеризуются различным возрастом заложения и, главное, различным возрастом активизации и её относительной современной интенсивностью. Другие параметры (длина, амплитуда смещений и т.д.) не могут играть определяющей роли в активизации разломов, поскольку разломно-блоковая, трещиноватая среда литосферы находится в состоянии неустойчивого равновесия, и его нарушение может быть вызвано широкой группой триггерных механизмов эндо- и экзогенной природы. Об этом свидетельствует, например, многофакторная группа предвестниковых признаков сейсмических событий [10]. Более того, для геотектоники важно не только констатировать активность разлома, но и иметь возможность использовать этот фактор как прогностический для характеристики устойчивости околоразломной среды в пределах ближайшего, исторически предсказуемого для социальной сферы времени, как правило, столетия. Известно, что структурные параметры разломов в разной степени изменяются в процессе активизации. Наиболее часто используемые геолого-геофизические и геоморфологические признаки активизации разломов отражают накопленные необратимые деформации многих произошедших событий за сотни и тысячи лет. Подобная характеристика активности не может быть использована в прикладной, практической части современной геодинамики.

Необходимо найти и использовать иные показатели, бесспорно аргументирующие современную, с геологической точки зрения, кратковременную (в интервале времени не более столетия) активность разломов и ее закономерности. Параметры современной сейсмичности могут позволить решить эту чрезвычайно важную для разработки геолого-геофизических критериев среднесрочного прогноза землетрясений проблему.

Для понимания закономерностей достаточно сложной и во многом не ясной избирательной современной активизации разноранговых и разновозрастных разломов нами проведено их ранжирование по количественному индексу сейсмичности.

Под количественным индексом сейсмичности (КИС) ξ_n (км^{-1}) разлома понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов k , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы). Эта величина оценивается по выражению: $\xi_n = n/L$, где n – величина, зависящая от k, M и t . В преобразованном для расчётов виде уравнение может быть представлено в следующей форме [11]:

$$\xi_n = \frac{\sum_{k=8}^{16} n(M)}{L}, \quad (1)$$

где n – количество событий энергетических классов k от 8 до 16 за промежуток времени t , зарегистрированных для разломов длины L при ширине области их динамического влияния M (км) [12]. Ширина зоны M оценивается по уравнению $M=bL$ (2), где L – длина разломов, км ; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.02 до 0.1 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов.

В цифровом значении КИС однозначно позволяет отделить активные разломы от неактивных, характеризует сравнительную активность конкретных разломов в сейсмической зоне и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе.

На примере Байкальской рифтовой системы проанализируем результаты применения КИС для выделения активных разломов и анализа их пространственно-временного изменения. Реализация вычислений выполнена с помощью специализированной геоинформационной системы SeismoView [13], созданной для комплексного анализа сейсмичности в областях активного динамического влияния разломов [12]. SeismoView также обладает стандартным инструментарием для ввода, манипулирования и визуализации выходных данных в виде карт и таблиц. В качестве исходных материалов использованы составленные нами цифровые базы данных по разломной тектонике региона и каталог землетрясений за 1961–2000 гг., составленный Байкальской опытно-методической сейсмологической экспедицией. Функциональность разработанной ГИС позволила произвести ранжирование разломов по длине, оконтурить области их динамического влияния и рассчитать КИС(ы). На их основе построены рис. 1 и 2.

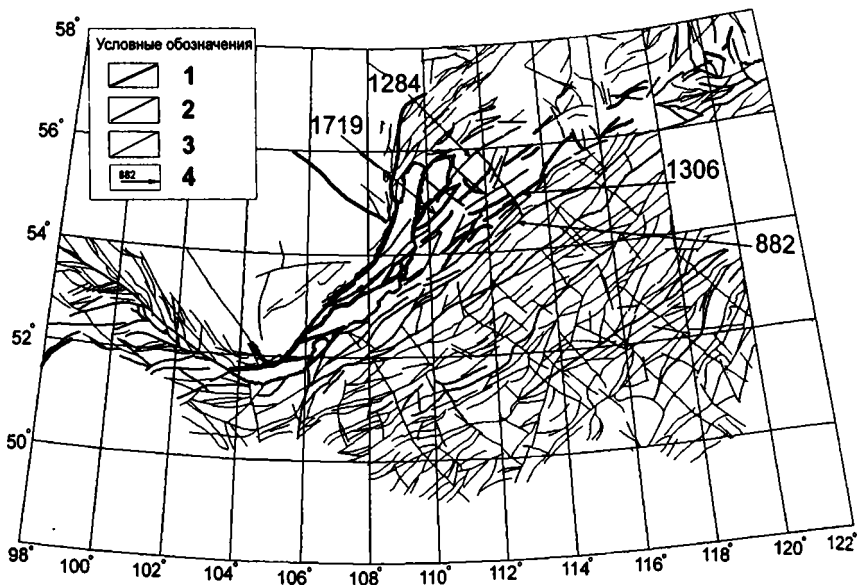


Рис.1. Карта активных разломов Байкальской рифтовой системы по количественному индексу сейсмичности на базе сейсмических данных за 1960-2000 гг

1 – индекс сейсмичности >1.0 (весьма активные разломы); 2 – индекс сейсмичности $0.1-0.99$ (активные разломы); 3 – индекс сейсмичности < 0.09 (неактивные разломы); 4 – номера активных разломов, показанные на рис. 2

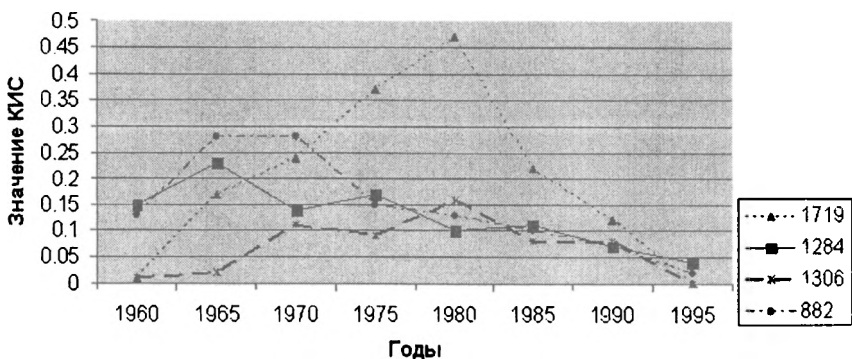


Рис. 2. Графики изменения активности оцифрованных на рис. 1 разломов по разрезу через центральную часть Байкальской рифтовой системы

На рис. 1 дана схема сейсмической активности разломов БРС на базе 40-летних инструментальных регистраций очагов землетрясений [11]. Выделено 3 группы разломов: весьма активные (КИС >1.0), активные (КИС $=1\pm 0.09$), неактивные (КИС < 0.09). Естественно, шаг градаций по КИС можно уменьшить и, тем самым, провести более детальную классификацию активности разломов в реальном времени. По одному из разрезов БРС, используя ежегодные изменения КИС, показаны вариации активности разломов (рис. 2). Графики хорошо иллюстрируют годичные или несколько более длительные во времени вариации активности разломов, которые ни геологическими, ни геоморфологическими методами установить невозможно. Графики отражают волновую природу временной активизации разломов разных иерархических уровней. Её следствиями могут быть разнообразные геолого-геофизические и инженерно-геологические процессы, обусловленные быстрыми временными изменениями современной тектонической активности разломов.

Таким образом, впервые рассмотрено и показано изменение тектонической активности разломов в пределах реального времени. Иными словами, изучены и показаны временные вариации тектонической активизации разломов в масштабах реального времени, для объяснения которых привлекается нестационарная модель [14].

Введение в геотектонику понятий стационарная и нестационарная модели разломов расширяет наши представления о контролирующих функциях разрывных структур в современных тектонических процессах. Использование в геотектонике нестационарных моделей активных разломов открывает путь к изучению пространственно-временных закономерностей активизаций ансамблей разломных структур, синхронно контролируемых ими процессов и их прогнозу.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-64348, Программы «Физические основы и новые технологии среднесрочного прогноза (применительно к сейсмоактивным зонам Сибири)» и Программы ИГ СО РАН 2003-101 (грант Минобразования Е02-45).

Литература

1. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин В.М. Активные разломы и сейсмотектоника северо-восточной Якутии. Якутск: Якутский НЦ СО РАН, 1990. 148 с.
2. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8 млн Объяснит. Записка. Под ред. В.Г.Трифонова. М.:ГИН, 1987. 48 с.
3. Трифонов В.Г. // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
4. J. Natur. Disas. Sci. 1980. V. 2. № 2. P. 61–99.
5. Characteristics of active faults // Spec. Issue J. Struct. Geol. 1991. V. 13. № 2. 240 p.
6. Slemmons A.B. Paleoseismicity and fault segmentation //Proceed. 1-st National Workshop on paleoseismology. Rendiconti Soc. Geol. It. V. 13. Roma, 1990. P. 5–8.
7. Трифонов В.Г. // Quaternary. Internat. spec. Issue. 1995. № 25. P. 3–16.
8. Никонов А.А. // Геоэкология. 1995. № 4. С.16–27.
9. Несмеянов С.А., Ларина Т.А., Латынина Л.А. и др. // Инж. Геология. 1992. № 2. С. 17–32.
10. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.

11. *Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А.* Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности.
12. *Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования) Новосибирск: Наука, 1983. 110 с.
13. *Савитский В.А.* Опыт создания специализированной геоинформационной системы Seis-toView для комплексного анализа сейсмичности в областях активного динамического влияния разломов //Труды Пятой Байкальской молодежной школы – семинара «Геофизика на пороге третьего тысячелетия». Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2004 (в печати).
14. *Шерман С.И.* Стационарная и нестационарная модели формирования крупных разломов литосферы и их использование для пространственно-временного анализа сейсмического процесса. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 299–302.

Э.В. Шипилов¹

Генерации и стадии молодого океанообразования в Арктике

Главным процессом, определявшим направленность геологической эволюции в мезозое и кайнозое, являлся прогрессирующий распад литосферы вегенеровской Пангеи и ее лавразийских фрагментов, обусловивший проявление нескольких генераций молодого океанообразования. В конечном итоге это привело к развитию в Арктике системы глубоководных впадин со спрединговой структурой фундамента, обособленных на северный сегмент Атлантики, куда входит Норвежско-Гренландский бассейн, и Северный Ледовитый океан, объединяющий в своем составе бассейны Канадский, Макарова и Евразийский. Возрастные параметры и динамика развития бассейнов обычно характеризуются по результатам магнитной хронологии, но могут быть реконструированы и существенно дополнены с использованием геолого-геофизических данных о строении континентальных окраин.

Основная фаза раскрытия Канадской впадины Американо-Евразийского бассейна стартовала в конце раннемеловой эпохи, растянувшись с готерива до альба–сеномана. По времени заложения эта океаническая структура тяготеет, с одной стороны, к Алеутской впадине Берингова моря, а с другой – к Атлантике. Вместе с тем, начало спрединга в северо-Атлантической области определяется альбом–сеноманом (100–80млн лет назад), когда, по существу, спрединговый центр в Канадском бассейне уже отмирает (95–80млн лет назад). По этой причине (асинхронность процессов океанообразования) воссоединения Атлантики с «канадским» океаном Арктики на данном этапе не произошло. Однако попытки проникновения спредингового центра Американо-Евразийского бассейна через Баренцевскую окраину, как показывает анализ ее геологического

¹ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

строения, развития и тектоно-геодинамических взаимоотношений с океаническими структурами, навстречу раскрывающейся Северной Атлантики имели место [5].

Именно с этого рубежа начинается первая очередь экспансии океанообразующих процессов со стороны Атлантики в Арктику. Реализация ее была связана с пропагацией на север спрединговой системы, состоящей, как представляется, из трех основных звеньев – Лабрадорского, Баффина и Макарова. Развитие этой ветви Атлантики началось в конце мела, около 80 млн лет назад (прекращение спрединга в Канадской впадине) с отделения Гренландии от Северной Америки, которое сопровождалось раскрытием Лабрадорского бассейна, продолжавшегося и в палеоцене. Затем спрединг продвигается к северу и в течение палеоцена формирует впадину залива Баффина. Последняя была ограничена разломной зоной Вегенера (в проливе Нэрис, между Канадским Арктическим архипелагом и Гренландией), скорей всего трансформного типа, оперяющей Шпицбергенско-Северогренландскую главную трансформу. Обе эти разломные зоны, обладая однонаправленной сдвиговой компонентой, отделяли бассейн Баффина от развивавшейся практически синхронно с ним впадины бассейна Макарова (с наиболее вероятным проявлением спрединга в течение позднего сенона–раннего эоцена).

Эта генерация океанообразования завершалась в реверсивном порядке: спрединг прекращается сначала во впадине Макарова в раннем эоцене, а затем, к концу эоцена, и в южных звеньях этой ветви Атлантики – в заливе Баффина и Лабрадорском море, после чего в олигоцене Гренландия возвращается в состав Северо-Американской плиты.

Следующее вторжение океанообразования в Арктику осуществлялось несколько позже, с перекрытием по времени первого (начиная с палеоцена – аномалии 24–24в, возможно, и 25), и уже в обход Гренландии с востока, субпараллельно отмеченной выше системе. Из Северной Атлантики, через зону разломов Чарли Гиббса ось спрединга протягивается в район Исландии в виде хребта Рейкьянес. Затем по сложной системе разломов, связанной с Фареро-Исландским порогом, происходит перескок спрединговой оси на восток, где раскрывается Норвежская впадина. Ее спрединговый центр – хребет Эгир – работал с палеоцена до середины–конца олигоцене, после чего генерирование океанической коры здесь прекращается, а возобновляется оно в другом районе в позднем олигоцене–начале миоцена (около 25–20млн лет назад на уровне изохрон бс-6), на востоке Гренландии с образованием нового спредингового хребта Кольбейнсей, отделившего от материка континентальный блок – поднятие Ян Майен. Последнее, наравне с поднятиями Ховгард и Ломоносова, является типичным примером асейсмичных структур, относимых к микроконтинентам.

