



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 I



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 1

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 1. – М.: ГЕОС, 2005. – 472 с.
ISBN 5-89118-376-5**

Материалы совещания опубликованы при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 05-05-74001), Программы Президиума РАН «Поддержка молодых ученых» и ФЦП «Интеграция» (проект Т0283/816)

Ответственный редактор
Ю.В.Карякин

На обложке: Раннепалеозойская коллизонная система Западного Прибайкалья. Синметаморфический мраморный меланж (светлое), перескающий толщу гнейсов. Остров Ольхон. Март 2004 г. Фото В.С. Федоровского и Е.В.Склярова.

ББК 26.3
ISBN 5-89118-376-5

© ГИН РАН, 2005
© ГЕОС, 2005

Тектоническая эволюция Южного Тянь-Шаня в палеозое

Палеозойские покровно-складчатые образования Южного Тянь-Шаня принадлежат двум складчатым поясам – Центральноазиатскому и Средиземноморскому. Граница между ними проводится по Зеравшанской суре [6,7]. Традиционно считалось, что образования Центральноазиатского и Средиземноморского поясов в Среднеазиатском секторе непосредственно не соприкасаются друг с другом, они разобщены межпоясовым Каракумо-Таджикским массивом, который на северо-западе через Устурт сочленяется с Восточно-Европейской платформой, а на востоке через Каракумы, Афгано-Таджикскую депрессию и Алайскую долину с Таримской платформой [3,4,5,10]. Северное ограничение массива – Мангышлакско-Южно-Тяньшаньская система разломов, она же юго-западная граница Южного Тянь-Шаня и Центральноазиатского пояса. С юга массив ограничен крупнейшей зоной разломов – Среднеазиатским (Предкопетдаг-Северо-Памирским), по [5], или (Герируд-Гиндукуш-Памиро-Афганским), по [10], являющейся северной границей Средиземноморского пояса. Происхождение Центральноазиатского и Средиземноморского поясов в Среднеазиатском секторе тесно связано с развалом суперконтинента «Родиния» и эволюцией двух океанических бассейнов – Палеоазиатского и Палеотетиса. Начало образования и эволюция океанических бассейнов происходили практически одновременно в течение позднего рифея и палеозоя, о чем можно судить по остаткам офиолитовых комплексов, развитых в пределах Тянь-Шаня и Памира [11]. Барьером, разделяющим океанические бассейны на протяжении палеозоя, вплоть до среднего карбона, служил вытянутый Каракумо-Таджикский континентальный блок, соединяющий Восточно-Европейскую платформу с Таримом.

В истории формирования Центральноазиатского пояса установлено несколько разновозрастных океанических бассейнов, реконструируемых по офиолитовым сутурам [1]. Они разделены микроконтинентами – Киргизским, Алайским, Таджикским и Таримской платформой. На месте Средиземноморского пояса в рифее и палеозое существовали океанические бассейны Прототетиса и Палеотетиса, восстанавливаемые по разновозрастным офиолитовым комплексам [11]. Раннекаменноугольные офиолитовые ассоциации Южного Гиссара и Северного Памира разделены Каракумо-Таджикским континентальным барьером, что позволяет сделать вывод о том, что раскрытие океанических бассейнов по обе стороны барьера происходило одновременно, синхронно в связи с

¹ Национальный Университет Узбекистана им. М.Улугбека, Ташкент, Узбекистан

общими геодинамическими условиями распада «Родинии», и до среднего карбона развивались изолированно и не имели связи друг с другом. В среднем карбоне начался процесс тектонического скупивания и шарьирования. Океаническая часть Палеотетиса начала субдуцировать под континентальный Каракумо-Таджикский барьер, что, по-видимому, привело к формированию крупного Гиссарского плутона на границе с Южным Тянь-Шанем, а отслоившиеся коровые образования одновременно шарьировали на континентальный барьер по Зеравшанскому глубинному надвигу [6]. На этой границе в среднем карбоне произошло сближение, а местами совмещение образований двух океанических бассейнов – Палеоазиатского и Палеотетиса. Отличие палеозойского содержания поясов на этой границе довольно существенно. Толщи ордовика и силура к северу и югу от этой границы резко разнятся между собой как по строению, литологическому составу разрезов, так и по комплексам органических остатков, характеризующих совершенно разные палеобиогеографические провинции [2,6,7,8]. Это доказывает происхождение ордовик-силурийских образований, совмещенных в зоне Зеравшанской сутуры, в разных, в значительной степени удаленных друг от друга палеобассейнах. Кроме того, в месте соприкосновения образований двух поясов установлены пакеты покровов с противоположной вергентностью – северной для Средиземноморской и южной для Центральноазиатской [9]. Все это свидетельствует о том, что Южный Тянь-Шань сложен образованиями двух океанических бассейнов – северного Палеоазиатского и южного, относящегося к акватории Палеотетиса.

Литература

1. *Абдуллаев Р.Н. и др.* Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Изд-во «Фан», 1989, 120 с.
2. *Абдуллаев Р.Н.* // Геология и минеральные ресурсы. 2003. № 4. С. 13–15.
3. *Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. М., 1923.
4. *Ахмеджанов М.А., Борисов О.М.* Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Изд-во «Фан», 1967. 160 с.
5. *Ахмеджанов М.А., Борисов О.М.* О юго-западной границе Урало-Монгольского складчатого пояса. В кн.: Вопросы региональной геологии и петрологии Средней Азии. Ташкент, 1975. С. 4–37.
6. *Бухарин А.К.* // Геология и минеральные ресурсы. 1999. № 2. С. 3–9.
7. *Зубцов С.Е., Зубцов Е.И.* // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 2. С. 230–232.
8. *Лелешус В.Л.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 2. 1991. С. 82–89.
9. *Поришняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. 215 с.
10. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М., Недра, 1979. С. 217–239.
11. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. С. 225–253.

Отображение детачмента на региональных профилях ГСЗ в Припятском палеорифте

В 1996-97 г.г. на территории Беларуси в рамках международного проекта «Евробридж» осуществлялись работы по глубинному сейсмическому зондированию (ГСЗ), методика которого была основана на изучении пакета волн – преимущественно преломленных. Профиль Евробридж-97 отработан вблизи от меридиональных профилей ГСЗ-МОГТ III и VIII, параллельно им, через Припятский прогиб и прилегающие к нему, соответственно, с севера и юга участки Бобруйского погребенного выступа фундамента и Украинского щита (УЩ) (рисунок а). Созданы двухмерные модели распределения скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн в коре и верхней мантии и схематическая модель строения литосферы [1]. Сравнение этой скоростной модели с сейсмогеологической моделью, построенной на основе метода отраженных волн (ГСЗ-МОГТ) [2], показывает как их определенное сходство, так и существенные отличительные особенности (рисунок б, в).

1. По данным работ Евробридж-97, под Припятским прогибом поверхность М залегает субгоризонтально на глубине около 46 км. Этот уровень ниже кровли отражающей толщи нижней коры на профилях ГСЗ-МОГТ (см. рисунок в). Поверхность М представлена единой преломляющей границей с перепадом V_p от 7,1 до 8,1 км/с. Заметное воздымание ее начинается на южном участке прогиба и далее в сторону Коростенского плутона УЩ, где она моделируется на глубине 37–39 км на границе перехода от высокоскоростного слоя в низах коры с $V_p = 7,4-7,6$ км/с к $V_p = 7,9 - 8,2$ км/с в верхней части мантии.

2. Предполагается, что, в отличие от модели ГСЗ-МОГТ [2], в Припятском прогибе растяжение затронуло только верхнюю и среднюю кору без видимого утонения всей коры, а слой, отмеченный значениями $V_p = 6,4$ км/с на глубине примерно 15 км, мог выполнять роль поверхности срыва растяжения.

3. На скоростной модели Р-волн по профилю Евробридж-97 в мантии отчетливо прослеживается наклонный отражатель (см. рисунок б), присутствие которого на профиле отраженных волн не очевидно. Этот рефлектор в северной части Припятского прогиба сливается с поверхностью М, наклонно погружается в мантию до 55–60 км у южной границы прогиба, а затем резко «ныряет» на глубину под Коростенский плутон. Характер изменения скорости продольных волн ниже поверхности М над и под рефлектором может являться свидетельством его тектонического происхождения.

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Белоруссия

² Научно-исследовательское геологическое унитарное предприятие «БЕЛГЕО» НАН Беларуси, Минск, Белоруссия

Полученные результаты по профилю Евробридж-97 значительно дополняют геолого-геофизические данные о структуре земной коры Припятского прогиба и позволяют рассмотреть возможный механизм его формирования на новой основе. По какой модели шло развитие процесса: *активной* – подъем мантийного астенолита, утонение, растяжение и раскол коры; либо *пассивной* – в результате воздействия внешних по отношению к зоне рифта растягивающих усилий, ведущих к раскалыванию земной коры и формированию астенолита? Модель пассивного рифтогенеза предполагает формирование поверхности пологого сквэзового срыва растяжения – детачмента (detachment) [3, 4].

Модель активного развития Припятского палеорифта неоднократно и подробно освещена в работах [2,5]. Вместе с тем, многие из приведенных выше соображений, а также рассмотренных ранее [6-8] – о возможности интенсивного воздействия в позднем палеозое боковых нагрузок на южный и юго-западный края Восточно-Европейского кратона со стороны мобильных зон земной коры и передачи напряжений на большие расстояния в глубь платформы – не отрицают вероятности пассивного сценария развития Припятского палеорифта. Подтверждением такого подхода служат и новые данные ГСЗ, установленные работами Евробридж-97.

На модели Р-волн по профилю Евробридж-97 [1] под Припятским прогибом преимущественно горизонтальное залегание имеют верхняя граница слоя, отмеченная значениями $V_p = 6,4$ км/с, и граница поверхности М. Между ними отмечаются значительные вариации уровня залегания остальных скоростных границ с тенденцией воздымания их к зоне Южно-Припятского разлома и Коростенскому плутону. Такое распределение скоростей действительно может свидетельствовать о том, что, как предполагают [1], растяжение в самой зоне рифтогенеза затронуло только верхнюю и среднюю кору, а слой с $V_p = 6,4$ км/с на глубине примерно 15 км мог выполнить роль поверхности срыва растяжения. По результатам проведения работ ГСЗ-МОГТ, на глубинах 20 км и меньше выявлена совокупность очаговых участков тектонической раздробленности (на основе псевдоакустических преобразований сейсмограмм вертикального сейсмопрофилирования), которую можно рассматривать как протяженный пространственно неоднородный слой в верхней части земной коры; на его уровне наблюдается выполаживание значительной части наклонных отражающих площадок, которые увязываются с разломами поверхности фундамента [5]. На сейсмическом разрезе (см. рисунок а) на территории Северо-Припятского плеча и в северной части Припятского рифтового грабена видна слабонаклонная с севера на юг протяженная зона отражающих границ внутри земной коры. На территории плеча она прослеживается на глубине примерно 10–15 км, а у краевого разлома резко погружается на уровень 20 км (на величину вертикальной амплитуды разлома по поверхности фундамента, равной 5 км). Возможно, это означает, что в начальной фазе рифтогенеза существовала непре-