Севернее, в противоположность рассмотренной области, в сегменте океана, заключенном между зонами разломов Ян Майен и Гренландская-Сенья, спрединг носил сравнительно регулярный (без отмирания

спрединговых центров) и близкий к симметричному характер на протяжении всего кайнозоя. Относительно срединно-океанического хребта Мона получили развитие довольно обширные впадины – Гренландская и Лофотенская. Этот сегмент океана во многом аналогичен Евразийскому бассейну, где хребет Гаккеля сохраняет ориентировку простираения, субпараллельную хребту Мона, разделяя впадины Нансена и Амундсена с набором линейных магнитных аномалий, практически того же возраста. Вместе с тем следует заметить, что плато Ермак и Морис Джесуп накануне 13 хрона представляли объединенный район платобазального магматизма, во многом схожий в геодинамическом отношении с Исландией.

Рассматриваемые глубоководные бассейны формировались в тесном окружении древнейших континентальных кратонов. И здесь следует отметить весьма интересную особенность развития океанических бассейнов. Она заключается в том, что после 30–35 млн лет функционирования спрединговых центров последние либо отмирали, либо скорость генерирования ими океанической коры падала до минимально возможной для существования этих центров (ультрамедленный спрединг). Напрашивается вывод, что условия ограниченного пространства океанической литосферы и доминирования континентальных плит в полярной области, как представляется, никак не способствовали проявлению здесь в поздне меловое–кайнозойское время полномасштабного спрединга, за которым могли бы последовать (в классическом варианте) субдукция, коллизия, закрытие океанических бассейнов и т. д. Перечисленные геодинамические обстановки, в тех или иных сочетаниях, имели место на севере Пацифики [2], а также на юрско-меловом отрезке развития в Восточной Арктике при формировании Амеразийского бассейна [5], отвечая в целом северотихоокеанскому стилю [4] геодинамической эволюции. В этой связи Северный Ледовитый океан можно охарактеризовать как не только разновозрастное, но и «гетерогенное» в архитектурном отношении образование. Одна часть его возникла в результате завершения действия в позднем мелу тектоно-геодинамических режимов, свойственных Пацифике и представлена такой структурой Амеразийского бассейна как Канадская впадина. Другая часть сформировалась под воздействием североатлантического стиля [6] развития, сразу пришедшего на смену пацифическому, и выражена двумя конечными звеньями Северной Атлантики – бассейнами Макарова и Евразийским.

Таким образом, можно заключить, что в Арктике устанавливается **три генерации** молодого океанообразования. При этом, во всех случаях, Баренцево-Карский регион постоянно подвергаясь деструкции, трансформируясь и медленно сокращаясь в размерах (за счет отчленения от него континентальных сегментов), сохранял свою позицию и оставался континентальной окраиной (в тех или иных очертаниях) для вновь образуемых океанических бассейнов. **В середине меловой эпохи к северу от окраины** (с входящим еще в ее состав поднятием Ломоносо-

ва) в качестве такого бассейна выступал Амеразийский (Канадская впадина). В позднем мелу-раннем кайнозое его сменил бассейн Макарова, а затем, преимущественно в кайнозойский этап тектоно-геодинамической эволюции Арктики, происходило становление двух самых молодых океанических бассейнов – Норвежско-Гренландского и Евразийского. Но теперь указанные бассейны окружают Баренцевскую континентальную окраину не только с севера, но и с запада. В этой связи вся совокупность геолого-геофизических данных и опубликованных материалов [1–6] позволяет сделать вывод о том, что с образованием Канадской впадины Арктика выходит из-под геодинамического «влияния» Пацифики (спрединг, субдукция, образование задуговых бассейнов, коллизионно-аккреционные процессы [4] и т.д.). С заложением же бассейна Макарова Арктический регион вступает в режим океанообразования, свойственный Северной Атлантике (межконтинентальный рифтинг, умеренный до ультрамедленного спрединг, отчленение континентальных сегментов – микроконтинентов, отмирание спрединговых центров и т.п.). При этом сохранялся достаточно устойчивый тренд общего продвижения спрединговых систем к северу. Очевидно, что отрезок времени, связанный с отмиранием спредингового центра в Канадской впадине до момента раскрытия бассейна Макарова, можно охарактеризовать как переходный этап от тихоокеанского стиля геодинамической эволюции к североатлантическому. Тогда, по всей вероятности, пограничным тектоническим элементом между этими геодинамическими системами можно считать хребет Альфа-Менделеева. Его diskutируемые природа и генетическая принадлежность, трактуемые исследователями далеко неоднозначно, необычайно сложная структура и конфигурация указывают на стрессовые условия формирования, вызванные не только сменой стилей и тектоно-геодинамических режимов, но и, как представляется, встречной направленностью векторов их продвижения.

В заключение следует подчеркнуть, что распад вегенеровской Пангеи в Арктике, как и океанообразование, осуществлялось в две стадии и, как видно, практически с диаметрально противоположных сторон. В первую стадию, до позднего мела, разрушение Пангеи шло со стороны Палеопацифики и было связано с отчленением от Канады блоков Чукотки и Северной Аляски с образованием в разрыве между ними Канадской впадины (первая генерация океанообразования). Во вторую стадию, начиная с позднемелового времени, деструктивные импульсы брали свое начало со стороны Северной Атлантики, что привело к отчленению Гренландии от Северной Америки и формированию спрединговой ветви Лабрадор-Баффина-Макарова (вторая генерация). Затем Гренландия стала отходить от Евразии, и в этот процесс был вовлечен континентальный блок хребта Ломоносова. В результате в кайнозое была сформирована вторая спрединговая ветвь Атлантики, проникающая в Арктику и приведшая к образованию бассейнов Норвежско-Гренландского и Евразийского (третья генерация океанообразования).

Их спрединговые центры функционируют до настоящего времени, но с исключительно низкой скоростью генерации океанической коры. В связи с тем, что обе спрединговые ветви развивались с перекрытием по времени, в раннем кайнозое произошло полное обособление Гренландии в самостоятельную плиту. В таком случае не исключена и автономность поднятия Ломоносова как микроплиты, просуществовавшего в этом качестве довольно короткий промежуток времени.

Литература

1. Международная тектоническая карта Европы. М-Б 1:5000000. Под ред. В.Е.Хайна, Ю.Г. Леонова. М.: Комиссия по международным тектоническим картам РАН, 1998. 5 листов.
2. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона М-Б 1: 2500000. Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хайна. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
3. Пущаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
4. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника и эволюция континентальных окраин. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы XXXVII тектонического совещания. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 194–196.
5. Шпилов Э.В., Матишов Г.Г., Хасанкаев В.Б. // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 5. С. 85–88.
6. Шпилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хайн В.Е. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевоморской). Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 3. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. С. 41–58.

Э.В. Шпилов¹, В.А. Тюремнов², Л.Г. Осипенко², В.Н. Глазнев²

Об одном эффекте результирующего воздействия процессов молодого океанообразования на Баренцевоморскую континентальную окраину по данным петрофизики

Баренцевоморская континентальная окраина от других окраин пассивного типа отличается наиболее обширным шельфовым пространством, гигантской мощностью осадочных образований, заполняющих ее бассейны, и уникальной тектонической позицией. Своим внешним, почти прямоугольным, выступом она вдается в окружающее с запада и востока глубоководное океаническое пространство, занятое соответственно Норвежско-Гренландским и Евразийским бассейнами. И в этой связи край континента находится под воздействием двух, взаимно перпендикулярных, раскрывающихся спрединговых геоструктур океана.

Бурение глубоких параметрических скважин на островах Баренцева моря (архипелаги Шпицберген и Земля Франца-Иосифа) и детальные

¹ Мурманский морской биологический институт (ММБИ) КНЦ РАН, Мурманск, Россия

² Геологический институт (ГИ) КНЦ РАН, Апатиты, Россия

геолого-петрофизические исследования их kernового материала, наряду с ранее изученными петрофизическими параметрами материкового обрамления [1,3,4], позволили провести систематизацию и выявить особенности физических свойств пород, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках и структурно-тектонических условиях. Таким образом, на основе сравнительного анализа петрофизических свойств пород островной и континентальной периферии Баренцевоморского шельфа (таблицы 1, 2), появилась возможность *впервые* отметить существенные различия и общие закономерности изменения параметров разрезов фанерозоя.

Общими чертами островного и континентального разрезов являются:

- достаточно четкая дифференциация пород терригенного и карбонатного состава;
- закономерное увеличение плотности и скорости упругих волн и уменьшение пористости пород с глубиной залегания;
- аномальное изменение петрофизических характеристик пород на границе пермь–триас, обусловленных рубежом двух суперциклов, разделяющих планетарные геологические события;
- слабая дифференциация пород терригенного и карбонатного состава каменноугольного возраста по плотности;
- надежное выделение сейсмоакустических горизонтов на стратиграфических границах: юра–триас, триас–пермь, карбон–девон.

В связи с тем, что периферическая часть Баренцевоморского региона (северо-западный сегмент) непосредственно контактирует с зоной перехода континентальная окраина–океан, в этих районах проявлены интенсивные аномалии горизонтального градиента гравитационного поля. Магнитные аномалии показывают здесь резкую смену преимущественной ориентировки, что также свидетельствует о региональных неоднородностях строения коры, отмеченных, кроме того, аномально высокими значениями теплового потока. Общие закономерности изменения физических свойств пород периферии Баренцевоморского региона определяются наличием двух структурно-формационных комплексов: нижнего, относящегося к гетерогенному фундаменту и представленному древними метаморфическими комплексами, и верхнего, составляющего платформенный чехол. Разрез протерозойского складчатого основания на Земле Франца-Иосифа (скважина Нагурская), как и осадочный чехол, насыщен интрузиями долеритового состава (преимущественно J-K возраста), которые, как правило, имеют высокую плотность, высокие скорости прохождения упругих колебаний и повышенную намагниченность. Этот комплекс создает выдержанные региональные границы в плотностном строении и четкую сейсмическую границу. К нему приурочены и характерные магнитные аномалии мозаичного типа.

Геофизические характеристики платформенной части региона отвечают преимущественно типичной континентальной земной коре с мощностью от 35 до 45 км. Региональное гравитационное поле платформен-

Таблица 1. Петрофизическая характеристика пород островной части Баренцевоморского региона

Возраст	Порода	Плотность,	Пористость,	Скорость,	КПП
		г/см ³	%	км/с	
P _{g1}	терригенные осадки	2,53		4,60	
K ₁	терригенные осадки	2,64		4,00	
J	терригенные осадки	2,67		3,75	
T ₃	терригенные осадки	2,58	7,90	3,58	1,17
T ₂	терригенные осадки	2,58	3,41	3,81	2,88
T ₁	терригенные осадки	2,49	4,74	3,77	1,98
T _{1,2}	терригенные осадки	2,58	2,42	2,98	3,18
T _{1,3}	терригенные осадки	2,60	3,17	3,19	2,62
P ₂	терригенные осадки	2,67			
P ₁	терригенные осадки	2,72		5,50	
P _{1,2}	карбонаты	2,68	0,73	5,60	20,56
C _{2,3}	терригенные осадки	2,61	1,22	5,32	11,38
	карбонаты	2,67	1,08	5,99	14,81
C ₁	терригенные осадки	2,54		5,90	
	карбонаты	2,70	1,28	5,92	12,49
D ₃	терригенные осадки	2,69	1,86	5,71	8,26
	карбонаты	2,66	1,86	5,51	7,88
D _{1,2}	терригенные осадки	2,71	0,78	5,43	18,87
	карбонаты	2,75	0,72	5,69	21,73
S _{1,2}	терригенные осадки	2,55	3,87	4,38	2,89
	карбонаты	2,73	1,36	5,57	11,18
R	терригенные осадки	2,70	1,33	5,60	11,33
	карбонаты	2,70	1,64	4,48	7,38

ной части территории характеризуется незначительными по амплитуде аномалиями изометрической или несколько вытянутой в плане формы. Региональные магнитные аномалии подчеркивают эти детали строения отдельных блоков земной коры и характеризуют результирующую картину, которая сложилась в процессе тектоно-магматических и геодинамических преобразований региона и выражена в закономерной смене ориентировки магнитных аномалий. В целом, по геофизическим данным, достаточно однозначно определяется сложное блоковое строение земной коры региона. Если породы терригенного и карбонатного комплексов платформенного чехла практически не магнитны, то магматические образования в них характеризуются намагнитченностью, значения которой изменяются в широких пределах, отражая условия их образования и изменения вещественного состава. Магнитные разности базитов могут иметь магнитную восприимчивость до $2000 \cdot 10^{-5}$ СИ, но отмечаются и немагнитные такситовые долериты. Скорость упругих волн в базитах более высокая, чем во вмещающих породах и тесно связана с плотностью. Как правило, наиболее высокие значения (5,8–6,1 км/с) соответствуют неизменным разностям микродолеритов, а более низкие

Таблица 2. Петрофизическая характеристика пород материкового обрамления Баренцевоморского региона (Печоро–Тиманская провинция)

Возраст	Порода	Плотность, г/см ³	Пористость, %	Скорость, км/с	КПП
K ₁	терригенные осадки	1,82	30,67	1,10	0,07
J _{2,3}	терригенные осадки	1,96	25,00	1,30	0,10
	карбонаты	2,50	10,00	3,70	0,93
T	терригенные осадки	2,04	21,50	1,28	0,12
	карбонаты	2,44	5,75	2,77	1,18
P ₂	терригенные осадки	2,14	21,37	2,59	0,26
	карбонаты	2,32	14,86	3,68	0,57
P ₁	терригенные осадки	2,46	9,00	2,88	0,79
	карбонаты	2,46	11,00	3,74	0,84
C ₃	карбонаты	2,47	11,00	4,00	0,90
C ₂	терригенные осадки	2,49	7,75	3,10	1,00
	карбонаты	2,46	10,67	3,67	0,85
C ₁	терригенные осадки	2,54	6,75	3,70	1,39
	карбонаты	2,57	6,00	3,97	1,70
D ₃	терригенные осадки	2,40	12,25	2,24	0,44
	карбонаты	2,52	8,17	3,43	1,06
D ₂	терригенные осадки	2,45	9,63	2,68	0,68
	карбонаты	2,66	5,50	3,73	1,80
S	терригенные осадки	2,55	6,00	2,90	1,23
	карбонаты	2,68	4,67	3,73	2,14
R ₃	карбонаты	2,35	13,76	4,08	0,70

(5.1–5.2 км/с) – такситовым долеритам и милонитизированным породам.