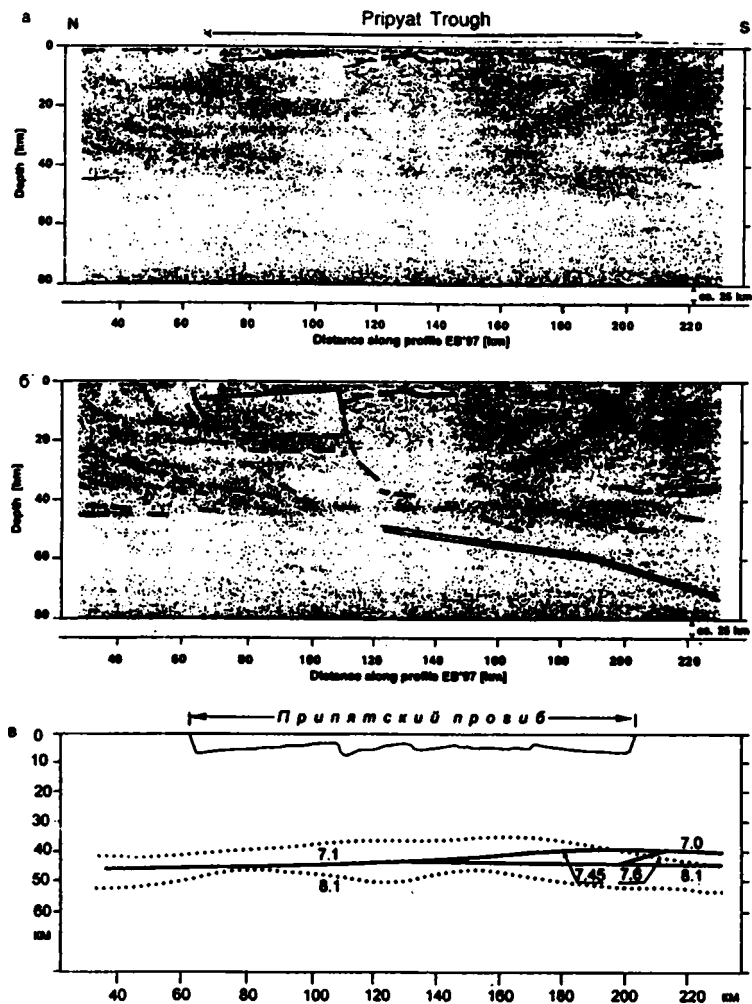


Рис. Припятская зона рифтогенеза

а – сейсмический разрез ОГТ отраженных волн по профилю VIII, преобразованный в глубинный разрез, по [11]. Линия профиля проходит параллельно профилю Евробридж-97 на расстоянии 25 км; б – геологическая интерпретация сейсмического разреза (авторская). Штриховые линии: субгоризонтальные – следы латерального течения пород на разных уровнях земной коры, наклонные – разрывные нарушения. Двойная линия – наклонный отражатель в мантии по данным изменения скорости Р-волн; в – сопоставление глубины залегания поверхности М, по данным изменения скорости Р-волн по профилю Евробридж-97 (жирная линия) и положения зоны интенсивных отражений (точечные линии) по профилю ГСЗ-МОГТ VIII. Цифровые обозначения – значения граничных скоростей Р-волн, км/с

рывная пологая поверхность срыва (детachment), наклоненная на юг, которая при дальнейшем листрическом раскалывании земной коры и погружении ее блоков в зоне растяжения также стала дискретно погружаться. На участке перехода от Северной зоны ступеней к Внутреннему грабену и далее на юг эта внутрикоровая зона отражений обрывается и отчетливо следятся только отражения от слоя в низах коры на глубине порядка 40 км. Но примерно к этому же участку приурочено появление на модели Р-волн по профилю Евробридж-97 в мантии наклонного рефлектора, который является как бы продолжением в глубь пакетов наклонных отражающих границ внутри коры на профиле ГСЗ-МОГТ (см. рисунок б).

В консолидированной части земной коры существует несколько горизонтов, на которых локализуются наиболее интенсивные деформации, отражающие латеральное течение вещества, срывы [9]. Самым подвижным, способным к пластическому течению и деформации, является нижний слой коры. На границе верхней–средней коры на глубине 7–15 км таким горизонтом является раздел, представленный сейсмической границей К, которая наиболее уверенно прослеживается на участках растяжения литосферы.

Перечисленные признаки модели пассивного рифтогенеза не отрицают последующих преобразований в земной коре, связанных с воздействием мантийных астенолитов и линз. Идентичный геометрический профиль сквозькорового detachmentа проявляется на сейсмическом геотраверсе ГСЗ-КМПВ вкост простирания восточной части Большого Донбасса [10, с.38, рис.9]. Наличие в западном и восточном звеньях Припятско-Донецкого авлакогена очень сходных по структуре пологопадающих срывов, рассекающих земную кору и уходящих в верхнюю мантию, несомненно отражают генетическое единство этих палеорифтов, сформированных на протяжении герцинского этапа. Эти данные свидетельствуют о преимущественно позднедевонском возрасте формирования сквозькоровой поверхности срыва в Припятском прогибе, т.е. на начальной и главной стадиях рифтогенеза.

Работа выполнена при финансовой поддержке Белорусского республиканского Фонда фундаментальных исследований (проекты Х03-220, Х04Р-067 и Х04Р-088).

Литература

1. *Тыбо Н., Janik Т., Omelchenko V.D. et al.* // *Tectonophysics*. 2003. V. 371. P. 41–79.
2. *Гарецкий Р.Г., Клушин С.В.* // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 297. № 6. С. 1438–1422.
3. *Morley С.К.* // *Tectonics*. 1989. V. 8. № 6. С. 1175–1192.
4. *Леонов Ю.Г.* // *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 3–16.
5. *Клушин С.В., Гарецкий Р.Г., Верес С.А.* // *Геофизический журнал*. 1989. № 5. С.3–17.
6. *Айзберг Р.Е., Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю., Старчик Т.А.* // *Геофизический журнал*. 1991. Т. 13. № 3. С. 17–20.
7. *Старчик Т.А., Айзберг Р.Е.* // *Литасфера*. 1997. № 6. С. 48–64.
8. *Айзберг Р.Е., Старчик Т.А.* // *Докл. НАН Беларуси*. 2002. Т. 46. № 1. С. 107–110.

А.И. Александрович¹, А.И. Иванов²

Рельефогенные напряжения в геомеханической среде

Поля механических напряжений, рассматриваемые в геомеханике, весьма грубо можно разделить на две категории. К одной из них относится напряжение, создаваемое в данной точке весом вышележащих пород – «давление кровли» в горном деле, «литостатическое напряжение» в тектонике. Ко второй – многочисленные силовые проявления самых различных рангов, механическая природа которых в высшей степени неясна. Ближайшим примером является эмпирически бесспорное наличие трещин отрыва (то есть растяжения) в глубине массива горных пород, где, по элементарным представлениям, может быть только всестороннее сжатие.

В данной работе рассмотрена природа одного из видов тектонических напряжений, который связан с неплоскостностью внешней поверхности геомеханической среды или, что то же, с влиянием рельефа [1]. По этой причине представляется уместным назвать эти напряжения *рельефогенными*.

Рассмотрим стандартную для наук о Земле задачу о равновесии геомеханической среды (для простоты здесь выписан ее двумерный вариант со свободной от нагрузок внешней поверхностью):

$$\frac{\partial s_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{xy}}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial s_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial s_{yy}}{\partial y} = \rho g, \quad s_{yx} - s_{xy} + \frac{\partial m_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial m_{yz}}{\partial y} = 0. \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} \cos(n, i) + \sigma_{xy} \cos(n, j) &= 0, \quad \sigma'_{yx} \cos(n, i) + \sigma'_{yy} \cos(n, j) = \\ &= 0, \quad \mu_{zx} \cos(n, i) + \mu_{zy} \cos(n, j) = 0 \end{aligned} \quad (2)$$

Соотношения (1) – уравнения равновесия внутри среды, соотношения (2) – граничные условия задачи. Тензор $\bar{\bar{s}} = \bar{\bar{s}}(x, y)$ силовых и $\bar{\bar{m}} = \bar{\bar{m}}(x, y)$ моментных напряжений в точке с координатами x, y , на

¹ Вычислительный Центр (ВЦ) РАН, Москва, Россия

² Институт геоэкологии (ИГЭ) РАН, Москва, Москва

граничном контуре обозначен греческими буквами: $\bar{\sigma} = \bar{s} \Big|_{\text{ГРАНИЧН}}$; g – ускорение силы тяжести, ρ – плотность среды.

Задача (1) – (2) не замкнута (недоопределена) в том смысле, что количество уравнений, определяющих искомые величины, *меньше* числа этих величин (в данном случае 6 искомого против 3 уравнений). Это означает, что задача (1) – (2) определяет некоторое *семейство* напряжений $\bar{s} = \bar{s}(x, y)$, $\bar{m} = \bar{m}(x, y)$. В подавляющем большинстве задач механики, ориентированных на нужды техники и промышленного производства, заранее предполагается, что $\bar{m} = \bar{0}$ [6, 9]. При этом третье из уравнений (1) вырождается в постулат алгебраической симметрии \bar{s} : сдвигающие напряжения равны друг другу, $s_{xy} = s_{yx}$. *Принципиальная особенность задач геомеханики состоит в том, что для них указанный постулат не может быть принят.*

Для того, чтобы в среде возникали моментные напряжения необходимо, чтобы элементы этой среды имели возможность поворачиваться под действием алгебраически несимметричной нагрузки. Эти элементы именуется «зернами» и в общей теории упругости трактуются как некие модели «внутренних степеней свободы» среды [4]. В геомеханике это вполне реальные блоки всех масштабных уровней, порождаемые ее трещиноватостью. В «обычных» для механики сплошной среды приложениях – машиностроении, строительном деле и т.д. – несимметричная механика сплошной среды долго не вызывала интереса, несмотря на наличие обширного теоретического задела (см, например, [4]). Резкий поворот в этом направлении связан с трудами акад. А.А. Ильюшина [3]. Полезный обзор текущего состояния данного вопроса можно найти в [7].

В работе авторов [1] показано, что науках о Земле интересующий нас случай, а именно – невыполнение закона парности, является основным. В условиях плоской задачи тензор напряжений в каждой точке рельефа

$$\bar{\sigma} = \bar{\sigma}^P + \bar{\sigma}^{\text{грав}} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx}^P & \sigma_{yx}^P \\ \sigma_{yx}^P & \sigma_{yy}^P - \rho g N \end{vmatrix} \quad (3)$$

состоит из суммы давления кровли $\bar{\sigma}^{\text{грав}} = \begin{vmatrix} 0 & 0 \\ 0 & -\rho g N \end{vmatrix}$ и специфического

слагаемого, которому в [1] присвоено наименование тензора рельефогенных напряжений:

$$\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_{xx}^p & \sigma_{xy}^p \\ \sigma_{yx}^p & \sigma_{yy}^p \end{vmatrix} = \frac{\partial^2 C}{\partial N^2} \begin{vmatrix} \frac{\partial N}{\partial x} \frac{\partial N}{\partial y} & -\frac{\partial N}{\partial x} \frac{\partial N}{\partial x} \\ \frac{\partial N}{\partial y} \frac{\partial N}{\partial y} & -\frac{\partial N}{\partial x} \frac{\partial N}{\partial y} \end{vmatrix} \quad (4)$$

Здесь: $N=f(x)-y$ – «толщина кровли» или, что то же, расстояние по вертикали от точки поверхности с координатами $(x, f(x))$ до изучаемой точки с координатами (x, y) , $f(x)$ – выражение для контура граничной («дневной») поверхности, ρ – плотность среды в изучаемой точке, g – ускорение силы тяжести. Функция $C = C(N) = C(N(x, y))$ возникает как решение однородной системы уравнений равновесия склона с учетом нулевых (однородных) граничных условий на дневной поверхности [1].

Из (4) имеем целый ряд фундаментальных свойств рельефогенных напряжений. Ближайшее из них – тождественное равенство нулю линейного инварианта:

$$\sigma_{xx} + \sigma_{yy} = 0. \quad (5)$$

Это означает, *поскольку σ_{xx} и σ_{yy} не равны нулю по отдельности*, что в глубине массива обязательно присутствует не только сжимающее напряжение, но и равное ему по величине растягивающее. Тем самым факт трещин отрыва в глубине массива объясняется совершенно естественно. Равным образом квадратичный инвариант этих напряжений тождественно равен нулю в любой точке элемента рельефа:

$$J_{\text{кв}} = \sigma_{xx} \sigma_{yy} - \sigma_{xy} \sigma_{yx} = 0. \quad (6)$$

Вместе с тем появляется еще один инвариант, который в симметричной механике сплошной среды тривиально равен нулю и поэтому просто не упоминается, а именно, разность сдвиговых напряжений:

$$J_{\text{ЛЛ}} = \sigma_{yx} - \sigma_{xy} = \frac{\partial^2 C}{\partial N^2} \left[\left(\frac{\partial N}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial N}{\partial y} \right)^2 \right]. \quad (7)$$

Этот результат особенно четко подчеркивает своеобразие геомеханики как самостоятельного раздела механики деформируемых сред.

Квадратичный инвариант симметризации $S = (\bar{s} + \bar{s}^T) / 2$ имеет вид

$$J_2(S) = - (J_{\text{ЛЛ}})^2 / 4. \quad (8)$$

Заключение. В геологической и геомеханической литературе представление о несимметричном тензоре напряжений полностью отсутствует. Более того, в авторитетных руководствах по геомеханике [8, 9] симметрия тензора $\bar{\sigma}$ трактуется как закон природы, что совершенно неверно и прямо противоречит настойчивым указаниям руководств, написанных механиками – профессионалами [5]. Авторам известно единственное руководство [10], в котором указывается на возможность нарушения закона парности в задачах инженерной геологии, геомеханики и тектоники.