Петрофизические отличия пород островной части при сравнении с континентальной заключаются, прежде всего, в следующем:

- в более высокой плотности и скорости упругих волн в терригенных и карбонатных комплексах;
- в более низком коллекторском потенциале пород, характеризующим комплексным петрофизическим параметром (КПП) и определяющим перспективы нахождения углеводородов.

Эти расхождения объясняются формированием пород в различных геодинамических обстановках, проявившихся в тыловом и приокеаническом сегментах континентальной окраины. Из этого однозначно следует вывод о том, что породы островной части фанерозоя в целом (от рифея до мелапалеогена включительно) более интенсивно подвергались процессам катагенеза и дислокационного метаморфизма. Под влиянием этих факторов происходило общее уплотнение всех сохранившихся здесь от эрозии комплексов фанерозоя и цементирование порового пространства терригенных отложений. Совокупность тектонической, сейсмической, вулканоматмической и тепловой активности островных и прилегающих к ним шельфовых районов, обусловленная, вне сомнения, в мезозое и кайнозое

процессами молодого океанообразования, получила отражение в виде зон тектонического дробления, сдвигов и надвигов, дезинтеграции пород, насыщенности разреза базальтоидами и т.п. Все эти факторы привели к уплотнению и повышенной консолидированности пород и, как следствие, к более высоким скоростям прохождения упругих волн и сближению значений скоростей волн в терригенных и карбонатных комплексах. Но вместе с тем для осадочных пород показательны значительные колебания параметров плотности. При этом наименьшими их значениями характеризуются песчаники с глинистым цементом, а наибольшими – карбонатные конкреции. В целом величина плотности нарастает в ряду: песчаник–алевролит–аргиллит и с увеличением в породах с карбонатным цементом. В разрезе пород каменноугольного возраста островной части высокие значения плотности образований терригенного и карбонатного комплексов объясняются, кроме того, и интенсивным влиянием интрузивной деятельности.

Проведенные петрофизические исследования, обобщение и анализ полученных материалов позволяют установить связь петрофизических данных с литолого-фациальными параметрами среды, особенностями геодинамического развития окраинных областей Баренцевоморского шельфа, а также обосновать некоторые петрофизические критерии комплексной интерпретации геофизических данных. В плане оценки УВ потенциала приведенные параметры свидетельствуют о значительно более низких перспективах нефтегазоносности северо-западного сегмента окраины по сравнению с тыловой ее областью [5,6].

Многочисленные геологические примеры и расчеты на модельном уровне показывают, что взаимодействие литосферных масс океана и континента даже в условиях дивергенции плит неизбежно приводит к преобразованию структуры края континента. Океаническая литосфера, отжимаемая в стороны в процессе спрединга и являющаяся носителем тектонической энергии, развивает мощнейшие напряжения в зоне контакта континент–океан, субгоризонтально передающиеся в тело континентальной плиты [2]. Вместе с тем, фазы повышенной спрединговой активности в океанических бассейнах сменялись ее спадами (отмирание спрединговых центров или ультрамедленный спрединг), и тогда режим статии на континентальных окраинах заметно ослаблялся.

В геодинамическом отношении полученные результаты указывают на существенные изменения петрофизических свойств комплексов пород земной коры внешней периферии континентальной окраины, находившейся под воздействием тектоно-геодинамических режимов разновозрастных генераций молодого океанообразования в течение мезозойско-кайнозойского отрезка времени.

Литература

1. Верба В.В., Тюремнов В.А., Школа И.В. Закономерности изменения физических характеристик пород глубоких скважин островов Баренцева моря. В кн.: Геофизические исследования на европейском Севере СССР. Апатиты: Изд. КФ РАН СССР, 1983. С. 98–104.
2. Летников А.Ф. // Докл. РАН. 1997. Т. 354. № 2. С. 224–226.

3. Тюремнов В.А. Петрофизическая модель фанерозоя архипелага Шпицберген. В кн.: Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. С. 159–167.
4. Физические свойства горных пород Баренцевоморского региона. Под ред. И.С. Грамберга. Апатиты: Изд. КФ РАН, 1987. 82 с.
5. Шипилов Э.В., Боголепов А. К. // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 2. С. 238–240.
6. Шипилов Э.В. Тарасов Э.В. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. 306 с.

М.А. Шишкин¹

Тектоника севера Лемвинской зоны (Полярный Урал)

В строении Уральской складчатой системы на Полярном Урале, как и в более южных районах выделяются Западноуральская, Центральноуральская и Восточноуральская складчато-надвиговые структурные зоны. Граница между первыми двумя проводится в районе по Хараматолоускому надвигу, между вторыми – по Главному Уральскому надвигу (ГУН).

В составе Западноуральской зоны выделяются структуры I порядка: автохтонные – Енганэпэйская брахиантиклиналь, Нияуская синклиналь, Манитанырдский антиклинорий, Лемвинский синклинорий и Лемвинский аллохтон, образующий мегасинформу, приуроченную к ядру последнего.

Енганэпэйская брахиантиклиналь имеет размеры 40x12 км. Северо-западное крыло крутое (угол падения 50–60°), осложнено взбросо-надвигом, юго-восточное – более пологое (угол падения 30–40°). В ядре выходят образования байкальского структурного этажа, в пределах которого выделяются складчатые структуры байкальского этапа. Крылья их осложнены мелкой складчатостью с опрокинутыми на запад осевыми плоскостями (падение 35–60°). Ядра синклиналей выполнены отложениями енганэпэйской свиты (V_2-C_1), антиклиналей – образованиями бедамельской серии (R_3-V_1) и манюкуяхинской свиты (R_3).

Нияуская синклиналь разделяет брахиантиклиналь Енганэ-пэ и Манитанырдский антиклинорий. По западному борту синклинали в автохтоне проходит граница елецких и лемвинских фаций для силура, примерно по оси – для раннего девона. Северо-западное крыло синклинали характеризуется углами падения 30–45° на юго-восток. Юго-восточное крыло синклинали опрокинуто на северо-запад и сложено интенсивно дислоцированными силурийско-девонскими образованиями лемвинского комплекса, которые отслоены от ордовикского елецкого основания и в виде серии паравтохтонных чешуй, осложненных мелкой изоклиальной складчатостью, умеренно надвинуты на запад.

¹ Федеральное государственное унитарное предприятие (ФГУП) ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

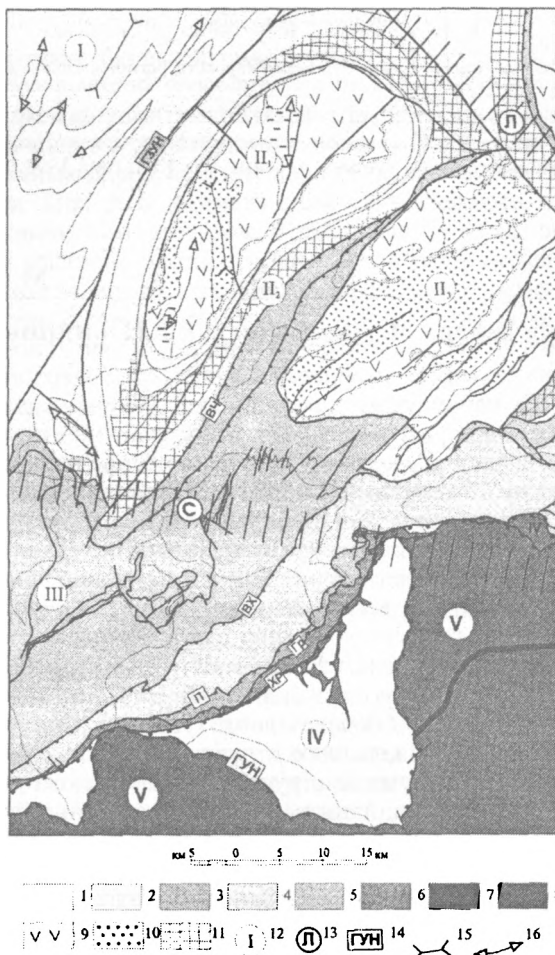


Рис. Тектоническая карта севера Лемвинской зоны.

1–2 – автохтон (1 – доуралиды, 2 – уралиды); 3–6 – Лемвинский аллохтон (3 – Западный покров, 4 – Верхнехаротский покров, 5 – Предгорный покров, 6 – Грубешорский покров); 7 – Хараматолоуский меланж; 8 – Войкарский аллохтон; 9–11 – формации: 9 – бедамельская андезито-базальтовая островодужная, 10 – энганзпейская молассовая коллизионная, 11 – барьерных рифов пассивной окраины; 12 – структуры 1 порядка (1 – Косью-Роговская впадина, П₁ – Энганзпейская брахиантеклиналь, П₂ – Нияюская синклиналь, П₃ – Манитаньрдский антиклинорий, III – Леминский аллохтон, IV – Хараматолоуский блок, V – Войкарский аллохтон); 13 – разломы фундамента ограничивающие Собское поперечное поднятие (Л – Лонготьюганский, С – Собский); 14 – главные надвиги (ГЗУН – Главный Западноуральский, ВЧ – Вучвожский, ВХ – Верхнехаротский, П – Предгорный, Гр – Грубешорский, ХР – Хараматолоуский, ГУН – Главный Уральский); 15 – оси складок 2 порядка (15 – синклиналей, 16 – антиклиналей).

Манитаньрдский антиклинорий представляет собой сложно построенную антиклинальную складку, опрокинутую на северо-запад и отчасти надвинутую по крутому взбросо-надвику на Нияюскую синклинали. Преобладающее падение осевых плоскостей осложняющих складок – юго-восточное с углами 60–75°. В ядре антиклинория на дневную поверхность выходят образования байкальского этажа, первичный структурный план которых полностью переработан в период уральского тектогенеза. Южная периклинали Манитаньрда изначально слагалась силурийско-девонскими образованиями лемвинского комплекса, которые в дальнейшем были тектонически отслоены от массивного ордовикского субстрата, более интенсивно смяты и умеренно перемещены по серии чешуйчатых надвигов к северо-западу.

Лемвинский аллохтон представляет собой крупную пологозалегающую в целом (внутри сложнодислоцированную) тектоническую пластину, смятую совместно с подстилающим автохтоном, что указывает на доскладчатый или соскладчатый характер надвигов. В составе аллохтона выделяется ряд покровов, последовательно надвинутых друг на друга и на автохтон в целом. С северо-запада на юго-восток (и, соответственно, снизу вверх) выделяются: Западный, Верхнехаротский, Предгорный и Грубешорский покровы.

В Западный покров нами включаются, выклинивающаяся к северу полоса развития силурийско-девонских образований лемвинского комплекса в Нияюской синклинали, силурийско-пермские образования лемвинского комплекса в нижнем течении р.р. Харота и Яй-ю, ордовикские образования елецкого комплекса на увалах Качамыльк и силурийско-девонские отложения западного борта долины р. Бол. Пайпудына. Основанием покрова в Нияюской синклинали и на южной периклинали Манитаньрда являются ниже-верхнеордовикские отложения в елецких фациях (манитаньрдская серия и хантейская свита), на которых после позднеордовикской деструкции изначально залежали силурийско-пермские отложения лемвинского комплекса. В период уральского тектогенеза последние были тектонически отслоены от массивного терригенно-карбонатного основания, более интенсивно дислоцированы (эпидермальна складчатость) и испытали умеренное перемещение на северо-запад. Аналогичная ситуация реконструируется первоначально и для увалов Качамыльк, однако здесь дальнейшее нарастание тангенциального давления со стороны надвигающейся пластины палеоокеанического сектора привело на следующем этапе к отслаиванию от байкальского фундамента и переходу в состав Западного покрова также и ниже-верхнеордовикских елецких образований качамылькской свиты и манитаньрдской серии. Таким образом, граница паравтохтона и собственно аллохтонной части в пределах Западного покрова в районе достаточно условна. С северо-востока (от Нияюской депрессии и Манитаньрда) на юго-запад (к южной периклинали Енганэ-пэ) амплитуда надвига на автохтон быстро возрастает от первых сотен метров до десятков

километров. Такая ситуация, на наш взгляд, может быть объяснена активным «всплыванием» Собского поперечного поднятия в позднем палеозое, которое препятствовало формированию доскладчатых шарьяжей по его оси. В составе покрова выделяется ряд более мелких тектонических пластин: Лекьселецкая, Нияюско-Харотская, Качамылькская, Пай-пудынская.

Для южной части Западного покрова характерно наличие антиформных и синформных структур, отвечающих основным крупным структурам автохтона.

Западный покров перекрыт в верховьях рек Елец, Яй-ю, Харота Восточнолемвинским пакетом покровов, состоящим из Верхнехаротского, Предгорного и Грубешорского покровов.

Верхнехаротский покров по линии Верхнехаротского надвига полого перекрывает Западный и является аналогом Грубеинского покрова Южнолемвинского района [2]. В его строении принимают участие три структурно-вещественных комплекса (СВК), тектонически отслоенные друг от друга на стадии формирования доскладчатых шарьяжей вследствие различной компетентности слагающих их пород. Нижний комплекс сложен образованиями погурейской, грубеинской, харбейшорской свит, средний – конденсированными кремнистыми осадками среднего ордовика – среднего девона и няньворгинской свитой, верхний – образованиями яйюской свиты. Уже после надвигания покров испытал интенсивную складчатость, вплоть до изоклиальной. В результате в его поле картируются ядра «антиклинальных» складок, сложенных образованиями нижнего СВК в окружении кремнистых толщ среднего СВК. Зоны дробления на контактах отсутствуют вследствие доскладчатого характера надвигов.

Предгорный покров по линии Предгорного надвига перекрывает Верхнехаротский. В его строении принимают участие только образования погурейской, грубеинской и молюдшорской свит, находящихся, в целом, в опрокинутом залегании. Это указывает на то, что срыв произошел первоначально по осевой плоскости лежащей синклинали, и амплитуда перемещения относительно Верхнехаротского покрова невелика.

Грубешорский покров отвечает одноименному покрову, выделенному С.В. Руженцевым [1]. В районе он сложен исключительно кремнисто-вулканогенными образованиями грубешорской свиты среднеордовикско-позднедевонского возраста. Перекрывается полимиктовым меланжем зоны Хараматоуского разлома, который представляет собой тектоническую зону переменной ширины от первой сотни метров до 1, 2 км, падающую на юго-восток под углами 69–70° и выполненную полимиктовым серпентинитовым меланжем, который представляет собой смесь обломков пород грубешорской, ивтысьшорской свит, гипербазитов райизско-войкарского (?) и габброамфиболитов кершорского (?) комплексов размером от первых метров до сотен (и даже первых километров), погруженных в рассланцованный серпентинитовый матрикс. Происхождение данного ме-

ланжа довольно проблематично, так как в структуре района он фактически подстилает Хараматолоуский блок. Таким образом, Хараматолоуский разлом представляет собой либо сутурный шов на месте закрывшегося палеозойского бассейна с океанической корой (типа окраинного моря), располагавшегося между пассивной окраиной ВЕК и Хараматолоуским микроконтинентом, либо сформирован при меланжировании допалеозойских офиолитов Харотского гипербазитового массива, который, по геофизическим данным, погружается под него.

Хараматолоуский блок сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации образованиями ивтышьорской свиты позднего рифея и хараматолоуской серии среднего рифея, по выходам которой в его центральной части уверенно реконструируется крупная антиклинорная структура – Изьякырьюский антиклинорий. Крылья антиклинория интенсивно смяты, что особенно хорошо подчеркивается пластообразными телами плагиогранитов. Характерна северо-западная ориентировка шарниров и осевых плоскостей всех складок, практически перпендикулярная всем палеозойским уральским структурам. Падение осевых плоскостей складок преимущественно северо-восточное (азимут падения 60–70°, угол 80–85°). При этом нередко открытые складки с азимутами падения юго-западных крыльев 240–260° (углы падения 50–80°), северо-восточных – 60–70° (углы падения 20–45°).

С юго-востока по линии ГУН Хараматолоуский блок перекрыт Войкарским офиолитовым аллохтоном.

Литература

1. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.
2. Шишкин М.А. // Геотектоника. 1989. № 3. С. 86–95.

**А.А. Щипанский¹, А.Н. Конилов¹, М.В. Минц¹, К.А. Докукина¹,
С.Ю. Соколик¹**

Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров

Подавляющий объем ювенильной архейской континентальной коры сложен тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) вулканоплутоническими сериями, метаморфизованные эквиваленты которых широко известны как «серые гнейсы».

В отличие от известково-щелочных островодужных серий фанерозоя, ТТГ серии архея характеризуются сильным фракционированием

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

редкоземельных элементов и очень низкими содержаниями Yb [1]. Такие данные получены в результате геохимического моделирования и прямых экспериментальных исследований, согласно которым главными ликвидусными фазами, контролирующими составы, должны были быть гранат и амфибол. В пост-архейских известково-щелочных расплавах островных дуг эти фазы не играют заметной роли.

Многочисленные эксперименты по плавлению синтетических и природных базальтовых систем действительно демонстрируют, что в условиях достижения низких – средних степеней плавления базальтов метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации, фации гранатовых амфиболитов или эклогитовой фации, генерируются среднекислые расплавы, которые по содержаниям главных элементов являются идентичными ТТГ сериям архея [2, 3, 4 и др.]. Эти эксперименты позволили определить главные сосуществующие реститовые фазы и их количественные соотношения, что послужило основой для геохимического моделирования петрогенезиса ТТГ серий с использованием экспериментально установленных коэффициентов распределения для амфибола, клинопироксена, граната и расплава [5, 6]. Однако во всех экспериментальных системах тоналитовые расплавы образуются в равновесии как с эклогитовыми, так и с амфиболитовыми фазовыми минеральными ассоциациями. Такая неоднозначность в определении возможного источника для генерации ТТГ расплавов, сформировавших раннюю континентальную кору Земли, приводит к разным представлениям о стилях архейской геодинамики. Если принимать в качестве источника для формирования ТТГ серий эклогитовые минеральные ассоциации, то по понятным причинам вполне реальным механизмом в геодинамике архея должна быть субдукция океанической коры. В противном случае источником расплавов могла служить утолщенная океаническая кора, когда в достаточно малоглубинных условиях (~ 8–10 кбар) частичному плавлению должны были подвергаться базальты, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации или фации гранатовых амфиболитов. В принципе нельзя исключать возможности генерации ТТГ серий архея по какому-либо иному сценарию, однако положение дел именно таково, что на сегодняшний день эти модели являются конкурирующими, а их доказательная база служит основой многочисленных публикаций [7, 8 и др.]. Кроме экспериментальных ограничений генерации расплавов ТТГ серий существуют и другие теоретические расчеты, которые также дают противоречивые выводы как о необходимости эклогитового источника для их продуцирования, так и «запрете» процессов эклогитизации архейской океанической коры. Таким образом, проблема эклогитов в архее приобрела важнейшее значение для решения вопросов геодинамических механизмов формирования ранней континентальной коры. Вместе с тем, вплоть до самого последнего времени эклогиты в архейских областях известны не были.

Беломорский подвижный пояс Балтийского щита предоставляет уникальную возможность для решения этой фундаментальной проблемы, поскольку в самое последнее время здесь обнаружены несколько проявлений эклогитов. Недавно появились публикации о находке эклогитов в Гридинской зоне тектонического меланжа в восточной части Беломорского пояса с изотопным возрастом $\sim 2.71\text{--}2.72$ млрд лет [9]. В результате наших исследований в центральной части Беломорского пояса были открыты еще три эклогитовых тела, которые получили название по месту первой их находки – эклогиты Салмы [10]. В отличие от эклогитов Гридинской зоны, эклогиты Салмы размещены среди ТТГ гнейсов беломорского комплекса, изотопный возраст которых около 2.8 млрд лет. Тела эклогитов имеют значительные размеры. Наиболее крупное из них прослежено по простиранию на ~ 4 км при мощности около 500 м. На имеющихся геологических картах этой территории данное тело было отнесено к комплексу т.н. друзитов, т.е. к метаморфизованным фрагментам расслоенных интрузий, которые большинством исследователей относятся к сумию (~ 2.45 млрд лет). Однако, согласно проведенному здесь ранее геологическому картированию, это тело, как и подавляющее количество других аналогичных тел центральной части Беломорья, В.И. Пожиленко было отнесено к группе «друзитов» архейского возраста [11]. Количество закартированных тел «архейских друзитов» на территории Беломорья составляет, как минимум, десятки, если не сотни. Проведенные нами детальные геологические и петрологические исследования одного из крупных тел «архейских друзитов», расположенного вблизи пролива Салма оз. Имандра, показало, что это тело является не магматическим, а представляет собой ретроградно измененные эклогиты архейского возраста. Здесь были обнаружены реликты парагенезиса $\text{Grt} + \text{Omph}$ ($\text{Jd } 0.25\text{--}0.30$) + $\text{Qtz} + \text{Rt}$, который однозначно свидетельствует об условиях эклогитовой фации метаморфизма ($P \sim 14\text{--}15$ кбар, $T \sim 700^\circ\text{C}$). По главным элементам эклогиты Салмы соответствуют толеитовому базальту ($\text{SiO}_2 - 48\%$, $\text{MgO} - 8\%$), а по распределению малых элементов наиболее близки толеитам СОХ. Обрамляющие эклогитовые тела гнейсы состоят из тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов, т.е. типичного для архея ТТГ комплекса, который по геохимическим характеристикам соответствует адакитам ($\text{SiO}_2 > 56\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$, $\text{Sr/Y} > 40$, $\text{La/Yb} > 20$). Казалось бы, что эти породы являются слишком разнородными для существования каких-либо генетических взаимосвязей между ними. Однако в самих эклогитовых телах обнаруживаются многочисленные тонкие жилы плагиигранитоидов, которые нигде не выходят за их пределы. Из одной такой жилы была отобрана изотопно-геохронологическая проба и выделены цирконы для изотопного датирования. Геохимическое изучение этой пробы показало, что по составу она отвечает также адакиту, распределение малых элементов в котором полностью идентично таковому в ТТГ гнейсах обрамления. Петрологическое изучение позволило установить, что эта адакитовая жила пред-

ставляет собой биотит-гранат-кианитовый гнейс. Полученные термометрические данные показывают, что эта кианит-содержащая минеральная ассоциация была сформирована при температуре 670–710°C и давлении 12.5–13.5 кбар, т.е. в условиях эклогитовой фации метаморфизма. В то же время, минеральные парагенезисы ТТГ гнейсов из обрамления эклогитовых тел свидетельствуют об их формировании в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений (7–9 кбар) при отсутствии кианита. Эти данные позволяют предположить, что источником ТТГ расплавов могли быть эклогиты, продукты частичного плавления которых удалялись вверх, образуя ТТГ комплекс Беломорья. В качестве аргумента в пользу такого предположения выступает тот факт, что в самих эклогитовых тел наблюдаются многочисленные полосы, пятна и линзы, обогащенные гранатом и рутилом. Картина распределения малых элементов в этих разностях обнаруживает их практически полную комплементарность по отношению к картине распределения малых элементов в адакитовой жиле и ТТГ гнейсах обрамления. Таким образом, такие участки могут рассматриваться как рестины частичного плавления эклогитов.

Изотопные определения возрастов цирконов из адакитовых выпловок в эклогитовом теле Салмы проводились методом локального ионного датирования на SHRIMP2 в Сиднее, Австралия (ARC National Key Center for the Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents, Macquarie University). Исследование геохимии 20 зерен с помощью LAS-IPCMS позволило разграничить популяцию на две гетерогенные группы. Их последующее датирование на SHRIMP2 показало возраста 2875±11 млн лет и 2755±10 млн лет (Е. Белоусова, Л.М. Натапов, В.Л. Гриффин, перс. сообщ.). К тому же, параллельно были выполнены исследования Lu-Hf изотопии цирконов, которые позволили оценить модельный возраст эклогитов Салмы (TDM), который составляет 3.0 и 3.16 млрд лет. Таким образом, на сегодняшний день можно утверждать, что эклогиты Салмы являются древнейшими эклогитами мира.

Литература

1. Martin H. // *Geology*. 1986. V. 14. P. 753–756.
2. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. // *Precambrian Res.* 1991. V. 51. P. 1–25.
3. Жарииков В.А., Ходоревская Л.И. // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 2. С. 249–251.
4. Sen C., Dunn T. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 117. P. 394–409.
5. Barth M.G., Foley S.F., Horn I. // *Prec. Research*. 2002. V. 113. P. 323–340.
6. Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. P. 3109–3123.
7. Foley S., Tiepolo M., Vannuchi R. // *Nature*. 2002. V. 417. P. 837–840.
8. Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D. // *Nature*. 2003. V. 425. P. 605–609.
9. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конюхов А.Н. // *Петрология*. 2004. № 6. С. 609–631.
10. Konilov A.N., Shchipsansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. *Petrology of eclogites of the Belorussian Province // 32nd IGC Florence 2004, Abstr. Part.1. P. 108.*
11. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. *Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.*

О применимости модели тектоники плит к докембрийским образованиям

В публикациях последних лет модель тектоники плит нередко распространяют на докембрий, в том числе ранний. Насколько это оправдано, насколько особенности строения древнейших геологических образований находят объяснение в рамках модели тектоники плит? Ограничимся, для краткости, рассмотрением складчатых и покровно-складчатых структур, которые, как предполагается, являются результатом сближения плит.

Согласно модели сближения плит, формирование складчатых поясов с прямыми или наклонными складками происходит вследствие одноосного горизонтального сжатия горизонтально-слоистых объемов земной коры и соответствующего увеличения их вертикальных размеров (рис. 1а). В древнейших комплексах складчатые структуры такого типа весьма обычны, причем степень сжатости их меняется в широких пределах: от пологих изгибов до столь тесно сжатых складок, что крылья их приведены в почти параллельное положение, что соответствует пяти- и даже десятикратному изменению первоначальных размеров. Очевидно, что столь интенсивной деформацией не могут быть однообразно охвачены сколь угодно большие объемы земной коры. И, действительно, в древних комплексах величина деформации быстро изменяется не только поперек простирающихся структур (что обычно и в фанерозойских образованиях), но и вдоль их простирающихся. Более того, само простирающееся структур тоже весьма изменчиво в плане, и это мало согласуется с предположением об их формировании под воздействием сближения плит, которое может произвести сжатие только в одном направлении.

Во всех древних комплексах выявляются несколько этапов тектонических деформаций, на каждом из которых направление осей деформации существенно различалось, а по одной и той же оси знак деформации нередко менялся на противоположный. В частности, в древних комплексах на некотором этапе деформации формировались лежачие складки, притом обычно сильно сжатые, и не единичные складки, а их системы, довольно однообразные расположенные в пространстве в пределах больших объемов пород, линейные размеры которых достигают многих километров. Лежачие складки образуются, когда у объема пород, в котором слои имеют крутое падение, уменьшаются по вертикали и соответственно увеличиваются размеры по горизонтали (рис. 1а и б). Если причина всех деформаций – движение соседних плит, то придется допустить, что плиты, которые ранее, при формировании прямых складок, сближались, стали расходиться. Реально ли это?