Изложенный подход требует глубокого пересмотра основополагающих принципов общей теории прочности, а именно – распространения и обобщения существующих теорий прочности на случай алгебраически несимметричных нагрузок, прежде всего соответствующее расширение формулировки закона Кулона–Мора. Это, в свою очередь, внесет самые существенные поправки в устоявшиеся взгляды на прочность и несущую способность геомеханической среды как основы инженерных сооружений [10], а также природу и свойства тектонических напряжений в целом.

Литература

1. Александрович А.И., Иванов А.И. // Геозкология. 2003. № 1. С. 77–87.
2. Годунов С.К. Элементы механики сплошной среды. М.: Наука, 1978. 304 с.
3. Ильюшин А.А. // Вестник МГУ. Серия математика, механика. 1996. № 5.
4. Курадзе В.Д., Гегелиа Т.Г., Башелейшвили М.О, Бурчуладзе Г.Т. Трехмерные задачи математической теории упругости и термоупругости. М.: Наука, 1976.
5. Механика сплошных сред в задачах. Том 1. Теория и задачи. Под ред. М.Э. Эглит. М.: Московский лицей, 1996. 396 с.
6. Седов Л.И. Механика сплошной среды. Том 2. М.: Наука, 1976. 576 с.
7. Титоренко Д.Ф. Решение пространственных задач моментной теории упругости методами многомерного комплексного анализа. Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Тула, 2003. 20 с.
8. Цытович Н.А. Механика грунтов. М.-Л.: Стройиздат, 1951. 528 с.
9. Цытович Н.А., Тер-Мартirosян З.Г. Основы прикладной геомеханики в строительстве. М.: Высшая школа, 1981. 317 с.
10. Черных В.А. Гидрогеомеханика нефтегазодобычи. М.: Изд-во АООО «ВНИИГАЗ», 2001. 277 с.

В.Н. Анфилогов¹

Мантийные плюмы и плюм-тектоника

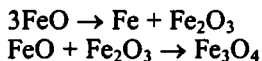
В последние годы, наряду с тектоникой плит, активно развиваются представления о мантийных плюмах – вертикальных потоках вещества, возникающих на больших глубинах в мантии и доходящих до поверхности Земли. Наиболее важными параметрами мантийных плюмов являются форма их проявления на поверхности Земли, где они фиксируются в виде купольных поднятий диаметром до 2000 км, и величина напряжений в плюме, которая варьирует от 100 до 800 МПа [1]. Если гео-

¹ Институт минералогии (ИМ) УрО РАН, Миасс, Россия

логическая позиция плюмов и особенности связанного с ними магматизма достаточно определены [1], то условия их зарождения, механизм подъема мантийного вещества и связанные с плюмами тектонические процессы во многом остаются неясными. Крупные поднятия, которые образуются на выходе плюма на поверхность Земли, свидетельствуют о том, что напряжения, вызывающие подъем мантийного вещества, являются избыточными по отношению к литостатическому давлению, существующему на уровне генерации плюма. Следовательно, в зоне генерации плюма должны протекать процессы, сопровождающиеся ростом давления. Таким процессом может быть фазовый переход с образованием полиморфных модификаций минералов с меньшей плотностью или новых минеральных ассоциаций с большим суммарным удельным объемом. На глубине 1000 км увеличение объема на 1% приведет к появлению избыточного давления в переходной зоне равного 400 МПа [2]. Фазовые переходы протекают в переходных зонах мантии и сопровождаются увеличением объема до 4% [3].

Для того, чтобы в переходной зоне начался процесс, сопровождающийся увеличением объема, необходимы два условия. Во-первых, в переходном слое должна повыситься температура, во-вторых, величина dP/dT фазового перехода должна быть положительной. При соблюдении этих условий граница устойчивости менее плотной модификации минерала или минеральной ассоциации с большим суммарным удельным объемом опустится ниже первоначального уровня, и в интервале между прежней и новой границами возникнет область избыточного давления. Благодаря этому вещество из области избыточного давления будет выдавливаться в направлении меньшего литостатического давления [2].

В мантии существует несколько переходных зон, причем число их возрастает по мере того, как экспериментальные исследования охватывают все больший диапазон литостатических давлений. Последняя из известных авторам зон установлена при давлении 70 ГПа, при котором происходит распад магнезиовюстита на две фазы, одна из которых обогащена FeO, другая MgO (Sak). Это дает основание предполагать, что наиболее глубоко залегающая зона может находиться на расстоянии 70–100 км от границы ядро–мантия. Фазовый переход, который происходит в этой зоне, может быть связан с диспропорционированием оксида железа с образованием элементного железа и магнетита:



Возникает вопрос, в какой из многочисленных переходных зон генерируются мантийные плюмы. Учитывая, что необходимая для их образования тепловая энергия поступает снизу, от границы ядро–мантия, разумно предположить, что местом возникновения плюмов является самая нижняя зона и что тепловая энергия в эту зону передается путем кон-

дуктивного теплопереноса. Это не исключает того, что при благоприятных условиях плюм может зародиться и в промежуточных переходных зонах, но предположение об образовании плюмов в нижней зоне делает этот процесс закономерным и предсказуемым.

Обычно мантийные плюмы представляются как «капли» мантийного вещества, которые поднимаются вверх благодаря меньшей плотности [4]. Мы считаем, что более обоснованным является трансляционный механизм перемещения вещества. Он предполагает, что движется не «капля», а вся колонна мантийного вещества, расположенного выше зоны генерации плюма (рис. 1), и поверхности достигает только верхняя ее часть. В каждой переходной зоне, лежащей выше зоны генерации плюма, поток получает ускорение за счет избыточного давления, возникающего в ней при фазовых переходах. Последней переходной зоной, которая образуется при подъеме колонны мантийного вещества в плюме, является зона частичного плавления (см. рис 1).

Процесс плавления мантийного вещества в плюме должен иметь ряд характерных особенностей. До подхода вещества плюма к области частичного плавления над плюмом сохраняется невозмущенная мантия, в которой температура не достигает температуры солидуса. Поднимающийся плюм выдавливает вещество невозмущенной мантии вверх и на поверхности Земли над плюмом образуется поднятие, которое первоначально не будет сопровождаться магматической деятельностью. Плавление в плюме начнется, когда вещество плюма пересечет изобару солидуса. Поскольку температура в плюме выше температуры окружающих пород, то плавление начнется на большей глубине и плавиться будет материал, поступивший из более глубоких горизонтов мантии, что хорошо согласуется со спецификой химического и изотопного состава, образующихся расплавов [1]. Образование поднятия, предшествующее началу плавления, создает благоприятные условия для формирования крупных астенолинз, состоящих из частично расплавленного мантийного вещества (см. рис.1).

Рассмотрим некоторые специфические тектонические движения и формы их проявления, связанные с действием мантийных плюмов. Трансляционное перемещение вещества от границы ядро–мантия к поверхности должно привести к возникновению встречного, направленного вниз вертикального потока, компенсирующего уменьшение объема при удалении вещества из зоны генерации плюма. На поверхности Земли встречные потоки будут проявляться в форме крупных прогибов или синеклиз, заполненных осадочным материалом, расположенных вокруг поднятий, образованных поднимающимся плюмом (см. рис.1). Встречными потоками может захватываться часть материала астенолинз и лежащей на них литосферы. В этом случае в области поднятия плюма будет происходить локальный спрединг, проявляющийся в форме грабена, а на границе восходящего и нисходящего потоков возникнет тектоническая обстановка, аналогичная зонам субдукции (рис. 2). Этот же процесс

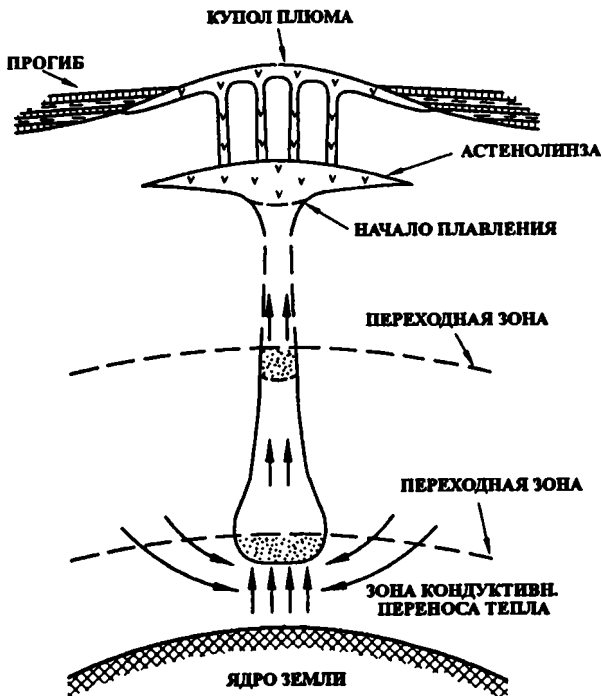


Рис.1. Структура мантийного плюма

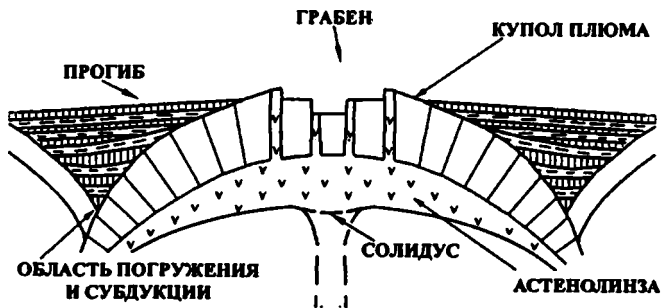


Рис.2. Схема образования локального спрединга и субдукции

будет провоцировать подъем расплава из астенотинзы к поверхности и образованию крупных полей траппов или плато-базальтов. Если, как предполагает А.Грачев [1], система плюмов образует цепь, то в конечном итоге может сформироваться линейная рифтовая структура.

Важной особенностью мантийных плюмов является их относительно короткое время жизни. В нашей модели это объясняется тем, что на место вещества плюма, которое уходит из зоны генерации, сверху приходит холодное вещество, имеющее большую плотность (см. рис.2) и тепловой поток, поступающий от границы ядро-мантия, перекрывается.

Литература

1. *Грачев А.Ф.* Мантийные плюмы. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 69–103.
2. *Анфилов В.Н., Хачай Ю.В.* Гидроэкструзия – возможный механизм движения диапиров, куполов и мантийных плюмов. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. С. 7–10.
3. *Барсуков В.Л., Урусов В.С.* // Геохимия. 1982. № 12. С. 1729–1743.
4. *Артюшков Е.В.* Быстрые погружения и поднятия земной коры на континентах с потерей прочности литосферного слоя как следствие подъема мантийных плюмов к подошве литосферы. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 111–134.

Е.В. Артюшков¹, А.В. Егоркин²

Физические механизмы образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина

Внутри континентов и на их окраинах расположен ряд осадочных бассейнов глубиной до 15–20 км. К ним относятся, в частности, Прикаспийская, Южно-Каспийская и Черноморская впадины, а также Баренцевский прогиб. В наиболее глубоких частях впадин консолидированная кора сильно утонена, и скорости упругих волн в ней характерны для базальтового слоя. Поэтому часто предполагается, что в этих областях залегает океаническая кора, образованная спредингом [1 и др.]. Погружение континентальной коры на склонах структур объясняют ее растяжением.

Ранее было показано, что в наиболее глубокой части Баренцевского прогиба – в Восточно-Баренцевской впадине, где мощность осадков достигает 16–20 км, утоненная консолидированная кора с высокими скоростями продольных волн в действительности принадлежит к континентальному типу [2]. Она подстилается мощным слоем глубоко метаморфизованных пород основного состава – тяжелых гранатовых гранулитов и эклогитов. С их образованием из габбро в нижней коре и было в основном связано крупное погружение коры в данной области. На

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

² Центр ГЕОН, Москва, Россия

остальной части прогиба кора включает гранитный геофизический слой, и ее растяжение в большинстве мест не превышало 3–5%. Погружение коры там также было обусловлено главным образом фазовыми переходами с уплотнением пород основного состава в нижней коре.

В центральной части Прикаспийской впадины мощность осадков достигает 20–22 км. Консолидированная кора здесь утонена до 14–16 км, а скорости упругих волн в ней повышены [3]. Поэтому ряд авторов предполагает океаническую природу коры в данной области, связывая погружение континентальной коры на прилегающих склонах впадины с растяжением [1, 3, 4 и др.]. В работе [5] образование Прикаспийской впадины объяснялось фазовыми переходами в нижней части континентальной коры.

На профилях глубинного сейсмического зондирования через Прикаспийскую впадину по линиям Пугачев–Бейнау и Манаш–Карачаганак в ее центральной части под осадками мощностью 18–22 км расположена консолидированная кора толщиной 14–16 км. В ее верхней части здесь залегают преимущественно породы со скоростями продольных волн $V_p = 6.4\text{--}6.7$ км/с. Эти скорости характерны не для базальтов, а для гранитов и диоритов. Примерно такие же значения V_p (6.4–6.6 км/с) наблюдаются в верхней части консолидированной коры толщиной 35–40 км под окраинами Прикаспийской впадины. Таким образом, согласно сейсмическим данным, в центральной части впадины в большинстве мест залегают сильно утоненная кора континентального типа.

Океаническая природа коры в данной области не согласуется и с историей ее погружения. Наиболее вероятно, что фундамент в центральной части впадины сформировался в рифее [4]. Погружение океанической коры, образовавшейся на оси спрединга, продолжается ~ 80 млн лет. Если бы в центральной части впадины залегала океаническая кора, образовавшаяся в рифее ≥ 620 млн лет назад, то ее погружение закончилось бы ≥ 540 млн лет назад, т.е. не позднее начала кембрия. Для заполнения впадины на коре толщиной ~ 15 км потребовалось бы 14–15 км осадков. В действительности, после накопления ~ 5 км осадков на начальной стадии погружения в центральной части впадины в позднем ордовике и силуре отложились несколько километров карбонатов. Мощный слой карбонатов мог образоваться на значительной площади только в мелководных условиях. Следовательно, для заполнения начальной впадины потребовалось в несколько раз меньше осадков (≤ 5 км), чем это необходимо для компенсации впадины на океанической коре с такой же толщиной (14–15 км). С другой стороны, общая мощность осадков (18–22 км) значительно превышает ту мощность, которая необходима для заполнения впадины на океанической коре. Кроме того, с начала кембрия, когда погружение океанической коры уже закончилось бы, в центральной части впадины накопилось, по крайней мере, еще 15–16 км осадков. Эти данные исклю-

чают океаническую природу консолидированной коры в данной области и указывают на то, что она относится к континентальному типу.

Погружение континентальной коры здесь могло быть обусловлено ее растяжением или уплотнением пород основного состава в нижней коре за счет фазовых переходов. При растяжении континентальной коры ее верхняя часть обычно раскалывается на наклонные блоки. В центральной части впадины положение поверхности фундамента, по сейсмическим данным, определяется только с точностью до ~2 км. Поэтому, в принципе, нельзя исключить, что фундамент здесь разбит на наклонные блоки, образовавшиеся при растяжении. Погружение коры продолжается 80–100 млн лет после растяжения [6]. Если бы центральная часть впадины была растянута в рифее, то основное погружение, обусловленное растяжением, закончилось бы не позже середины кембрия. К этому времени во впадине накопилось не более нескольких километров осадков. Судя по высоким скоростям продольных волн, в них уже присутствуют либо карбонаты, либо песчаники, что указывает на мелководный характер осадконакопления. Допуская, что все эти отложения образовались вследствие растяжения коры, его интенсивность можно оценить в ~ 10%. В вышележащей части разреза какие-либо признаки значительного растяжения отсутствуют. Таким образом, если в центральной части впадины и проявилось растяжение, то оно внесло лишь небольшой вклад в погружение и утонение коры над разделом Мохо в 2.4–2.6 раза.

На склонах Прикаспийской впадины, за пределами ее центральной части, фундамент хорошо прослеживается на сейсмических профилях. На основной части площади он непрерывен и нарушен отдельными сбросами, обеспечивающими лишь слабое растяжение. В отсутствие значительного растяжения почти все погружение на склонах впадины и его основная часть (а, возможно, и все погружение) в центральной части были обусловлены уплотнением пород в литосфере. В древней, остывшей, литосфере оно возможно только за счет фазового перехода габбро в нижней коре в более плотные гранатовые гранулиты или эклогиты [5]. Как показывают петрологические данные, такие породы вполне могут формироваться в нижней части континентальной коры платформенных областей [7]. Скорости продольных волн под разделом Мохо во впадине составляют 7.9–8.1 км/с. В породах основного состава они соответствуют эклогитам с плотностью ~ 3500 кг/м³. Чтобы обеспечить погружение в центральной части впадины, мощность их слоя должна быть ~ 25 км.

В среднем девоне в Прикаспийской впадине происходило мелководное осадконакопление. В начале позднего девона, как в центральной части впадины, так и на ее склонах, за ~ 1 млн лет произошло погружение с формированием глубоководного бассейна на месте шельфа [4, 5, 8]. В конце раннего и во второй половине позднего карбона во впадине проявились еще два быстрых погружения, сопровождавшихся углублением бассейна [5]. Быстрые погружения проявились как на склонах впадины, так и в ее центральной части, где до них уже накопилось ~ 6–7 км

осадков. Такие погружения происходят при инфильтрации в нижнюю кору поверхностно активного флюида из небольших мантийных плюмов, что катализирует фазовый переход габбро в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты [5]. Быстрые погружения вдали от активных границ между плитами возможны только на континентальной коре с мощным слоем пород основного состава в ее нижней части. Это еще одно указание на то, что в центральной части впадины кора имеет такую же, континентальную, природу, как и под ее склонами. Быстрые погружения без значительного растяжения являются характерной особенностью крупных нефтегазовых бассейнов [5]. Ими был обусловлен высокий потенциал Прикаспийской впадины.

Таким образом, как данные ГСЗ, так и история развития погружения указывают на то, что вся Прикаспийская впадина подстилается корой континентального типа, основной причиной погружения которой были фазовые переходы с уплотнением пород основного состава в ее нижней части.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64166).

Литература

1. *Аплов С.В.* // Рос. геофиз. журн. № 5-6. 1995. С. 35–42.
2. *Артюшков Е.В.* // Докл. РАН. Т. 397. № 5. С. 595–599.
3. *Kostyuchenko S.L., Egorin A.V., Solodilov L.N.* // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. P. 9–28.
4. *Brunet M.-F., Volozh Yu.A., Antipov M.P., Lobkovsky L.I.* // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 85–106.
5. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
6. *McKenzie D.* // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25–32.
7. *Кориковский С.П.* Фации глубинности коровых эклогитов. В кн.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т.2. М. С. 108–109.
8. *Шлезингер А.Е.* Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.

Е.В. Артюшков¹, А.В. Каныгин², Ю.И. Тесаков², П.А. Чехович³

Тектоническая природа быстрых изменений глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах в ордовике

Как показывает большой объем геологических, палеонтологических и сейсмостратиграфических данных, глубина моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах значительно изменялась во времени [1, 2]. Эти изменения оцениваются по смещениям береговых линий, а также по изменениям бентосной фауны и характеру осадконакопления. Основное внимание привлекают циклы третьего порядка с амплитудами 20–100 м и продолжительностью 1–3 млн лет. По по-

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

² Институт геологии нефти и газа ОИГГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

³ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

воду их механизма идет оживленная дискуссия. Основная масса исследователей объясняет такие циклы флуктуациями уровня Мирового океана [1, 2 и др.], часто называя их эвстатическими событиями. В ряде работ отмечалось также влияние тектонического фактора. Более того, поскольку точность хроностратиграфии в большинстве случаев недостаточна для глобальной корреляции событий третьего порядка, то эвстатическая природа большинства из них иногда полностью отрицается [3]. Основным фактором, который может обеспечить быстрые изменения уровня океана, являются осцилляции ледниковых щитов в эпохи оледенений. Частые изменения глубины моря третьего порядка проявлялись, однако, и в те эпохи, когда оледенений не было. В этой ситуации ни для одного цикла третьего порядка долго не удавалось доказать, был ли он обусловлен эвстатическими флуктуациями или региональными поднятиями и погружениями коры.

Циклы третьего порядка часто определяют усреднением изменений глубины моря в разных областях либо по большим изменениям скорости осадконакопления на мелководных карбонатных платформах. В работах [4, 5] был использован иной метод. В Восточной Прибалтике в кембрии и в Восточной Сибири в силуре осадконакопление с низкими скоростями долгое время продолжалось на малых глубинах ≤ 10 м. С помощью численного моделирования было показано, что в таких условиях амплитуда эвстатических флуктуаций третьего порядка не превышала 10–20 м. В те же эпохи, в других платформенных областях на разных континентах проявлялись быстрые изменения глубины моря с амплитудами до ~ 100 м. При почти стабильном уровне океана они указывают на быстрые вертикальные поднятия и погружения коры.

Такой же анализ был проведен нами для ордовика. На севере Эстонии и в Приладожье [6] в этот период осадконакопление происходило на глубинах ≤ 10 м без существенных субаэральных перерывов. В первой половине ордовика его средняя скорость была крайне низкой (≤ 1 м/млн лет). В этих условиях крупные эвстатические флуктуации привели бы к сильным изменениям донной фауны и характера осадков в эпохи трансгрессий и к сильному размыву во время регрессий. Отсутствие таких явлений показывает, что амплитуда эвстатических флуктуаций третьего порядка b в это время не превышала ± 10 м. Во второй половине ордовика скорость погружения коры возросла до 5–15 м/млн лет. С использованием разработанных в [5] приемов математического моделирования изменений палеоглубин для различных по форме флуктуаций уровня океана установлено, что в эту эпоху значения b не превышали ± 10 –15 м.

В раннем и среднем ордовике медленное осадконакопление в условиях крайнего мелководья (≤ 5 м) происходило и в Восточной Сибири [7, 8 и др.]. Анализ разрезов по схеме работы [5] подтверждает оценки b , полученные по данным для Восточной Прибалтики. Таким образом,

на протяжении всего ордовика значительные флуктуации уровня океана не проявлялись.

На основании быстрых изменений палеоглубин эпиконтинентальных морей ~ 50–200 м в Северной Америке, Восточной Сибири, Австралии, Китае, Скандинавии и в других областях для позднего кембрия и ордовика ранее предлагался ряд крупных эвстатических событий с амплитудами от 50 до 200 м [9, 10 и др.]. Поскольку уровень океана в эту эпоху оставался примерно постоянным, то все эти изменения глубины моря были обусловлены быстрыми поднятиями и погружениями земной коры. Особое внимание исследователей привлекают крупные регрессивные события в конце кембрия и начале ордовика. Они, в частности, используются для определения границы кембрия и ордовика, которая до сих пор остается дискуссионной. В ряде разрезов в Иркутском амфитеатре, на рр. Марха и Моркока, в стратотипическом разрезе Кулюмбэ, а также в Аппалачах, в конце кембрия и начале ордовика продолжалось мелководное осадконакопление без существенных регрессий. Отсюда следует, что регрессии в событиях Лэнк Рэнч (Сев. Америка), Ацеракаре (Скандинавия) и Блэк Маунтин (Австралия) были обусловлены поднятиями коры на 50–100 м за время ~ 1 млн лет.

Таким образом, на платформах, которые обычно считаются спокойными в тектоническом отношении, в кембрии, ордовике и силуре часто происходили быстрые (короткопериодные) поднятия и погружения коры, которые приводили к изменениям глубины моря. Важной особенностью таких движений является их почти синхронное проявление в некоторые эпохи во многих областях, сильно удаленных одна от другой. На данной основе обычно и предлагаются крупные эвстатические флуктуации третьего порядка. Как показал проведенный анализ, в те же эпохи в ряде областей с низкой скоростью осадконакопления глубина моря оставалась, однако, постоянной. Это исключает значительные глобальные изменения уровня океана и указывает на тектоническую природу крупных одновременных изменений глубины моря в других областях. Синхронное проявление поднятий и погружений коры можно объяснить поступлением к литосфере небольших мантийных плюмов с последующими фазовыми переходами в нижней коре, катализированными инфильтрацией флюидов из плюмов.