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

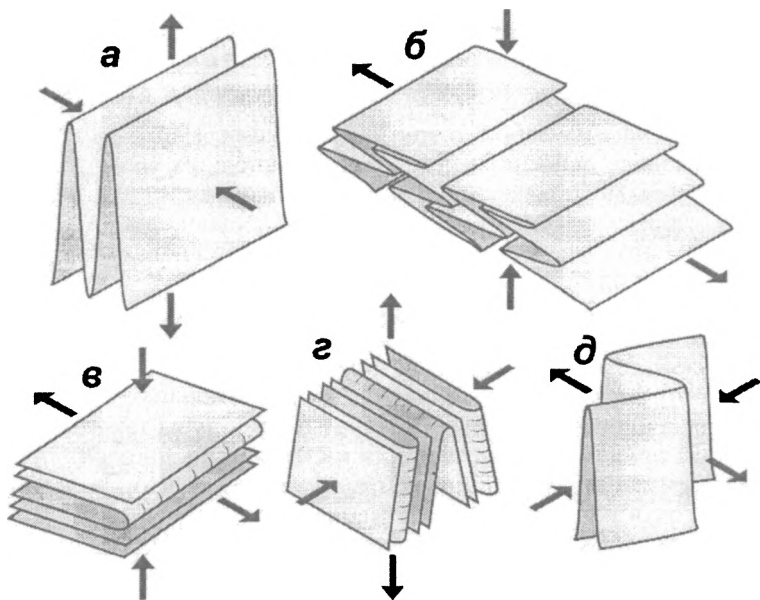


Рис. (объяснение в тексте)

В рассматриваемых комплексах лежащие складки практически всегда смяты впоследствии в новые, прямые или наклонные складки. Должны ли мы предположить, что плиты, ранее раздвигавшиеся, стали снова сближаться?

Очень часто в древних комплексах обнаруживаются складки с крутыми шарнирами. Они могут образоваться либо при смятии лежащих складок, в результате чего шарниры последних приобретают крутое положение (рис. 1в и г), либо при сжатии системы складок с крутыми крыльями (рис. 1д). В обоих случаях необходимо горизонтальное сжатие вдоль шарниров прежних складок, т.е. вдоль простираения ранее существовавшей складчатой системы. Какое относительное смещение соседних плит могло вызвать уменьшение протяженности расположенного между ними складчатого пояса, соответствующее по своей величине степени сжатости складок с крутыми шарнирами?

В древних комплексах мы часто сталкиваемся с тем фактом, что в разное время формировались прямые (или несколько наклонные) складки с шарнирами разных азимутов. Если шарниры, как предполагается, в плане параллельны границам сближающихся плит, как объяснить последовательное образование складок взаимно поперечного направления? Тем, что старые границы плит перестали существовать, и рассмат-

риваемый объем пород оказался в зоне стыка новых плит? А если поперечные складки наблюдаются по всей площади выходов рассматриваемого комплекса, где тогда остается место для самих плит?

Когда мы рассматриваем глобальную тектонику фанерозоя, очень четко видно разделение континентов на платформы и подвижные пояса. Но, начиная с некоторого времени в истории развития Земли, такое различие в строении разновозрастных образований перестает наблюдаться: они повсюду имеют сложное строение, отражающие сложную историю деформаций и преобразований вещества. Иначе говоря, в древних образованиях не находится места для плит, в пределах которых ничего существенного не происходило в то время, когда рядом протекали интенсивные и разнообразные, не только деформационные, процессы.

Помимо складок, близких к типу линейных, при образовании которых деформация происходила в основном в двух измерениях, в древних комплексах широко развиты складки, при образовании которых деформация была существенно трехмерной. Это куполовидные структуры, о которых так много пишут, мульды, а также складки, шарниры которых изогнуты в осевых плоскостях этих складок. Откуда могла взяться вторая ось сжатия, если деформация вызвана сближением плит, остается непонятным.

Многие из описанных особенностей строения можно объяснить тем, что в разных частях деформируемого объема одновременно протекали деформации совершенно разной направленности. Но как неоднородное распределение деформаций может быть вызвано относительным движением жестких плит? Остается предполагать, что кроме одноосного горизонтального сжатия, которое могло быть вызвано сближением плит, происходили и другие деформационные процессы, роль которых в создании наблюдаемой сейчас структуры древнейших комплексов могла быть не только не меньшей, но даже определяющей.

В заключение остановимся на вопросе, можно ли в данных о строении древних метаморфических комплексов найти достаточный материал для выявления геодинамической обстановки, найти надежные свидетельства относительного смещения плит.

Все древние комплексы испытали региональный метаморфизм, притом большей частью высокотемпературный, и это чрезвычайно осложняет выявление их первичной природы и обстановки, в которой они образовались. Применить палеомагнитные исследования здесь нельзя, так как из-за высокой температуры первичная намагниченность не сохранилась. Палеоклиматические исследования неприменимы вследствие отсутствия остатков организмов и из-за полной переработки состава и структуры осадочных пород, которые могли бы свидетельствовать о климатических условиях их накопления.

Нельзя опереться и на исследования химизма пород, широко используемые для реконструкции геодинамической обстановки. Их применяют и к метаморфическим комплексам, но здесь этот метод наталкивается на

серьезные препятствия, поскольку нет никаких оснований предполагать изохимичность метаморфизма. Наоборот, в этих комплексах весьма широко проявлены процессы, которые коренным образом изменили химический состав пород. Прежде всего, это гранитизация в результате привноса кремнезема и щелочей мантийными флюидами, а также окварцевание, карбонатизация и другие процессы, связанные с привносом и выносом компонентов пород.

В результате весьма серьезных преобразований вещества и структуры, в частности, вследствие смещений по многочисленным разрывам разного типа и масштаба, происходивших на разных этапах деформаций, древние комплексы сложены сейчас телами пород, которых раньше не было, и которые, соответственно, находятся в структурных соотношениях, ничего общего не имеющих с соотношениями тел тех пород, которые были когда-то в пределах тех же объемов. Таким образом, даже самое тщательное их изучение (проводимое крайне редко) не может дать материал для выявления геодинамической обстановки, как она понимается современной тектоникой плит. Тем более, что для реставрации структурной обстановки используются обычно данные лишь о структурах, сформировавшихся на самом последнем этапе, и остаются без внимания данные (нередко, действительно, скудные) о предшествующих деформациях, имевших иную направленность.

Из всего сказанного следует, что для выявления геодинамической обстановки формировании конкретных структур требуется тщательный анализ того, насколько реальная структура во всех ее деталях и история ее развития согласуются с предполагаемой обстановкой. К сожалению, структурные данные далеко не достаточно учитываются при построении геодинамических моделей как недавнего, так и, в особенности, далекого прошлого.

Р.М. Юркова¹

Закономерности образования и размещения углеводородов в предостроводужных палеозонах

Структурно-формационный анализ как основной метод исследований проведён для меловых–неогеновых бассейнов, сформированных во фронтальных частях островных палеодуг в пределах северо-западной активной континентальной окраины Тихого океана. Рассмотрены различные геодинамические типы палеодуг: 1) зрелая приматериковая (п-ов Мамет, готерив–баррем); 2) развитая приокеаническая (хр.Кумроч на Камчатке, кампан–палеоцен); 3) примитивная приокеаническая (Восточный Сахалин, альб–сантон, п-ов Карагинский, маастрихт–палеоцен).

¹ Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

Для вертикального формационного ряда предостроводужных зон характерны турбидитно-гемипелагические флишоидные формации с горизонтами апопелловых метасоматитов (туфосилицитов), которые сформировались субсинхронно с вулканическими комплексами. Главный породообразующий минерал апопелловых метасоматитов служит наиболее выразительным индикатором геодинамического типа палеодуги. Так, с известково-щелочной серией приматериковых дуг связано образование кальциевого гейландита, с бимодальной спилито-кератофировой серией вулканитов примитивной дуги – альбита, с высоко глинозёмистыми вулканитами развитой энсиматической дуги – высокоглинозёмистых цеолитов: ломонтита и анальцима.

Установлено, что нефтегазоносные комплексы с промышленными месторождениями нефти и газа так же, как и офиолитовые диапиры, приурочены к преддуговой зоне примитивной палеодуги (Северный Сахалин) [10]. Залежи нефти и газа сосредоточены в осадочных комплексах сформированных в позднепалеогеновых–неогеновых наложенных приразломных прогибах в поздние этапы развития предостроводужных палеозон при нарушении их структуры субмеридиональными правыми сдвигами, сопряженными с взбросо-сбросами северо-восточного и северо-западного простирания. Как показал структурно-формационный анализ, наложенные прогибы образовались в условиях значительной структурной перестройки предостроводужной палеозоны в результате закрытия (замыкания) желоба. Впадина Дерюгина в акватории Охотского моря представляет остаточную часть желоба глубиной 12 км с осадками позднекайнозойского времени.

Диапировые внедрения офиолитов выходят на поверхность на полуострове Шмидта (Северный Сахалин). Судя по данным аэромагнитной и гравиметрической съёмки, массив ультрабазитов п-ова Шмидта имеет почти вертикальное залегание и уходит корнями до верхней мантии. Продолжение диапира или колонны диапиров в акватории Охотского моря фиксируется зонами интенсивных (2000 гамм) положительных магнитных аномалий. Эта зона протягивается вдоль о-ва Сахалин в Охотском море на 1200 км при ширине в 30 км. С магнитной аномалией совпадает гравитационная аномалия в редукции Буге интенсивностью 88 мгк. Верхние границы магнитовозмущающих тел основного и ультраосновного состава залегают на глубине 10 км, что сопоставимо с глубинами дна глубоководных желобов, в частности Марианского, связанного с примитивной островной дугой. Нижние границы магнитных аномалий фиксируются при пересчёте на высоту 30 км. Часть кромок уходит в верхнюю мантию [7]. Нефтегазоносный бассейн приурочен к области с отрицательными магнитными аномалиями, которая примыкает к офиолитовой суре (палеодиапиру). Нефтегазоносность связана с наиболее глубоководными кремнисто-глинистым и песчано-глинистым комплексами миоцена, пространственно тяготеющими к палеожелобу. При приближении к палеожелобу на шельфе северо-восточного Саха-

лина известны газоконденсатные залежи самого молодого плиоценового возраста. Офиолитовые сутуры отгораживают часть акватории Охотского моря с залежами нефти и газоконденсата.

Начало формирования офиолитовой ассоциации связано с подъёмом крупного диапира или колонны диапиров ультрабазитов дунит-гарцбургитового состава, которые рассматриваются как наиболее древний мантийный комплекс офиолитов. Детальное комплексное изучение ультрабазитов показало, что они были серпентинизированы в мантии с образованием метана на глубинах 40–50 км [9]. Содержание метана в мантийных антигоритах определяется в 30 ммоль на 1 кг породы [11]. В поздних генерациях серпентинов петельчатой серпентинизации (лизардиты и хризотил) и в серпентинах наложенной гидротермально-метасоматической серпентинизации содержание восстановительных газов уменьшается в 2–3 раза или падает до 0. Следует отметить, что содержание метана, образованного при серпентинизации срединно-океанических мантийных перидотитов, вскрытых до глубины 500 м в юго-западной части Индийского океана, составляют всего 0.3–0.6 ммоль на 1 кг породы, что в 100 раз меньше, чем в антигоритах глубинной мантийной серпентинизации. Тем не менее, процессы океанической серпентинизации оптимистично рассматриваются в качестве источников abiогенного метана [12]. Серпентинитовые слои литосферной мантии на глубинах 40–50 км в настоящее время характеризуются пониженными скоростями прохождения продольных сейсмических волн: 7,8–7,9 км/с вместо 8,1–8,2 км/с в выше и нижележащих слоях [3]. Подъем и преобразование глубинных углеводородных флюидов для исследованных регионов увязываются с формированием офиолитовых диапиров в зоне перехода примитивная островная дуга–желоб над сейсмофокальной зоной. Эта зона представляет область дифференцированных, преимущественно субвертикальных перемещений литосферных масс [2]. Область наиболее интенсивных дифференцированных движений такого рода в литосфере (опускание в тыловой части дуги и поднятие во фронтальной) располагается под островным склоном желоба, обеспечивая здесь наиболее высокую сейсмичность.

На глубине 40–50 км. наблюдается резкое выполаживание зоны Заварицкого-Беньюффа, трассируемой очагами землетрясений [3]. В этой области проявлены силы растяжения и скольжения и предопределен срыв верхних частей литосферной мантии с подъемом диапира или диапиров, флюидонасыщенных пластичных серпентинитов, которые были пронизаны полициклическими магматическими комплексами. Диапировые внедрения серпентинизированных ультрабазитов во фронтальной части островных дуг над сейсмофокальной зоной установлены для Японской и Марианской островодужных систем [13, 14]. Формирование офиолитовой ассоциации в целом происходило в единой флюидонасыщенной магматическо-метаморфической геотермальной системе. Такой сквозной путь развития магматическо-метаморфической системы спо-

собствовал активному преобразованию магмы, пород и углеводородных флюидов. При этом серпентиниты экранировали углеводородные флюиды от рассеивания, создавая природную автоклавную ситуацию. Флюидное сверхдавление обеспечило подъём диапира, гидроразрыв перекрывающих слоев, а также преобразование углеводородов – образование гомологов метана: этана, пропана, бутана, пентана, гексана и др. Эти углеводороды, взаимодействуя при каталитической активности тонкодисперсных серпентинитов и железо-никелевых соединений (тэ-нит, пентландит, магнетиты) в условиях повышенных температур ($T \geq 350^\circ\text{C}$), формировали все групповые компоненты нефти: нормальные алканы, изоалканы, нафтены, ароматические углеводороды. Убедительные экспериментальные и термодинамические свидетельства абиогенного образования всех групповых компонентов нефти (из H_2 , CO , CO_2) при температурах $200\text{--}500^\circ\text{C}$ и широком диапазоне давлений на бифункциональных катализаторах показаны в работах [4, 5]. Наиболее выразительными индикаторами подъёма офиолитов послужили биметасоматические контактово-реакционные (при взаимодействии с серпентинитами) слои, которые возникали в различные стадии формирования офиолитов – от высокотемпературных ($T=900^\circ\text{C}$) и глубинных в полосчатом расслоенном комплексе через серию разнотемпературных и разноглубинных родингитов на контакте серпентинитов с породами габброидного, дайкового и вулканоплутонического спилит-кератофирового комплексов до апотуфовых и апофлишоидных метасоматитов ($350\text{--}160^\circ\text{C}$) пограничных вулканогенно-осадочных серий [9]. Высокая сейсмическая подвижность предостроводужных палеозон способствовала нарушению целостности серпентинитовых слоев, подъёму углеводородных экструзий и интрузий и миграции углеводородов по сдвиговым разломам, рассланцованным и трещиноватым зонам в магматические и осадочные ловушки присдвигового неогенового прогиба в завершающие этапы становления офиолитов (для Сахалина в плиоцене). Эксперименты показали, что наиболее массоёмким является перенос углеводородов в виде плёнок скольжения флюидов вдоль плоскостей расланцевания почти на субмолекулярном уровне [6]. Существенная роль в преобразованиях флюидов принадлежала энергии сдвиговых деформаций, максимальное проявление которых связывается с разрушением диапира. По минеральным индикаторам установлено двухэтапное заполнение ловушек нефтью в позднем плиоцене и постплиоцене, что совпадает по времени с завершающими этапами становления офиолитов [15]. Судя по данным изучения флюидогеодинимики региона О.В.Равдоникас [8], в рассматриваемой зоне вплоть до настоящего времени продолжается сток и разгрузка глубинных эндогенных интрателлурических флюидов в гравитационно-конвекционном и компрессионном режимах при неполностью завершённом подъёме офиолитового диапира в Охотском море. Этот режим обеспечил формирование газоконденсатных и газовых залежей в центральных частях Охотского моря

и в тыловых частях островных палеодуг (Колпаковский, Голыгинский прогибы, Татарский пролив) в результате миграции и преобразования углеводородных флюидов по оперяющим офиолитовый диапир сдвиговым разломам [7]. Вторые источники углеводородных флюидов – это осадочное органическое вещество предостроводужных впадин (гомогенная биомасса микроорганизмов, водорослей и др.), сформированное и преобразованное под влиянием тепла и глубинных восстановительных флюидов на внешнем склоне дуги по схеме термокаталитической модели. Действие двух источников на Сахалине разделено во времени, с чем связано двухэтапное заполнение ловушек нефтью с последовательным разновременным образованием двух зон водо-нефтяного контакта [15]. В этих условиях многокомпонентный состав нефти формируется длительно в процессе разноэтапных и разностильных преобразований глубинных углеводородов и островодужного биовещества при подъеме и разрушении офиолитового диапира в области перехода примитивная островная дуга – желоб над сейсмофокальной зоной. Время от начала формирования до разрушения офиолитового диапира оценивается в 200 ± 10 млн лет и близко совпадает с периодом (212 млн лет) обращения Солнечной системы вокруг ядра Галактики.

Перспективы нефтегазоносности палеобассейнов, сформированных перед развитыми дугами, возможно связывать с вулканитами и с диорит-порфирами мегаплагиопорфировой магматической серии на внешнем склоне дуги, которые составляют основание (фундамент) этих бассейнов. Вулканиты и диориты, а также вулканогенно-осадочные слои субсинхронно с вулканизмом, магматическими экструзиями и интрузиями подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям, главным образом цеолитизации (ломонтит, томсонит, мезолит, натролит, анальцит и др.), о чем уже упоминалось при рассмотрении туфосилицитов. Структурно-вещественный анализ позволяет обратиться к аналогичным объектам в Южно-Китайском море на шельфе Южного Вьетнама [1]. В этом случае следует предполагать нефтегазоносность меловых–неогеновых комплексов в предгорьях хребтов Кумроч (Восточная Камчатка) и в пределах залива Озерной в Беринговом море.

Литература

1. Аршев Л.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.А. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Нефть и газ, 1997. 276 с.
2. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги. В кн.: Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198–209.
3. Буало Г. Геология окраин континентов. М.: Мир, 1985. 155 с.
4. Ионе К.Г., Мысов В.М., Степанов В.Г., Пармон В.Н. Геокализ как фактор влияния на интенсивность синтеза и превращения углеводородов в нефтяных и газовых скоплениях. В кн.: Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 128–129.
5. Кулакова И.И., Руденко А.П. Свидетельства в пользу абиогенного происхождения нефтяных углеводородов. В кн.: Генезис нефти и газа. М.: ГЕОС, 2003. С. 170–171.

6. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблема металлогении. В кн.: Проблема глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–224.
7. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:2500000. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
8. Равдоникас О.В. Флюидогеодинамика и нефтегазоносность северо-восточной окраины Азии. Объяснительная записка к карте. Хабаровск. ДВО АН СССР, 1990. 38 с.
9. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 162 с.
10. Юркова Р.М., Воронин Б.И. Формирование нефтегазоносных бассейнов в предостроводужных палеозонах. В кн.: Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений. М.: ГЕОС. 2002. С. 186–220.
11. Юркова Р.М. Мантийно-коровая серпентинизация ультрабазитов как источник углеводородных флюидов. Фундаментальный базис новых технологий. Часть II. М.: ГЕОС, 2003. С. 102–118.
12. Kelley D.S., Fruh-Green G.L. // J. Geophys Reseach. 1999. V. 104. № B5. P. 10,439–10,460.
13. Maekawa H., Yamamoto K., Teruaki J., Ueno T., Osada Y. // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 2001. V. 76. P. 355–366.
14. Maruyama S. // The Island Arc. 1997. V. 6. P. 91–120.
15. Yurkova R.M. // Sedimentology. 1970. № 15. P. 53–68.

**В.В. Юцис^{1,2}, Х.М. Родригес², Д. Санчес ла Бастида²,
Л. Арриага Диас де Леон²**

Тектоника разлома Сан Маркос в области сочленения впадин Кватросьенегас и Ундидо, штат Коауила, СВ Мексика: анализ гравиметрических данных

Геология штата Коауила, расположенного на северо-востоке Мексики вблизи с границей США, вызывает, большой интерес специалистов многих стран мира в силу своих природных аномалий. К их числу относятся и уникальный состав современной и ископаемой флоры и фауны, и особенности геологического развития этого реликта западного Тетиса, и во многом невыясненные особенности современной тектоники и режима грунтовых и поверхностных вод. Последний характеризуется уникальным для пустыни обилием вод в виде термальных источников и озер, наземных водоемов и подземных карстовых рек, водоносных горизонтов. Геологическая история региона связана с раскрытием Атлантики, замыканием западной части палеоокеана Тетис и формированием в келовой (?) - раннеоксфордское время полуизолированного бассейна Сабинас (Sabinas Basin), открывавшегося на юго-восток и ограниченного на севере полуостровом Тамаулипас (Tamaulipas), а на западе и юго-западе полуостровом Коауила (Coahuila). Впоследствии этот бассейн был отшнурован от океана по линии Салтийо-Монклова-Нуэва Росита (Saltillo-Monclova-

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

² Автономный университет штата Нуэво Леон (УАНЛ), Монтеррей, Мексика

Nueva Rosita), что обусловило его обособленный и весьма специфический режим развития. Современную тектоническую структуру Северо-Восточной Мексики во многом определяют разломы и линейaments северного и северо-западного простираний. С севера на юг к ним относятся: 1) разлом Ла Бабиа [1], являющийся частью выделенного Р.Х. Санчасом линейамента Бокийя-Сабинас [2]; 2) разлом Сан Маркос [1, 3, 4]; и далее на юг мегасдвиг Мохаве-Сонора [5]. Настоящая работа посвящена изучению центральной части разлома Сан Маркос, простирание которого в штате Коауила составляет $\sim N62^{\circ}W$. Наличие нерешенных вопросов относительно строения региона Кватросьенегас во многом определяется недостаточной изученностью динамики этого крупного тектонического нарушения, которое, по мнению Дж.Мак Ки с соавторами, заложилось в виде части системы трансформных разломов, соединявших спрединговые океанские хребты Атлантики и Пасифики [4].

Район непосредственного изучения представляет собой каньон, соединяющий впадины Кватросьенегас, Сан Маркос и Дель Ундидо. В то же время этот каньон разделяет горные системы Ла Фрагуа, Сьерра Эль Гранисо, Сьерра Сан Маркос Эль Пино, причем последние две, очевидно, смещены относительно Сьерры Ла Фрагуа по системе сдвигов.

Авторами были проведены по апробированной ранее методике [6, 7, 8] геолого-геофизические исследования, центральное место среди которых занимала гравиметрическая съемка и анализ аэромагнитных данных. Гравиметрические работы проводились при помощи высокоточного гравиметра Scintrex CG-3, обладающего разрешающей способностью 5 мГал. Измерительный цикл на каждой станции составлял от 30 до 60 сек, что при величине стандартной девиации не более 0.1 мГал, составляло погрешность измерений ($r.m.s. \text{ error}$) в пределах 13–20 мГал. Через каждые 20 станций профиля проводились измерения на базовой станции, расположенной в центральной части упомянутого выше каньона. Всего было выполнено 5 профилей: один продольный и четыре поперечных. Кроме того, были сделаны отдельные измерения в характерных точках. Топографическая привязка осуществлялась при помощи высокоточного лазерного теодолита типа Total Station, позволяющего определять превышения с точностью до 1 мм. Шаг по профилю составлял 50–100 м. В полученные значения вводилась коррекция за дрейф, величина которой составляла приблизительно 0.0001 мГал/мин. Кроме того были вычислены поправки на географическую широту (относительно базовой станции), на свободный воздух, топографическая и поправка Буге. В результате были построены карты гравиметрических аномалий в свободном воздухе и аномалий Буге, а также карты первых производных (горизонтальной и вертикальной), карты аналитического продолжения поля на высоты до 500 метров и на глубину до 200 метров, карты остаточных аномалий, выделены региональная и локальная составляющие, проведены другие трансформации полей. Обработка данных выполнена при помощи программы

WingLink. Ниже приводится краткая характеристика гравиметрических данных и их тектоническая интерпретация.

Гравитационное поле района характеризуется значительной дифференциацией. В целом насчитывается 6 аномалий с максимальной амплитудой до 10 мГал. Наиболее интенсивная положительная аномалия Буге приурочена к впадине Сьерра Сан Маркос Эль Пино; впадинам Дель Ундидо и Сан Маркос отвечают изометричные отрицательные и близкие к нулю аномалии. Между ними четко выделяется вытянутая в субмеридианальном направлении аномалия интенсивностью до 1.5 мГал. Карты регионального поля, а также поля, трансформированные на высоту 500 метров, четко делят регион на две области: северо-восточную и юго-западную. Первая имеет в целом северо-восточное простирание и характеризуется положительными значениями до 6.5 мГал. Вторая область занята отрицательной аномалией интенсивностью до -1.5 мГал, имеющей северное простирание. Между этими зонами отчетливо выделяется область высоких градиентов, прекрасно маркируемая на картах первых производных. Очевидно, именно эта область может быть интерпретирована в качестве главного разлома Сан Маркос. В соответствии с построенной нами моделью, этот разлом имеет листрический характер. По нему происходит надвигание структур Сьерра Сан Маркос Эль Пино и Сьерра дель Гранисо на Сьерра Ла Фрагуа. На это указывают также взаимоотношения пород формаций Джорджтаун, Киамичи, Аурора, Ла Пенья и Купидо, слагающих эти складчатые сооружения. По нашему мнению, разлом Сан Маркос имеет также сдвиговую составляющую, а контролируемые им впадины Сан Маркос и Дель Ундидо, вероятно, следует отнести к бассейнам присдвигового растяжения, на что также указывает их ромбовидная в плане форма.

Анализ гравитационного поля в сочетании с качественной интерпретацией аэромагнитных данных позволяет выделить в изученном районе зону основного разлома, имеющего здесь, очевидно, глубокое заложение, а также серию разломов оперяющих, выделяемых по локальным аномалиям. Оперяющие разломы ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях; они делят район на блоки, по-видимому, испытывавшие горизонтальные смещения друг относительно друга. Горизонтальные смещения достигают нескольких км, а их вертикальная составляющая варьирует от нескольких десятков до первых сотен метров.

Таким образом, анализ гравиметрических данных дает основание откартировать сложнопостроенную зону разлома Сан Маркос, выявив, что он образует кулисообразную форму, разделяя по системе сдвигов Сьерра Ла Фрагуа на две горные системы – Сьерра Сан Маркос Эль Пино и Сьерра дель Гранисо. Эти же процессы привели к формированию бассейнов присдвигового растяжения – Кватросьнегас, Сан Маркос и Дель Ундидо.

Литература

1. *Charleston, Santiago*. A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico // Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Field Trip Guidebook, Publication 81–74. 1981. P. 28–36.
2. *Sanchez, R.J.* // *Geofisica Internacional*. 1986. V. 25. P. 157–206.
3. *McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E.* // *Geology*. 1984. V.12. P. 103–107.
4. *McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E.* // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1990. V. 102. P. 593–614
5. *Anderson, T.H., Schmidt, V.A.* // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1983. V. 94. P. 941–966.
6. Юцис В.В., Бульчев А.А., Талицкий В.Г., Смойловский О.А. Кинематика микроплит Восточного Средиземноморья: анализ геофизических данных и тектонофизическое моделирование. В кн.: // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1988. С. 298–300.
7. Смойловский О.А., Юцис В.В. Тектоническое районирование Восточного Средиземноморья по гравиметрическим данным // Вестник Моск. ун-та. Сер. геология. 2002. № 1. С. 33–41.
8. *Mickus, K., Montana, C.* Crustal structure of northeastern Mexico revealed through the analysis of gravity data // *Geological Society of America Special Paper* 340. Boulder, Colorado, 1999. P. 357–371.