В позднем ордовике имело место крупное оледенение Гондваны. В это время в ледниковые эпохи могли происходить понижения уровня океана от нескольких десятков до сотни метров, что существенно превышало палеоглубины в рассмотренных областях. В их мелководных разрезах не удается, однако, выделить крупные субаэральные перерывы. Это указывает на то, что осцилляции крупного ледяного щита (или щитов) контролировалось в основном циклами Миланковича, и продолжительность соответствующих регрессий не превышала ~ 10^5 лет.

Закономерности и природа изменений глубины моря третьего порядка – одни из главных проблем в бассейновом анализе и в геоло-

гии нефти и газа [11]. Связанные с ними осушения шельфа приводили к размывам с накоплением песков в руслах рек и вблизи береговой линии. В эпохи размыва у подножья склона бассейнов образовывались линзы турбидитов. Эти процессы сформировали множество неструктурных (стратиграфических) ловушек для нефти и газа. Примером могут служить отложения ачимовской толщи в Западной Сибири. Надежный поиск залежей указанных типов требует знания природы быстрых изменений глубины моря, основных эпох их проявления, а также распределения на площади областей эрозии шельфа и прилегавших участков суши. В настоящее время поиск стратиграфических ловушек ведется, исходя из предположения об их формировании вследствие эрозии в эпохи глобальных понижений уровня океана. В таком случае стратиграфические ловушки должны формироваться вблизи большинства древних береговых линий с кремнекlastическим или обломочным карбонатным осадконакоплением. Регрессии, связанные с тектоническими движениями, приводят к образованию стратиграфических ловушек только вблизи областей поднятий, которые часто проявлялись и в те эпохи, для которых никаких «эвстатических событий» не выделяется. В результате ситуация усложняется, и для прогноза областей возможного размещения стратиграфических ловушек необходимо изучать как общие закономерности быстрых вертикальных движений коры на платформах, так и их проявление в каждой конкретной области. Это предполагает проведение широкого круга специальных исследований.

Литература

1. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
2. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jaquin, P.R. Vail (eds.). Tulsa. SEPM Special Publication Series. 1998. V. 60. 786 p.
3. *Miall A.D., Miall C.E.* // Earth Science Rev. 2001. V. 54. P. 321–348.
4. *Artyushkov E.V., Lindström M., Popov L.E.* // Tectonophysics. 2000. V. 320. P. 375–407.
5. *Артюшков Е.В., Чехович, П.А.* // Геология и геофизика. 2002. № 10. С. 893–915.
6. *Nestor H., Einasto R.* Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin. In: Geology and mineral resources of Estonia. A. Raukas, A. Teedumäe (eds). Estonian Acad. Sci. Publ.: Tallinn, 1997. P. 192–204.
7. *Тесаков Ю.И., Каныгин. А.В., Ядренкина А.Г. и др.* Ордовик северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 260 с.
8. *Каныгин. А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г. и др.* Ордовик Сибирской платформы. Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны. Новосибирск: Наука, 1989. 216 с.
9. Ordovician Odissey. D. Cooper, M.L. Droser, S.C. Finney (eds). SEPM. 1995. Book 77. Fullerton. 498 p.
10. Ordovician News. V. 21. IUGS, ICS. 2004. 61 p.
11. *Posamentier H.W., Allen G.P.* Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications. In: SEPM. Concepts in Sedimentology and Paleontology, V. 7. 2000. 216 p.

Влияние гетерогенности литосферы и тектоники плюмов на формирование супергигантских рудоносных щелочных комплексов

Среди многих сотен датированных щелочных массивов разного возраста лишь единичные характеризуются уникальной обогащенностью в отношении группы некогерентных элементов (Nb, Ta, Ti, Zr, REE, Sr, P, F, Cl и др.). При анализе возможных причин возникновения подобных рудоносных массивов необходимо различать по крайней мере два типа процессов, которые должны регулировать интенсивность накопления некогерентных элементов в щелочных магмах. Во-первых, это низкая степень плавления мантийного субстрата ($\leq 1\%$) в зоне астеносферы, во-вторых, мантийный метасоматоз, интенсивность которого определяется энергетическим и флюидным режимом плюма [1 и др.]. По нашему мнению, не менее важной является и предшествующая история формирования самого мантийного субстрата, состав которого накладывает ограничения на оптимальную возможность извлечения из него некогерентных элементов. До сих пор этот фактор практически не учитывался при определении геохимической специфики щелочных магм. Между тем, как показывает систематика распространённости щелочных пород, в геологической истории ряда кратонов отмечается неоднократная повторяемость генерации щелочных комплексов разного типа на одной и той же площади. Именно в пределах этих площадей фиксируется появление аномально обогащённых некогерентными элементами крупных щелочных массивов, которые являются наиболее молодыми. Естественно предполагать, что верхняя мантия на уровне генерации щелочных магм в ходе многократного повторения метасоматической проработки плюмами накапливает некогерентные элементы, чему, вероятно, способствует постепенное углубление границы между верхней мантийной частью литосферы и астеносферой в ходе процесса охлаждения планеты. Это должно приводить к формированию аномально обогащённых зон, из которых на поздних этапах плавления в итоге формировались рудоносные магмы. Подобная версия требует обоснования на региональном уровне данными о характере и последовательности мантийного магматизма и развития элементной неоднородности в вертикальном и латеральном разрезе литосферы на уровнях генерации исходных магм как следствие вариаций в интенсивности и типах плюмового воздействия, регулируемого не только глубинной энергетикой, но и тектоническими факторами, которые ответственны за место и ареалы проницаемости в мантийной и коровой частях литосферы.

В данном сообщении представлены результаты анализа региональных особенностей развития субщелочных и щелочных серий (SALK-серий) для восточной части Балтийского щита и Южной Гренландии, где обнаружены гигантские щелочные массивы с повышенной концентрацией некогерент-

¹ Геологический институт (ГИ) КНЦ РАН, Апатиты, Россия

ных элементов. Этот анализ базируется на обобщении информации по развитию SALK-магматизма в интервале архей–фанерозой. Для распространённости SALK-серий в геологическом времени характерна дискретность, границы которой фиксируются по минимумам активизации SALK-серий и разделяют всю информацию на самостоятельные циклы [2–4]. Внутри этих циклов отмечаются эпизоды максимального проявления SALK-магматизма, интенсивность которых наиболее четко проявлена в интервалах (млн лет): 2680–2660, 1860–1840, 1160–1120 и в фанерозое (440–360 и 20–0). При этом последовательность развития плюмового щелочного магматизма для Кольского полуострова (в интервалах 2680–2654, 1880–1855, 410–360 млн лет) и для Южной Гренландии (2698–2664, 1974–1743, 1300–1100 млн лет) коррелируется с наблюдаемой глобальной картиной развития подобной мантийной активизации Земли [3]. В обоих случаях супергигантские интрузивные комплексы агапитовых щелочных пород (Хибины-Ловозеро \approx 370 млн лет и Илимауссакский \approx 1180 млн лет) приурочены к завершающим циклам интрузивного щелочного мантийного магматизма в каждом из регионов. При этом все типы SALK серий в обоих регионах пространственно приурочены к одним и тем же географическим районам независимо от возраста, как это видно на примере Кольского полуострова (рис.).

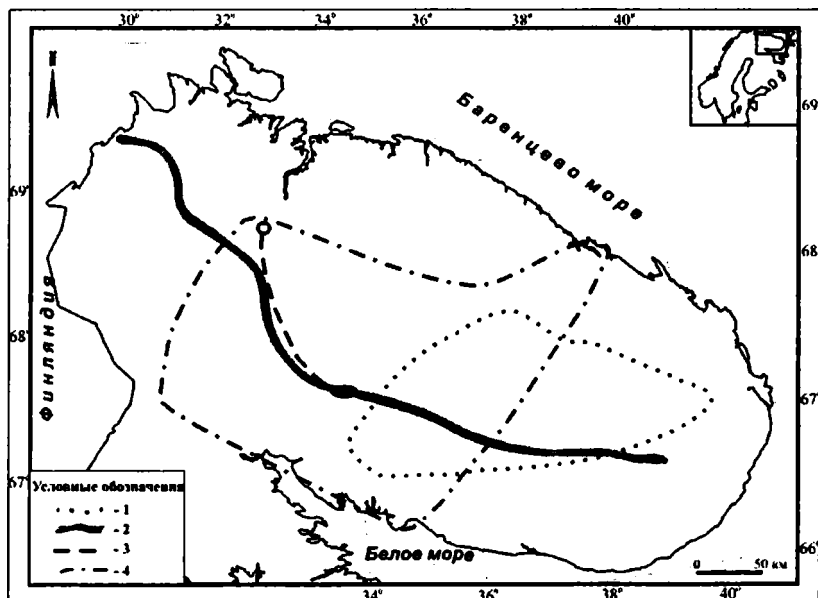


Рис. Совмещенность SALK серий на территории Кольского полуострова
 1 – архейские щелочные граниты; 2 – нижнепротерозойские субщелочные базальты и 3 – массивы Гремяха-Вырмес и Соустова; 4 – палеозойский щелочные интрузии и карбонатиты.

Подобная «региональная специфика» совмещения разновозрастных продуктов плюмовой активизации, охватывающей возрастную интервал более 2.3 млрд лет, на первый взгляд представляется парадоксальной, противоречащей многостадийной истории разнообразного перемещения Балтийского и Гренландского докембрийских кратонов по поверхности Земли в составе отдельных суперконтинентов после их распада и повторного скучивания, фиксируемой по палеомагнитным данным. Чтобы понять этот парадокс, необходимо решить два вопроса – один касается конкретной тектонической истории региона, второй имеет принципиальное значение для более реалистического подхода в целом к пониманию взаимодействия литосферной и астеносферной частей верхней мантии в хронологической истории развития мантийного магматизма. В первом случае, если обратиться к геологическому строению обоих регионов, вероятно, можно будет обнаружить важнейшие тектонические элементы коры и верхних частей литосферной мантии (коллизия континентальных блоков, положение границы М, глубинных разломов др.), скоррелированные между собой и обеспечивающие сам факт проникновения и консолидации щелочных комплексов. Во втором случае можно предполагать, что территориальное совпадение разновозрастного щелочного магматизма в двух регионах отражает не только взаимосвязь плюмовой щелочной активности со структурными и тектоническими особенностями строения коры и мантии, но и, главное, обеспечивает унаследование самыми молодыми зонами щелочной активизации тех геохимических изменений в составе мантийных источников, которые они последовательно накапливали на более ранних этапах архейской и ранней протерозойской проработки при мантийном метасоматозе. Эти соображения по существу приводят к необходимости допустить, что метасоматизированные зоны, раз возникнув, могут длительно существовать и фиксироваться при геохимическом и изотопно-геохимическом анализе гетерогенности верхней мантии. К этому следует добавить, что подобные зоны верхней мантии, с одной стороны, являются благоприятными «ловушками» для поглощения новых порций перегретого (и в первую очередь флюидного) глубинного материала, повторно поступающего из средней и нижней мантии, с другой – они могут вовлекаться в повторное плавление в зависимости от энергетической мощности плюмов, что на поверхности отражается в формировании существенно обогащенных этими элементами щелочных массивов на поздних или заключительных этапах щелочной активизации в каждом регионе. Наконец, из приведенной информации следует ожидать, что и само развитие астеносферы в геологическом времени представляет собой дискретный процесс, в котором ее мощность весьма изменчива, хотя наиболее вероятно, что ее максимальная активность приурочена к циклам оптимального проявления мантийного магматизма, которые уже четко намечены на базе геохронологической систематики.

Литература

1. Козарко Л.Н. // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 251–258.
2. Козарко Л.Н., Хаин В.Е. // Докл. РАН. 2001. Т. 37. № 5. С. 677–679.
3. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 78–81.
4. Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. // Геохимия. 2004 (в печати).