С.Б. Ящинин¹

Эволюция геотектонической модели Большого Кавказа

Своеобразие геологии Кавказа постоянно привлекало к себе внимание ученых-геологов и сделало этот регион своего рода полигоном, на котором демонстрировались традиционные и испытывались развивающиеся геологические концепции. К тем и другим подстраивалась соответствующая интерпретация данных геологического картирования, оценка значимости различных систем разрывных нарушений, соответственно моделировалось трехмерное геологическое пространство.

В геотектонических построениях до начала 70-х годов отобразилось буквальное следование теории единообразного развития земной коры по классической геосинклинальной модели. В соответствии с этим, признаки геосинклинали изыскивались на Кавказе даже там, где для этого не было сколько-нибудь убедительных оснований. Примерами тому являются попытки представить палеозойскую структурно-формационную зону Передового хребта (размером всего лишь 300 × 30 км) как эвгеосинклиналь или найти «инициальные» геосинклинальные вулканогенные формации в среднеюрских терригенных толщах Восточного Кавказа.

Понятная неудовлетворенность абсолютизацией учения о геосинклиналях, неприемлемые несоответствия модели и реальности привели к революционной переориентации геологической науки, а за ней и геологов-практиков, на концепцию тектоники литосферных плит. Однако

¹ Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Севкавгеология», Эссенуки, Россия

освоение практиками новой теории на Северном Кавказе до сих пор не всегда сопровождается и обеспечивается правильным пониманием пределов ее применимости. Энтузиасты, склонные к абсолютизации и (к сожалению) к вульгаризации идеи, пытаются выделять сочетания элементов глобальной тектоники на территориях в несколько сотен и даже десятков квадратных километров.

Из мозаики этих построений развивается беспредельно сложная модель геотектонически аномальной зоны с поистине неограниченной подвижностью – зоны, где практически нет автохтонных элементов структуры, формирующейся в череде несочетаемых коллизий литосферных плит и микроконтинентов, с перманентным целенаправленным скупчиванием разнородных террейнов и шарьяжей как раз на Кавказе. Случайные по сути литокомплексы «выплескиваются» здесь на континент и складировуются, причем девонские вулканогенные литопластины отдельно в одной географической зоне, девонские терригенные – отдельно в другой, а позднепалеозойские комплексы – отдельно в третьей [1]. Аналогичные структуры усматриваются и в мезозойском структурном этаже. Количество выделяемых плит, микроконтинентов, террейнов и океанических бассейнов в границах Большого Кавказа растет на глазах, отражая субъективность понимания геологами-фантастами места и роли Кавказа в глобальных тектонических событиях.

По мнению А.А.Белова с соавторами (1982), *«Кавказ ... расположен в буквальном и переносном смыслах в центре тех тектонических событий, которыми была затронута Евразия в позднем палеозое – раннем мезозое».*

По-видимому, выделять Кавказ как *центр* каких-либо геологических событий в Евразии (или хотя бы исключительную область на ее континентальной окраине) все-таки нет достаточных оснований. Южная граница Восточно-Европейской плиты аргументированно [3] проводится вне территории Большого Кавказа, примерно по линии, соединяющей современный южный берег Каспия и южную оконечность Крыма. Считается доказанным, что Евразийская плита оставалась относительно стабильной, а плиты Иранская, Аравийская, Тетис двигались в направлении к ней, постепенно наращивая ее или субдуцируя под нее, каждая в свое время – от пермо-триаса (Иранская) до квартера (Аравийская).

Вероятно, все исследователи Кавказа согласны в том, что наиболее древние кристаллические сланцы и гнейсы протерозойского возраста образованы за счет метаморфизма аркозовых и граувакковых осадков зоны континентального склона. Количественно резко подчиненные апобазиты развиты локально и, по-видимому, соответствуют спорадическим проявлениям внутриплитного рифтогенеза с локальными вспышками вулканизма.

Локальное развитие кембрийских образований, отсутствие палеонтологически доказанных отложений ордовика со всей очевидностью показывают, что докембрийский и фанерозойский этапы развития разделяет

на Кавказе огромный перерыв в осадконакоплении, соответствующий эпохе байкальского поднятия [2]. К отсутствию кембрийско-ордовикских пород надо добавить, что и послеордовикские палеозойские отложения известны только в рифтогенном грабене Передового хребта, в Сванетской депрессии (Грузия) и в нескольких параллельных более мелких структурах того же типа. Важно отметить, что даже самый крупный из них рифт зоны Передового хребта закрылся в конце пермского периода, не получив развития как подвижная зона, инверсионный этап совсем не состоялся. Поскольку это так, то приходится констатировать, что *протерозойская* активная окраина *платформы* и в палеозое оставалась активной (рифтогенной) окраиной *платформы*. Правда, в еще существующих представлениях полувековой давности маленький грабен зоны Передового хребта считается как раз остатком палеозойской геосинклинальной системы, однако сегодня это кажется наивным анахронизмом. Внутриконтинентальные авлакогены и рифтогенные впадины могут рассматриваться как зародыши неразвившихся геосинклиналей, но не как корни денудированных систем такого масштаба.

Палеозойский *платформенный* этап сменился опять-таки *платформенным* мезозойским этапом. Киммерийской геосинклинали на месте Большого Кавказа не было. Формирование подвижного пояса с разрывом континентальной коры относится к территории современного Малого Кавказа с его типичными офиолитами и островодужными комплексами, а в зоне Большого Кавказа по-прежнему формировались лишь отдельные рифтогенные структуры внутриконтинентального типа – Южно-Дагестанская впадина, Штулу-Харесский, Софийско-Тебердинский грабены и т.п. К этой же системе относится мезозойский рифт, отделивший от Большого Кавказа Грузинскую глыбу [4].

Отличие палеозойского рифтогенеза от мезозойского заключается лишь в том, что первый проходил на фоне общего поднятия края плиты, а второй – на фоне общего погружения. Молодые рифты, как правило, не наследовали положения более древних.

В альпийском тектогенезе Большой Кавказ – зона коллизии в южной приграничной части Восточно-Европейской плиты.

Итак, современный исследователь геологии Большого Кавказа, если он не готов опровергать построения Зоненшайна, Монина, Ле Пишона, Деркура [3], должен понимать и признавать, что территория региона на протяжении всей его истории, доступной реконструкции, отвечает понятию *рифтогенная окраина континента*.

В соответствии с этой геотектонической моделью приходится поинтересоваться многими привычными понятиями регионального характера.

К таким относится, например, понятие «Скифская плита», которое задолго до освоения терминологии *plate tectonics* было введено для обозначения части Русской платформы, где фундамент имеет относительно молодой возраст. По современным представлениям, эта южная часть Восточно-Европейской плиты действительно имеет байкальское осно-

вание и неметаморфизованный фанерозойский чехол с интрузиями гранитов PZ₃. Однако в палеозойской истории «Скифская плита» не отделяется от территории юго-восточной Украины с ее герцинским авлакогеном Донбасса, так что положение северной границы «плиты» выглядит достаточно неопределенно, а называть Скифскую плиту *эпигерцинской* можно только по инерции мышления, в котором невольно участвуют старые представления о всеобщей предъюрской складчатости на месте палеозойской геосинклинали Большого Кавказа и Предкавказья. Но такой геосинклинали, как мы отметили выше, не было.

Не видно оснований для гипотез об автономных движениях «Скифской плиты» отдельно от Восточно-Европейской (или внутри нее?).

Безусловно настало время уточнить и унифицировать геотектоническое содержание понятия «океан Тетис», под которым следует все-таки понимать не столько водный бассейн, сколько литосферную плиту океанического типа, и согласиться с тем, что ни палеозойская зона Передового хребта, ни киммерийский прогиб Восточного Кавказа к области Тетис не принадлежали. Отсюда очевидно некорректным кажется уже привычное отнесение девонских базальтов рифтогенной зоны Передового хребта к офиолитам.

По-другому должны рассматриваться региональные разрывные нарушения, которые традиционно считались границами Русской платформы или Скифской плиты – например, «Главный Кавказский разлом», который фигурирует в традиционных представлениях как крупнейший разрыв, но никогда не мог быть точно локализован и обычно описывался как некоторая система кулисно расположенных дизъюнктивов. В действительности позиция зоны «Главного Кавказского разлома» совсем не соответствует границе Русской платформы со смежными континентальными или океаническими плитами, и в ней действительно нет никаких глобальных смещений. За «Главный» разлом или за его ветви принимаются разные разрывы из числа сбросов-взбросов, ограничивающих локальные разновозрастные рифтогенные грабены или горсты.

Перечень примеров можно продолжить, для чего требуется только отказаться от стереотипов и предубеждений.

Литература

1. Баранов Г.И., Омельченко В.Л., Пруцкий Н.И. Последовательность тектонических событий и их выражение в современной структуре Северного Кавказа. В кн.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр С. Кавказа. Тез. докл. Ессентуки, 1995. С. 63.
2. Беккер Ю.Р. Проблема общей стратиграфической шкалы докембрия Кавказа. В кн.: Основные проблемы геологического изучения и использования недр С. Кавказа. Тез. докладов. Ессентуки, 1995. С. 165.
3. История океана Тетис. Под ред. А.С.Монина и Л.П.Зоненшайна. М.: Изд. АН СССР. 1987.
4. Резников В.И. О раннеальпийских тектонических покровах // Тез. докл. конф. по геологии и пол. ископ. С. Кавказа, Ессентуки, 1985, с.133.

Содержание

<i>Мишин Н.И., Панфилов А.Л., Степина З.А.</i> Геодинамические модели магматизма и рудообразования на примере платформ Северной Евразии	3
<i>Мишкин М.А., Вовна Г.М.</i> Мантйные плюмы и формирование земной коры: корреляция с данными сейсмотографии.....	6
<i>Мишин В.М., Гриненко В.С.</i> Перспективы открытия нефтяных гигантов в сквозной тектонической зоне, соединяющей транзитали Северного Ледовитого и Тихого океанов (на примере региона Якутия).....	10
<i>Мораховский В.Н.</i> О проблеме тектогенеза и нафтометаллогении «зон разуплотнения».....	14
<i>Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н., Некрасов Г.Е., Руженцев С.В.</i> Тектоника Корьякско-Камчатской складчатой области и проблема пространственно-временных соотношений палеоокеанических структур Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов.....	17
<i>Муравьев В.В., Ситников А.Д.</i> Очаговая тектодинамика и структура минерагенического поля.....	22
<i>Мустафаев Г.В.</i> К одной закономерности минерагении главных тектонических элементов Земли.....	26
<i>Наплевкина Э.Б.</i> Эволюция эндогенной минерагении основных типов тектонических структур раннедокембрийской земной коры.....	27
<i>Некрасов А.И., Костин А.В.</i> Золото-серебряное оруденение как индикатор геодинамического развития восточной окраины Сибирского кратона.....	32
<i>Низовцев В.В., Кривицкий В.А.</i> Парадигмально-физические аспекты проблем глобальной тектоники.....	36
<i>Никишин А.М., Ершов А.В.</i> Геометрические симметрии тектонического плана Земли, данные глобальной сейсмотографии мантии и их значение для моделей глобальной тектоники.....	40
<i>Никишин А.М., Лаврищев В.А.</i> Динамика формирования кайнозойского орогена Большого Кавказа и сопряженных с ним краевых прогибов.....	44
<i>Николаев В.Г., Назорный М.А.</i> Континентальные рифты (авлакогены) – наложенные структуры.....	47
<i>Ножкин А.Д., Советов Ю.К., Травин А.В., Туркина О.М.</i> Геологические и изотопно-геохронологические свидетельства вендских аккреционно-коллизийных событий на юго-западной окраине Сибирского кратона.....	52
<i>Носова А.А., Веретенников Н.В.</i> Юго-Западная окраина Балтики в неопротерозое: изотопно-геохимические особенности базальтов Вольнской трапповой провинции и связь с поздним этапом распада суперконтинента Родинии.....	56

<i>Павленкова Г.А., Павленкова Н.И.</i> Строение верхней мантии Северной Евразии по сейсмическим данным.....	59
<i>Павленкова Н.И.</i> Реологическая расслоенность земной коры и верхней мантии по геофизическим данным.....	61
<i>Паланджян С.А.</i> Офиолиты, генерированные в задуговых бассейнах: особенности строения и состав.....	65
<i>Паланджян С.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Филатова Н.И.</i> Геодинамическая обстановка формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса (Северо-Восток России) и природа субдуцировавшей литосферы.....	68
<i>Паталаха Е.И.</i> Эксгумация продуктов высокобарического метаморфизма (НР–УНР) – индикатор заключительного аккорда перехода континентальной субдукции в жесткое (шоковое) коллизийное столкновение континентов.....	72
<i>Паталаха Е.И., Трофименко Г.Л., Евдоцук Н.И.</i> Краевые прогибы – продукт континентальной субдукции (систематика).....	74
<i>Петрищевский А.М., Журнист В.И.</i> Гравитационные признаки коллизийных структур в литосфере Камчатки	76
<i>Петров Г.А., Свяжина И.А.</i> Проявление каледонской коллизии на Урале.....	81
<i>Печенкин И.Г., Печенкин В.Г.</i> Новейшие орогены и рудогенез в Центральной Азии.....	85
<i>Пийп В.Б., Гылыжов Р.М.</i> Строение литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе, по данным новой интерпретации материалов ГСЗ..	89
<i>Подурушин В.Ф.</i> К вопросу об определении и содержании тектоники...	92
<i>Подурушин В.Ф.</i> Упругие геодинамические волны.....	94
<i>Полетаев А.И.</i> Ротационная тектоника земной коры.....	97
<i>Полещук А.В., Ромашкин А.Е.</i> О возможности влияния силлов габбро-долеритов на процесс формирования купольных залежей шунгитовых пород Онежской мульды	100
<i>Полякова И.Д.</i> Влияние геодинамических факторов на образование и накопление углеводородов в северо-западной части Тихоокеанской окраины.....	104
<i>Поиков В.И.</i> Роль горизонтального сжатия в формировании структуры запада Скифской плиты и современная геодинамика региона.....	107
<i>Поиков В.И.</i> Тектонические закономерности формирования и размещения скоплений нефти и газа в зонах внутриплитных дислокаций блокового сжатия.....	109
<i>Промыслова М. Ю.</i> Геодинамическая модель формирования рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая.....	113
<i>Пучков В.Н., Косарев А.М., Серавкин И.Б.</i> Особенности геодинамики Магнитогорской островной дуги (Южный Урал).....	117

<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Глобальная тектоника в перспективе.....	121
<i>Пуцаровский Ю.М., Мазарович А.О., Сколотнев С.Г.</i> Неотектоника океанского дна.....	123
<i>Пыстин А.М.</i> Модели глубинного строения и геодинамика формирования консолидированной земной коры европейского Северо-Востока.....	125
<i>Реутин Ю.В., Афанасьева Р.Н.</i> Плотностная инфраструктура земной коры Северного Прибайкалья и ее значение для минерагении.....	128
<i>Родионов С.М.</i> Металлогеническая специализация геодинамических обстановок Востока России.....	131
<i>Родионов С.М., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Горошко М.В.</i> Мая-селемджинская глубинная литосферная структура (юг Дальнего Востока России).....	132
<i>Розен О.М.</i> Доаккреционные структуры Сибирского кратона.....	135
<i>Романько А.Е., Савичев А.Т.</i> Проблема субдукционного магмообразования: тектонические особенности, металлогеническая специализация, явления дуализма и противоречия.....	139
<i>Романько А.Е., Савичев А.Т., Багери Х.</i> Существует ли эволюция среднего магматизма?.....	142
<i>Романюк Т.В.</i> Моделирование условий возникновения рифтинга в континентальной плите Каскадной субдукционной зоны, северо-западная окраина США.....	143
<i>Рудаков С.Г.</i> Завершение начального этапа эволюции Средиземноморского пояса в геодинамической связи с консолидацией Гондваны.....	147
<i>Рудаков С.Г.</i> О вероятном фрагменте периферии Западной Гондваны в структуре Северного Кавказа.....	149
<i>Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Борисов С.М., Сергеев С.А., Матуков Д.И.</i> Древнейшие плагиограниты Кузнецкого Алатау: U-Pb датирование (SHRIMP-II) и проблема неопротерозойских офиолитов Юга Сибири.....	152
<i>Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Ткачев А.В., Черкасов С.В.</i> Крупные и суперкрупные месторождения в комплексах главнейших геодинамических обстановок.....	155
<i>Рябкин С.В.</i> О возможной альтернативе конвекционных ячеек как движущей силы плейт-тектоники.....	159
<i>Рязанцев А.В., Калинина Е.А., Матвеева Е.А.</i> Реконструкция ордовикской островной дуги, девонского бассейна с медленным «сухим» спредингом и модель коллизии «дуга-континент» для палеозойд Южного Урала.....	161
<i>Савельева Г.Н., Дегтярев К.Е., Руженцев С.В., Рязанцев А.В.</i> Геодинамические обстановки формирования офиолитов Южного Урала.....	165

<i>Самсонов А.В., Бибикова Е.В., Петрова А.Ю., Герасимов В.Ю.</i>	
Тектонические этапы формирования Среднерусского складчатого пояса, центральная часть кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы: геохимия, геохронология и петротектоника	169
<i>Самыгин С.Г., Карякин Ю.В., Голионко Б.Г.</i> Особенности строения и магматизма зоны Главного Уральского разлома на севере Южного Урала: следы палеотрансформа.....	171
<i>Сафонов Ю.Г.</i> Тектонические закономерности размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений.....	177
<i>Светов А.П., Свириденко Л.П., Шаров Н.В.</i> Диапиризм и проблемы алмазности докембрия Карелии.....	181
<i>Свешников К.И.</i> Трансрегиональные плутонические пояса – особый тип структур литосферы.....	184
<i>Свяжина И.А., Петров Г.А., Рыбалка А.В.</i> Возможная связь современных и древних горизонтальных движений литосферных блоков Урала.....	187
<i>Семенов Д.Ф.</i> На какие структурные элементы следует делить литосферу Земли.....	190
<i>Семинский К.Ж.</i> Отражение тектонофизических закономерностей формирования разломных зон в локализации связанных с ними рудных месторождений.....	192
<i>Сизых В.И.</i> К вопросу об уточнении формулировки платформы.....	196
<i>Сизых В.И., Павленов В.А., Семенов Р.М., Басов А.Д.</i> Тектоника переходных зон: платформа–подвижный пояс, закономерности образования и размещения углеводородов.....	200
<i>Синцов А.В.</i> Некоторые особенности геодинамики Центрально-Южно-Евразийского региона.....	204
<i>Сиротин В.И.</i> Ранняя доархейская история Земли (по данным сравнительной планетологии и кислородной изотопии).....	207
<i>Скрипченко Н.С., Пруцкий Н.И.</i> Кинематика фанерозойских щелевидных пластин в докембрии Большого Кавказа.....	210
<i>Славинский В.В.</i> Верхнемантийная конвекция по сейсмическим и термобарометрическим данным.....	213
<i>Смирнова М.Н.</i> Проявление мантийных плюмов в осадочном чехле (на примере Терско-Каспийского прогиба).....	216
<i>Снежко В.А., Потапенко Ю.Я.</i> Сравнительный анализ строения, состава и колчеданности палеозойских и рифейских субмаринных вулканогенных формаций Северного Кавказа.....	218
<i>Соколовский А.К., Федчук В.Я., Корсаков А.К.</i> Особенности строения и вероятные модели формирования Хизоваарского зеленокаменного пояса Карелии	221

<i>Соловьев А.В., Шатиuro М.Н.</i> Тектоническая эволюция Восточно-Камчатской аккреционной призмы по данным трекового датирования циркона из терригенных пород	224
<i>Сомин М.Л.</i> Структура герцинского основания Передового хребта Большого Кавказа: новая трактовка.....	228
<i>Сомин М.Л., Видятин Ю.П.</i> Структура нижнеюрских депрессий Главного Кавказского хребта – показатель характера альпийской деформации его кристаллического фундамента.....	231
<i>Степанко А.А.</i> Тектоническая расслоенность литосферы и кайнозойская геодинамика тихоокеанской окраины США.....	234
<i>Стогний Г.А., Стогний В.В.</i> Структура юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.....	238
<i>Стрик Ю.Н., Ненахов В.М.</i> Тектонические закономерности пространственной структуры магматического ареала Еланского норит-диоритового комплекса Воронежского кристаллического массива.....	241
<i>Стромов В.А.</i> Тектоническая эволюция литосферы и геомагнитная полярность.....	245
<i>Сыстра Ю.Й.</i> Закономерности формирования каледонских надвигов района Кильписъярви (Северная Финляндия)–Скиботн (Северная Норвегия).....	248
<i>Тверитинова Т.Ю.</i> Трещиноватость горных массивов – показатель латеральной неоднородности, вертикальной расслоенности и новейшей геодинамики приповерхностной зоны литосферы.....	252
<i>Тевелев Ал.В.</i> Южно-Уральский тектонический покров (строение и геодинамическая интерпретация).....	255
<i>Тевелев Арк. В.</i> Вертикальная асимметрия тектонических процессов.....	259
<i>Терехов Е.Н.</i> Роль процессов растяжения в формировании докембрийской коры Восточной части Балтийского щита.....	262
<i>Тимонин Н.И.</i> Марганценосность среднекаменноугольно-нижнепермской карбонатно-терригенной формации Пайхойско-Южновоземьской провинции.....	266
<i>Тимонин Н.И., Юдин В.В.</i> Воздействие Исландского плюма на раннетриасовый вулканизм Полярного Приуралья.....	270
<i>Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александров П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В.</i> Асинхронность формирования сегментов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (новые данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb геохронологии).....	274
<i>Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Врублевский В.В., Колмаков Ю.В.</i> Внутреннее строение и тектоническая эволюция золото-сульфидных залежей в сложнослоистых толщах, на примере месторождения Благодатное (Енисейский край).....	277

<i>Травин В.В., Докукина К.А.</i> Особенности деформаций Беломорского подвижного пояса в раннем протерозое по данным изучения даек базитов района с.Гридино (Западное Беломорье).....	281
<i>Травин В.В., Козлова Н.Е.</i> Сдвиговые деформации как причина эклогитизации пород Гридинской зоны меланжа (Беломорский подвижный пояс).....	283
<i>Третьяков Ф.Ф.</i> Рифтовые структуры в основании Верхоянского складчатого пояса.....	285
<i>Трубицын В.П.</i> Этапы глобальной тектоники и тектоническая модель современной Земли (структура мантийных течений под континентами и океанами во всей мантии, восстановленная по данным глобальной сейсмографии).....	288
<i>Уткин В.П., Митрохин А.Н., Неволин П.Л., Саядян Г.Р., Сорокин Б.К.</i> Роль сдвиговых зон в распределении золотой минерализации южного Приморья.....	291
<i>Уфимцев Г.Ф.</i> Карта морфотектоники Евразии.....	295
<i>Федоров Ю.Н., Криночкин В.Г., Иванов К.С., Краснобаев А.А.</i> Этапы тектонической активизации Западно-Сибирской платформы и Урала в мезозое.....	298
<i>Фейзуллаев А.А., Нагиев Х.В.</i> Природа особенностей тектонического строения структур северной части Южно-Каспийского бассейна.....	302
<i>Филатова Н.И.</i> Закономерности развития окраинно-континентальных бассейнов pull-apart, сопряжённых с Японским морем.....	305
<i>Хаин В.Е.</i> Планета Земля: основные черты структуры, динамики и эволюции – глобальный аспект.....	309
<i>Харахинов В.В.</i> Тектоническая структура Охотоморской нефтегазодной провинции.....	311
<i>Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б., Волкова М.Г., Казанцева Д.А.</i> Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные по базит-ультрабазитовым комплексам Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) и их геодинамическая интерпертация.....	313
<i>Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Леонов Ю.Г., Павленкин А.Д., Поляк Б.Г.</i> Термотомография: новый метод изучения геотермического поля.....	317
<i>Черемных А.В.</i> Блоковое строение зон региональных разломов и поля напряжений верхней части земной коры в районе Усть-Баргузинского разломного узла (Байкальская рифтовая система)	323
<i>Чехов А.Д.</i> Хаотические образования Корякского нагорья – ключ к расшифровке его тектоники.....	328
<i>Чехович В.Д., Сухов А.Н.</i> О позднемеловой Западно-Камчатской островной дуге.....	331
<i>Шapiro М.Н., Хотин М.Ю.</i> Кинематика Кроноцкой дуги.....	335

<i>Шатров В.А.</i> Индикаторные возможности микроэлементов для реконструкции образования нельгесинской свиты верхнего триаса...	338
<i>Шатров В.А., Сиротин В.И., Войцеховский Г.В., Бугельский Ю.Ю.</i> Микроэлементы в породах курской серии нижнего протерозоя – индикаторы геодинамических обстановок формирования.....	343
<i>Шатров В.П.</i> Тектонические и палеогеографические обстановки девонского фосфоритообразования на восточном склоне Северного Урала.....	347
<i>Шашорин Б.Н.</i> Глубинная тектоника западного сектора Центральной Азии и закономерности размещения полезных ископаемых (W, Sn, Au, U).....	351
<i>Шашорин Б.Н.</i> Глубинное строение, палеотектоника и ураноносность восточного сектора Центральной Азии.....	355
<i>Шевченко В.И.</i> Альпийско-Гималайский подвижный пояс: плейт-тектоническая и геосинклиальная концепции.....	358
<i>Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Кухмазов С.У., Пьянков В.Я., Лыгин В.А. Морозова А.Г.</i> Материалы геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные Воды).....	361
<i>Шепелева Я.П., Попов Б.И.</i> Новые данные о составе нижнеюрских вулканитов Кобьуминской системы впадин Верхоянского складчато-надвигового пояса.....	365
<i>Шеремет О.Г.</i> Закономерности размещения нефтегазоносных структур Западно-Сибирской и Туранской плит, выявленные гравимагнитным методом.....	368
<i>Шерман С. И., Савитский В. А.</i> Нестационарные модели активных разломов литосферы – назревшая актуальная проблема геотектоники.....	371
<i>Шитлов Э.В.</i> Генерации и стадии молодого океанообразования в Арктике.....	376
<i>Шитлов Э.В., Тюремнов., В.А., Осипенко Л.Г., Глазнев В.Н.</i> Об одном эффекте результирующего воздействия процессов молодого океанообразования на Баренцевоморскую континентальную окраину по данным петрофизики.....	380
<i>Шишкин М.А.</i> Тектоника севера Лемвинской зоны (Полярный Урал)....	385
<i>Щипанский А.А., Коншлов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикова С.Ю.</i> Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров.....	389
Эз В.В. О применимости модели тектоники плит к докембрийским образованиям.....	393
<i>Юркова Р.М.</i> Закономерности образования и размещения углеводородов в предостроводужных палеозонах.....	396

<i>Юцис В.В., Родригес Х.М., Санчес ла Бастида Д., Арриага Диас де Леон Л.</i> Тектоника разлома Сан Маркос в области сочленения впадин Кватросьенегас и Ундидо, штат Коауила, СВ Мексика: анализ гравиметрических данных.....	401
<i>Яцинин С.Б.</i> Эволюция геотектонической модели Большого Кавказа....	404

Научное издание

**Тектоника земной коры и мантии.
Тектонические закономерности
размещения полезных ископаемых**

**Материалы
XXXVIII Тектонического совещания**

Том 2

**Утверждено к печати
Бюро Межведомственного тектонического комитета РАН**

Подписано к печати 24.12.2004
Формат 62х94 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м².
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 26,0.
Тираж 500 экз.
Тип. ВТИИ. Москва. Зак. № 485С .

Издательство ПК ГЕОС
Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 г.
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92
E-mail: geos@ginras.ru
<http://www.sciencebook.ru>