А.С. Балувев¹

Северная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона в рифее и проблема ее нефтегазоносности

В последние годы резко возрос интерес к изучению пассивных континентальных окраин как современных, так и древних, в связи с их нефтегазоносностью. Пассивные континентальные окраины – это широко распространенные парагенетические ассоциации геологических структур, важнейшими из которых являются рифтогенные, в значительной мере определяющие заложение и эволюцию бассейнов окраинных и внутренних морей, нередко наследующих осадочные бассейны геологического прошлого, а также контролирующие пространственное размещение проявлений внутриплитного магматизма. В этом плане значительное внимание сейчас привлекает северная окраина Восточно-Европейской платформы (ВЕП), к которой примыкает нефтегазоносный Баренцевоморский шельф и, в частности, зона сочленения Балтийского щита с Баренцевской плитой, а также палеорифтовые структуры системы Белого моря, погружающиеся к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы. В эту систему входят Онежско-Кандалакшский (Онежско-Двинский), пересекающий своим северо-западным концом восточную часть Балтийского щита, Керецко-Лешуконский и Баренцевоморский, обрамляющий Кольский п-ов с северо-востока, его продолжение – Мезенский и Сафоновский палеорифты.

Анализ структурных и морфологических особенностей фундамента северной части ВЕП, характер заполнения синрифтовых депрессий, одно время (средний рифей) формирования системы субпараллельных рифтовых структур, ограниченной с северо-востока Баренцевоморским, а с юго-запада Онежско-Кандалакшским палеорифтами, свидетельствует о существовании здесь единой палеорифтовой системы, которая была нами описана как система континентальных рифтов Белого моря [1]. Заложение рифтовой системы вдоль северо-восточного (в современных румбах) края континентальной плиты ВЕП предполагает ее формирование и развитие в условиях горизонтального растяжения края плиты, возникших в среднем рифее после стадии раннего спрединга океанического дна. Такие условия могли возникнуть при распаде суперконтинен-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

та Палеопангеи, в состав которого, согласно одной из последних палеомагнитных реконструкций [7], в начале среднего протерозоя входила континентальная плита ВЕП (Балтика). Зона сочленения Балтики с Палеопангеей проходила, вероятнее всего, вдоль шва, известного как «линеament Карпинского», по которому 1250–1240 млн лет назад произошел раскол литосферы и начался рифтогенез с формированием спредингового бассейна. Отколовшись от суперконтинента, литосферная плита Балтика дрейфовала в южном направлении в период 1240–1000 млн лет назад, вращаясь по часовой стрелке.

Выявленный методами ГСЗ внутрикоровый раздел на глубине 12–15 км под Мезенской впадиной [2] позволяет представить несколько иную (в отличие от общепринятой) модель формирования пассивной окраины ВЕП в геологическом прошлом (рис.). Представляется, что эта система субпараллельных асимметричных рифтов, сформировавшаяся в среднем рифее на окраине континентальной плиты, объясняется одной из моделей, предложенных Г. Листером [6] для крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходящих со срывом верхней хрупкой коры по дачменту, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры. Такое растяжение края литосферной плиты и адекватный подъем мантии во время растяжения могло привести к декомпрессионному плавлению и внедрению тяжелых мантийных расплавов в зону срыва, где сформировалась магматическая камера, фиксирующаяся в настоящее время интенсивным Мезенским гравитационным максимумом. Термический режим, создавшийся в земной коре в результате апвеллинга астеносферы в зоне континентального склона в среднем рифее и процессов андерплейтинга на ранней стадии эволюции, был, вероятно, сходным с термическим режимом Индоокеанско-Атлантического типа современных пассивных окраин и мог способствовать генерации и накоплению углеводородов в пределах рифтовых депрессий.

Вдоль северо-восточного борта Восточно-Европейского кратона, имеющего складчатое строение, имеет место поддвиг литосферы под орогенное сооружение Варангер-Тиманского пояса байкалид. В геодинамической эволюции этого борта выделяют два этапа: рифтинга (о котором уже шла речь выше) и коллизии. Если на первом этапе в условиях растяжения и интенсивных нисходящих движений происходило накопление осадочных (и вулканогенно-осадочных в Онежском грабене) толщ среднего и позднего рифея, то второй этап характеризуется обстановкой сжатия и складкообразования, возникшей в результате аккреции Тимано-Печорской плиты на рубеже венда–кембрия. В результате Баренцевоморская рифтовая зона, которая фактически представляла собой краевую висячую рифтовую депрессию, была частично перекрыта надвиговыми сооружениями Варангер-Тиманского пояса байкалид.

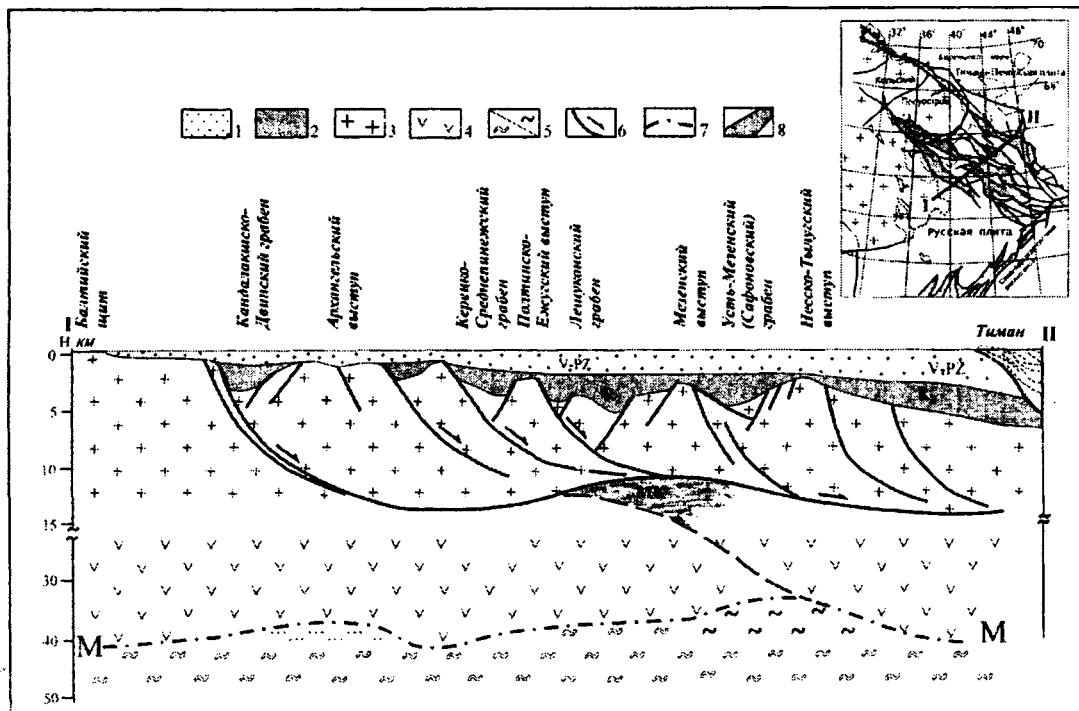


Рис. Реконструированный схематический разрез по линии I-II (на врезке) земной коры северо-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона в среднем-позднем рифее

1 – платформенный чехол; 2 – синрифтовые осадочные образования R2; 3 – верхняя кора; 4 – нижняя кора; 5 – верхняя мантия; 6 – литрические сбросы, переходящие в зону субгоризонтального срыва на границе верхней (хрупкой) и нижней (пластичной) коры; 7 – раздел Мохо; 8 – палеорифты (на врезке). МК – магматическая камера в зоне срыва. На врезке – тектоническая схема палеорифтовой системы Белого моря.

По данным ГСЗ, в области перикратонного опускания фундамента на севере ВЕП выявлен рифейский грабен, который протягивается из Предтиманского прогиба через Горло Белого моря вдоль побережья Кольского полуострова до мыса Нордкапп на северо-западе [4,5]. Сейчас уже не вызывает сомнений факт существования системы глубоких рифейских грабенов, по меньшей мере, в северной части Мезенской синеклизы и в районе пролива Горло Белого моря. Вдоль Тиманской сутуры прослеживаются асимметричные Сафоновская и Пешская рифтовые впадины, представляющие собой единую зону прогибания, ступенчато погружающуюся под Тиман. Краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид, по геофизическим данным имеет, характер крупного пологого надвига, по которому рифейские метаморфические комплексы системы байкалид на десятки километров надвинуты на свои платформенные аналоги в области перикратонного опускания Русской плиты. Таким образом, северо-восточный борт прогиба перекрыт аллохтонными чешуями рифейских толщ Тимана. Образования комплекса, погребенные под отложениями осадочного чехла Печорской и Свальбардской (Баренцево-морской) эпибайкальских плит, обнажаются на полуостровах Средний, Рыбачий и Варангер, в нескольких выступах прибрежной зоны Кольского полуострова, на полуострове Канин и в ряде районов Тимана. А.П. Симоновым с соавторами [5] была представлена геолого-геофизическая модель надвигового строения Кольско-Канинской моноклинали, в поднадвиговой зоне которой может находиться морское продолжение Предтиманского прогиба, протягивающегося вдоль побережья Кольского полуострова и выполненного мощной толщей рифейских отложений. Однако Ф.П.Митрофанов с соавторами [3] считают, что надвиговые деформации в пределах пояса байкалид имеют более ограниченные масштабы и относятся к поздним этапам развития, чем значительно снижают возможность нахождения крупных поднадвиговых месторождений углеводородов в переходной зоне суша–море Кольского побережья.

Литература

1. Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З. и др. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30–43.
2. Костюченко С.Л., Романюк Т.В. // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3–22.
3. Митрофанов Ф.П., Предевский А.А., Любцов В.В., Чикирев И.В. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 151–160.
4. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренцевский регион. Под ред. Ф.П.Митрофанова, Н.В.Шарова. Ч. 1. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 237с.
5. Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др. // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801
6. Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. // Tectonics. 1991. V. 10. № 5. P. 1038–1064.
7. Piper J.D.A. // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 176. P. 131–146.

Небесная механика ядра и мантии Земли: геодинамические и геофизические следствия

1. Небесная геодинамика. Небесная механика – наука, изучающая движение небесных тел под действием взаимных гравитационных притяжений. Условное название «небесная геодинамика» может рассматриваться как раздел глобальной геодинамики, изучающий влияние гравитационного притяжения Луны, Солнца и планет на планетарные геодинамические и геофизические процессы. В соответствии с развиваемой концепцией, главные оболочки Земли (в первую очередь ядро и мантия Земли, а также твердое ядро, литосферные плиты, литосфера и другие слои) испытывают различные гравитационные воздействия со стороны Луны, Солнца и планет как индивидуальные небесные тела. Вследствие этих воздействий указанные оболочки Земли совершают малые вынужденные относительные смещения и повороты. При этом в результате деформаций вязко-упругих слоев Земли (в первую очередь слоя D между ядром и мантией Земли) происходят сложные циклические преобразования упругой энергии в тепловую. Эта концепция наиболее естественным образом позволяет объяснить наблюдаемую цикличность планетарных природных процессов в различных шкалах времени (включая в частности климатические циклы Миланковича).

Фактически в данной работе новый механизм тектонической активности Земли. Действительно, гравитационное воздействие Луны и Солнца на несферичные, неоднородные оболочки Земли генерирует большие дополнительные силы и моменты сил между соседними оболочками (твердое ядро, жидкое ядро, мантия, литосфера и др.). Поскольку эти силовые взаимодействия зависят от взаимных положений и циклических движений Земли, Луны и Солнца, то они приводят к соответствующим циклическим вариациям (в различных шкалах времени) напряженного состояния тел и их деформациям. Более того, они порождают глобальные малые трансляционные смещения и повороты оболочек друг относительно друга, конечно, в строгой зависимости от физических характеристик как самих оболочек, так и тонких прослоек между ними. Таким образом, возникают относительные колебания и блуждания оболочек. В геологические периоды времени эти блуждания (в первую очередь ядра и мантии) приводят к фундаментальной тектонической реконструкции Земли. Этот единый механизм контролирует и направляет тектонику плит и плюм-тектонику. Смещения оболочек определяют структуру и эволюцию системы трещин и разломов, направляют и контролируют перераспределения пластичных и флюидных масс, вариации всех физических полей Земли, вариации уровня океана, климатические вариации и, вообще, вариации практически всех планетарных

¹ Государственный астрономический институт им. П.К. Штернберга, Москва, Россия

геофизических процессов. Поскольку направляющий механизм является единым для всех указанных процессов, то их вариации характеризуются единым частотным базисом. При этом частоты являются некоторыми комбинациями частот орбитальных движений небесных тел и вращения Земли в различных шкалах времени. Гипотеза о единстве частотного базиса вариаций природных процессов уже получила многочисленные подтверждения. Поступательные относительные смещения оболочек порождают также явление инверсии природных процессов (в соответствующих шкалах времени), согласно которому проявления того или иного процесса (например, сейсмичности, вулканизма и др.) активизируются в одной полусфере и пассивизируются в противоположной.

В работе выполнены динамические исследования задачи об относительных смещениях и поворотах ядра и мантии Земли, рассматриваемых как неизменяемые эллипсоидальные тела, разделенные тонким вязко-упругим слоем, под действием гравитационного притяжения Луны. Ядро и мантия рассматриваются как сфероиды. Луна совершает невозмущенное кеплеровское или возмущенное движение в гравитационном поле Земли. Дифференциальные воздействия Луны на ядро и мантию Земли приводят к периодическим относительным колебаниям центров их масс и взаимным поворотам. Приближенное решение уравнений движения задачи было получено методами усреднения, линеаризации и методом малого параметра. В частности, выявлены следующие фундаментальные геодинамические явления. I. Периодические колебания ядра относительно мантии с периодом в 13.7 сут. и с амплитудой 11.5 мм. II. Периодические относительные покачивания ядра и мантии с указанным периодом и с большой амплитудой 152 метра (при поверхности ядра). Указанные результаты получены для реальных значений упругих констант, характерных для слоя D. Обнаруженные смещения ядра приводят к вариациям положения геоцентра в системе координат мантии, весьма четко согласующиеся с их значениями, полученными на основе наблюдений методами космической геодезии. Аналогичное описание смещений и блужданий ядра и мантии дано с учетом орбитальных возмущений в движении Луны и Солнца с годовыми периодами, периодами в десятки и сотни тысяч лет и с галактическими периодами. Эволюционные смещения ядра относительно мантии могут также вызываться либрационными относительными покачиваниями в промежуточном слое D.

На основе развиваемого подхода можно интерпретировать и объяснять многие природные явления на Земле, а также на других планетах и спутниках: экваториальные положения центров масс Луны, Венеры, Марса, суперконтинентальную цикличность; инверсионные обращения системы Гондвана–Лавразия; закономерности в расположении геологических структур Земли; энергетический бюджет эндогенной активности Земли (планет и спутников); геологические ритмы в тектонике и геоэволюции; взаимосвязь тектоники плит и плюм-тектоники; синхронность геологических катастроф для тел Солнечной системы; ритмы природных процессов и их единство и другие.

II. Возбуждение слоя D. Относительные смещения и блуждания ядра и мантии Земли сопровождаются их деформационными изменениями и приводят к возбуждению термодинамического состояния вязко-эластичного слоя D. Возбуждения происходят циклически в зависимости от положений и движений внешних небесных тел (Луны, Солнца и планет). Таким образом, в вариациях состояния ядра должны обнаруживаться все орбитальные возмущения как короткопериодические (с периодами в дни, месяцы, годовые и декадные), долгопериодические (с периодами в десятки и сотни тысяч лет), так и галактические (с периодами в десятки и сотни миллионов лет). Один и тот же механизм возбуждает вариации термодинамического состояния планеты и вариации магнитного поля, как следствие гидродинамических вариаций в самом ядре. Климатические вариации планеты связаны не только с циклическими вариациями теплового потока от слоя D, но главным образом с циклической подачей разогретого магматического материала в верхние слои стояния или с выносом на поверхность Земли или на дно океана. Очевидно, что частоты указанных вариаций должны либо совпадать с частотами орбитальных возмущений в движении Луны, Солнца и планет, а также вращения Земли, либо представлять их некоторые линейные комбинации. В частности вариации с периодами климатических изменений Миланковича также должны наблюдаться в вариациях магнитного поля Земли, что уже подтверждается данными современных наблюдений.

III. Суперконтиненты. Н.А. Божко тщательным образом проанализировал геологические данные по возможному обращению и эволюции системы Гондвана–Лавразия (формирование системы, ее распад, вариации тектонической активности в последние 4.2 миллиарда лет). В результате им было установлено фундаментальное явление инверсии в тектонической деятельности Земли, когда активность тектонических проявлений в противоположных полусферах Земли (по Божко Н.А. – в северной и южной) характеризуются контрастными тенденциями. Отметим, что существование подобного явления непосредственно следует из предложенного выше механизма геодинамической деятельности Земли. В результате был выстроен модельный ряд суперконтинентов, формировавшихся в ходе длительной геоэволюции (в скобках указаны геологические моменты времени в млн лет назад по Божко Н.А.): SC1 (230), SC2 (625), SC3 (1020), SC4 (1415), SC5 (1820), SC6 (2215), SC7 (2610), SC8 (3005), SC9 (3400), SC10 (3795), SC11 (4190). Таким образом, период суперконтинентального цикла составляет около 395 (400) млн лет, из которого 160 млн лет составляет время формирования и 235 млн лет – межсуперконтинентальная эпоха.

IV. Геологические и галактические ритмы. В результате аналитических исследований галактических возмущений в орбитальных движениях Луны и Земли и силовых вынужденных взаимодействий между ядром и мантией были оценены геологические периоды их эволюционных смещений. Как отмечалось, именно эти смещения определяют тектоническую деятельность Земли посредством соответствующих вариаций

ций напряженного состояния самих оболочек и возбуждения слоя D между ядром и мантией. Поэтому периоды возбуждения этого слоя определяются особенностями галактического движения солнечной системы. Теоретические значения цикличностей геоэволюции весьма четко согласуются с геологическими данными (периоды отмечены индексом «g»), с палеомагнитными данными (m), с динамическими исследованиями галактического движения Солнца (d) (периоды даны в млн лет): 2580 (2600g); 1290 (1290g); 860 (860g, 860-1060g, 860d, 713d, 1036d, 720-828d); 516 (516g); 368.6 (350g, 370g, 380m); 258 (258g, 250d, 258d); 215 (215g, 215g, 217g, 230m, 212d, 230-240d); 198.5; 172 (172g, 176d, 180d); 150 (150g, 150g, 150g, 150g); 117.3 (120m); 95.6 (94m); 86 (86g, 85d); 80.1 (79m); 75 (75g, 75g, 74m); 65.8 (69m); 51.6 (51.6g); 43 (43g). Установленные корреляции теории и эмпирических данных подтверждают основные положения развиваемой концепции. Они указывают на реальность покачиваний и блужданий оболочек Земли с указанными геологическими цикличностями, совершаемыми под влиянием соответствующих возмущений со стороны всех внешних небесных тел. Таким образом, Галактика, посредством галактического движения солнечной системы и через возмущения орбитальных движений тел солнечной системы (в первую очередь Луны и Солнца), контролирует и направляет геологическую жизнь Земли.

V. Инверсия тектонических процессов и объяснение биполярности небесных тел. Наблюдаемая биполярность в геологическом строении некоторых небесных тел (Земля, Марс и т.д.) является отражением явления инверсии геодинамических процессов. Как уже отмечалось, это является прямым следствием смещения ядра и мантии в геологические интервалы времени. Радиальные относительные смещения ядра и мантии приводят к инверсии процессов. Но для конкретной геологической эпохи (или при завершении эволюции) мы фактически наблюдаем «застывшую» геологическую картину радиальной асимметрии в строении небесного тела.

А.Н. Барышев¹, Б.Д. Углов¹

Геодинамика и металлогения Средиземноморья

В основу характеристики геодинамики и металлогении Средиземноморья положены выводы, полученные нами при составлении Геолого-геофизического атласа Средиземного и Черного морей (2003 г.), анализа изменчивости состава литолого-формационных комплексов в пространстве и времени в сочетании с позицией в них рудных месторождений.

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

Тектоника и металлогения рассматриваются в аспекте эволюции земной коры в связи с глубинной геодинамикой.

В кембрии накапливались карбонатные толщи с сингенетичными сидеритовыми месторождениями, в кембрии-ордовике – терригенно-карбонатные толщи со свинцово-цинковыми месторождениями, а в силуре – терригенно-сланцевые толщи с колчеданно-полиметаллическими и стратоидными ртутными месторождениями. Т.е. континентальный субплатформенный режим с экзогенной металлогенией сменился рифтогенным с металлогенией, указывающей на все возрастающую деструкцию земной коры, вовлечение в рудоносные процессы базальтоидных магм (формирование колчеданно-полиметаллических месторождений) и ультраосновных пород (как источников ртути). Из-за наложенной тектоники зональность раннепалеозойского рифтогена не выявляется.

С конца раннего палеозоя устанавливается комплекс парагенетических структур. На севере в линейном рифтогене деструкция достигает океанической стадии (толеит-базальтовые, риолит-базальтовые толщи девона в Передовом хребте Кавказа с медно-цинково-колчеданными месторождениями, фрагменты офиолитов Альп, Пиренеев). На юге деструкция коры происходила над глубинными адвективными ячеями, которых намечается две: одна в области морей Ионического и Леванта (фиксируется по исчезновению гранитного слоя, фациям и несогласиям в окружении), вторая – к югу от Иберии (фиксируется раннекарбонным поясом Уэльса по характерной для задуговой обстановки базальт-риолитовой формации с колчеданными месторождениями «рудноалтайского» типа). Деструкция коры компенсируется аккрецией сиалического слоя коры между областями деструкции, в зоне, фиксируемой по фрагментам орогенных формаций центра Иберии, Сардинии, Корсики, Балкан, Малой Азии, Кавказа. С раннеорогенной вулканоплутонической ассоциацией магматических дуг раннего карбона связаны скарново-магнетитовые и золоторудные месторождения, а с позднеорогенными интрузивами – редкометальные месторождения. В отмеченном парагенетическом комплексе (линейный квазиокеанический бассейн–дуги–задуговые ячеистые бассейны) присутствовали зоны субдукции с падением к югу. В них в D_3 – C_1 происходил региональный метаморфизм ранне-среднепалеозойских толщ и сопутствующих колчеданных месторождений, позже извлеченных из глубины.

В триасе и начале юры в условиях континентального шельфа формировались стратиформные месторождения: свинцово-цинковые в карбонатных толщах и железо-марганцевые – в кремнисто-карбонатных. Позже мезозойская геодинамика и металлогения Восточного и Западного Средиземноморья резко различались. В Восточном проявился парагенетический зональный комплекс структур с полярностью, противоположной палеозойской. При этом ячеистая адвекция глубинных масс происходила на месте Черного моря, сопровождалась частным линейным рифтогенезом (типа pull-apart), деструкцией земной коры с выжи-

манием сиаля к югу, где развивалась магматическая дуга и зона субдукции с северным падением. В рифтогене в юрской базальтсодержащей терригенно-сланцевой толще формировались колчеданно-полиметаллические и стратоидные ртутные месторождения. Позже, в средней юре при более полной деструкции коры, в задуговой обстановке шло накопление риолит-базальтовой и андезитодацитовой формаций с колчеданно-полиметаллическими месторождениями. В островной дуге (ныне Среднегорье, Понтиды, юг Малого Кавказа) с поздне меловым андезитоидным вулканизмом связаны стратоидные сульфидно-полиметаллические месторождения типа манто, а с интрузивным магматизмом – меднопорфировые, скарново-магнетитовые, жильные и жильно-штокверковые полиметаллические, кварц-молибденитовые, золото-рудные месторождения.

Соответствующая мезозойской преддуговой обстановке офиолитовая ассоциация с колчеданными и хромитовыми месторождениями в автотонной позиции не сохранилась. Она присутствует лишь в зоне аллохтонных внешних дуг (Тавриды, Кипр, Эллиниды, Динариды), часто в перевернутом залегании. Часть аллохтонов, сложенных метаморфизованными офиолитами, по всей вероятности, ранее была субдуцирована к северу, затем перед поздним мелом извлечена наружу в тылу дуги. На рубеже раннего и позднего мела она была смещена к югу и юго-западу на комплексы древних кристаллических пород и вместе с ними, и самостоятельно – еще дальше, на карбонатный шельф. Этому времени соответствует образование бокситов.

В Западном Средиземноморье в мезозойской геологии нет признаков наличия ячеистой адвекции глубинных масс, соответствующих ей деструкции земной коры, субдукции, магматизма и рудообразования. Площадь была занята шельфовым морем с карбонатными осадками, со стратиформными свинцово-цинковыми и железо-марганцевыми месторождениями в триас-юрских толщах и бокситами на границе раннего и позднего мела. В мезозое здесь зародились лишь узкие близширотные зоны типа pull-apart (север Пиренеев, Лигурия, Гвадалквивирский разлом) и началась линейная деструкция земной коры на площади Алжиро-Прованского бассейна (атлантический тип геодинамики).

Кайнозойская геодинамика и металлогения всего Средиземноморья отражают тектоно-магматическую активизацию (ТМА), связанную с поднятием мантии в виде широкого вала с осложняющими его куполообразными ячеями под морями Альборанским, Тирренским, Эгейским, полуостровом Малой Азии. Над центрами ячей происходила деструкция земной коры, по периферии – ее аккреция, развитие внутренних магматических дуг и дуг внешних аллохтонов. Развитие близмеридионального адвективного вала под Алжиро-Прованским бассейном сопровождалось деструкцией коры, спредингом, но без субдукции. Раздвижение сопровождалось смещением на 500 км Иберийского блока (кроме самой южной части) на запад по трансформным сдвигам: правому Транспире-

нейскому и левому Гвадалквивирскому. Заложение разломов древнее, на территории Пиренеев не моложе перми. На западе, в Атлантике оба разлома трассируются узкими близширотными отрицательными аномалиями на фоне пятнистого магнитного поля и ограничиваются аномалией №34. Все это противоречит широко известной схеме Ле Пишона о раскрытии Сардино-Балеарской впадины при отколе Корсики и Сардинии от продолжения Пиренеев с поворотом их против часовой стрелки. Геологические и геоморфологические особенности, сходные с Пиренеями, имеются лишь у Корсики. У Сардинии они сходны с Балеарскими островами, отколовшимися от востока Иберии при заложении Валенсийско-Лигурийского бассейна позже близширотного расхождения Сардино-Корсиканского и Иберийского блоков.

Принципиальное различие в современном геологическом строении и тектоно-магматическом развитии Западного и Восточного Средиземноморья обусловлено историческими особенностями деструкции континентальной земной коры и компенсирующей ее аккреции по периферии. Нарастание мощности сиалического слоя коры на площади между Ионийско-Левантйским (Восточным) бассейном и Черным морем в палеозое и мезозое привело к тому, что при кайнозойской ТМА на площади Эгейского моря и Малой Азии сформировались морская и континентальная впадины с корой, не достигшей даже субокеанического типа строения. В то же время в Западном Средиземноморье сформировались акватории с океаническим и субокеаническим типами земной коры не только при ячеистой (Тирренское, Альборанское моря), но и при линейной (Алжиро-Прованский бассейн) деструкции. Литосфера Восточного бассейна и Черного моря, при зарождении которых соответственно в палеозое и мезозое их земная кора лишилась гранитного слоя, в кайнозое, оказавшись на склонах глубинного поднятия зоны ТМА, при оттоке мантийного вещества в сторону ТМА, стала опускаться. Развитие бассейнов сопровождалось мощным осадконакоплением при низком тепловом потоке и отсутствии магматизма, с наплывом аллохтонов (Критского, Кипрского на юге, Синопского выступа на севере) на края бассейнов.

Везде над глубинными ячеистыми поднятиями и в частных рифтогенах проявился и проявляется поныне вулканизм. С кайнозойским магматизмом связаны разнообразные месторождения: жильные полиметаллические, вольфрамовые, марганцевые, стратойдные сурьмяно-ртутные, полиметаллические, для которых по прямым и косвенным фактам выявлена роль магматогенной и метаморфогенной регенерации руд более древних металлогенических эпох, месторождения которых подвергались субдукции, региональному метаморфизму, попали в фундамент вулcano-плутонических поясов.

В целом для Средиземноморья размещение рудных месторождений определяется позицией рудоносных геологических формаций, которая зависит не только от геодинамических условий их образования, но и от наложенной тектоники.

Периодические геодинамические и минерагенические системы

Под геодинамической системой понимается взаимосвязанная ассоциация геологических тел, которые своим движением и внутренней самоорганизацией обуславливают силы и вещественные преобразования, формирующие геологические структуры. Геодинамическая система выражает динамическую сущность соответствующей ей по масштабам тектонической системы.

Под минерагенической системой понимается система минерагенических объектов определенного ранга (например, минерагенических провинций либо рудных узлов, месторождений) во взаимосвязи с определяющими их происхождение геологическими телами и структурами соответствующего размерного порядка.

Под периодическими понимаются системы, повторяющиеся в пространстве неоднократно через определенные или кратные определенной величине расстояния в зависимости от размерного порядка систем. Периодичность минерагенических систем является одним из важных факторов закономерностей размещения полезных ископаемых.

Формированию месторождений предшествует каскад процессов дифференциации и движения вещества, среди которых адвекция (ограниченная по фазе конвекция) занимает важнейшее место. Физические процессы в Земле, стремящиеся уменьшить гравитационный потенциал ее слоев и теплосодержание, обуславливают развитие иерархического фрактального ряда геологических структур и связанных с ними минерагенических систем, которые размещаются в пространстве с периодической повторяемостью. Периодичность обусловлена волновым характером зарождения адвекции. В зависимости от величины превосходства факторов, определяющих архимедовы силы и препятствующих этому, конвекция (адвекция) происходит в форме валов (при $R_1=1700$) или ячеек (при $R_2=10000$).

В жидком ядре Земли осуществляется гравитационная дифференциация и тепловая конвекция. Обобщенные конвективные потоки в ядре отражаются в структурах мантии и земной коры. В основе геодинамики этих структур лежит взаимодействие ядра и мантии. Над восходящими потоками разуплотненного жидкого ядра подняты его поверхность и соответственно нижняя часть мантии. Эти поднятия располагаются под современными океанами – планетарными провинциями (I порядок в иерархии структур). Подъем глубинных масс большой плотности увеличивает гравитационный потенциал, что вызывает процессы, способст-

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

вующие его уменьшению, а именно эрозию вышележащих слоев и пластическое расползание (спрединг) мантии. Создаваемая этим декомпрессия нагретых глубинных масс приводит к их фазовым переходам, частичному плавлению и флюидизации, образуя астеносферу под океанами мощностью около 130–200 км [1,2].

По краям расползшейся мантии происходит скучивание нагретых глубинных масс и, как следствие, – подъем геотермы. Это вызывает образование астеносферы под активными окраинами континентов и океанов и под межконтинентальными планетарными покровно-складчатыми поясами. В разуплотненной астеносфере при вязкости 10^{20} П (пуаз) зарождаются адвективные ячеи II порядка, которые периодически повторяются через 1–2 тыс. км. Их относят к плюмам. Ячеистая адвекция астеносферы приводит к развитию цепочек, состоящих из окраинных и межматериковых морей, обрамленных островными дугами, и сводово-глыбовых провинций типа Казахской, Алтае-Саянской, Яно-Колымской.

При прогрессирующем снижении вязкости астеносферы на валах I-II порядка и ячеистых поднятиях II порядка развиваются адвективные системы III порядка: линейные при вязкости 10^{18} П, ячеистые при 10^{17} П, чередующиеся (длина волны) через 200–350 км. К линейным относятся задуговые рифтогены: современная Южно-Курильская впадина в Охотском море, девонская Рудно-Алтайская зона в Алтае-Саянской, Чингиз-Тарбагатайская в Казахстане сводово-глыбовых провинциях. Рифтогены и смежные с ними магматические дуги по простиранию фрагментируются ячеями III порядка, образуя области (суперрайоны) повышенной эндогенной активности. Примером служат меднорудные и золоторудные суперрайоны Урала, повторяющиеся через 290–300 км [2].

На отмеченных валообразных и ячеистых поднятиях в обстановке декомпрессии при вязкости 10^{14} П и меньше при плавлении зарождаются первичные магматические очаги и соответствующие им рудно-магматические системы (РМС), которым соответствуют магматогенно-рудные узлы (МРУ) – системы IV порядка. Для размещения разных типов МРУ и ряда нерудоносных крупных вулканов в разных геодинамических обстановках характерно чередование их через расстояние около 30 км или кратное этой величине (длине волны λ).

Для вулканов спредингового Галапагосского хребта $\lambda \approx 30,3$ км (при \pm частных вариациях: +3,5, -2,5 км). Для вулканов внутриплитных архипелагов островов: Гавайского $\lambda \approx 29,3$ ($\pm 3,5$) км, Зеленого Мыса $\lambda \approx 29$ (+6, -2) км, Маскаренского $\lambda \approx 32,3$ (+6, -4) км. Расстояния между чередующимися дунитовыми ножками раннепалеозойских лакколитов Платиноносного пояса Урала (дунит-клинопироксенит-габбровая формация) $\lambda \approx 30$ (+5, -3) км. Эта величина соответствует чередованию комплексных МРУ с платиновыми, ванадий-железо-медными и железорудными месторождениями.

В девонском междуговом рифтогене Южного Урала надочаговые колчеданосные вулканогенно-рудные узлы (ВРУ) чередуются с рас-

стояниями между их центрами $\lambda \approx 31 (\pm 3)$ км, а в задуговом девонском рифтогене Рудного Алтая такие же ВРУ чередуются при $\lambda \approx 32 (+3, -2)$ км. В целом для колчеданосных ВРУ Южного Урала, Рудного Алтая, Ю-3 Чингиза, Бол.Кавказа, Ю-3 Гиссара $\lambda \approx 30,4 (+3,5, -2,5)$ км.

Среднее расстояние между крупными кальдерными вулканами Камчатки составляет 29 км [3]. В девонском краевом вулканоплутоническом поясе Урала МРУ с золоторудными и скарновыми медно-магнетитовыми месторождениями чередуются через $\lambda \approx 30$ км. Все это может указывать на то, что декомпрессия верхней части мантии и нижней коры приводит к разуплотнению и адвекции вещества в субсолидусном состоянии (при вязкости 10^{14} П) с характерной сходной длиной волны между адвективными ячеями.

Для менее вязких флюидизированных магм и гидротерм закономерные расстояния между адвективными ячеями проявляются достаточно редко из-за большой роли разрывов как каналов внедрения вещества. Несмотря на это, в локализации корней кремнекислых экструзивов в ряде МРУ проявляется регулярная повторяемость. Примером служат контролирующие колчеданное оруденение экструзивы Межозерного ВРУ (Южный Урал) с расстояниями между ними около 3,2 км.

Морфология кимберлитовых трубок свидетельствует об их зарождении в результате адвекции флюидонасыщенных магм. Взрыву соответствует лишь их верхняя воронкообразная часть. Об адвекции свидетельствует и наличие единообразного шага между трубками там, где нет разрывов, контролирующих дайки и весьма сближенные трубки. В такой ситуации в Алакит-Мархинском и Далдынском кимберлитовых полях Якутии шаг составляет около 3,5 км или кратен этой величине. Магматогенные системы с шагом между ними около 3 км относятся к V размерному порядку. Их зарождение происходит при вязкости магм около 10^{11} П.

Периодичностью обладают и иные минерагенические системы, начинающие свое развитие внутри земной коры. Над внутрикоровыми гранитоидными лакколитами присутствуют частные интрузивы, рудные поля и месторождения, повторяющиеся через 16 км (золоторудные поля в Центральных Кызылкумах, данные Б.Я.Вихтера), через 8–9 км (золотоносные массивы гранитоидов на Среднем Урале).

С адвекцией внутри осадочного слоя земной коры связаны многие структурные ловушки месторождений нефти и газа, представленные периодически повторяющимися антиклиналями. Так, в юго-восточной части Западной Сибири между месторождениями отмечаются наиболее часто встречающиеся интервалы в 12,5, 22,5, 39 км, которые, вероятно, соответствуют одной, двум и трем волнам адвекции. Расстояния около 10 км часто характерны для месторождений Днепровско-Донецкой нефтегазоносной области и юго-западной части Азербайджана.

Периодичность геодинамических и минерагенических систем часто искажается первичной неоднородностью геологической среды и наложенными тектоническими процессами. Поэтому она не всегда явно вы-

ражена. Выявление периодичности требует предварительных палеотектонических реконструкций, гармонического анализа систем разного масштабного порядка.

Литература

1. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999. 263 с.
2. Барышев А.Н. // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 6–11.
3. Федотов С.А. // Известия АН СССР. 1976. № 5. С. 25–37.

**Е.А. Баталева¹, А.К. Рыбин¹, В.Ю. Баталев¹,
Г.Г. Щелочков¹, И.В. Сафронов¹**

О морфологии аномалии электропроводности Таласо-Ферганского разлома

Важную роль в изучении глубинных разломов приобрели геофизические методы, с помощью которых стало возможно определять их пространственное положение в земной коре и глубины заложения разломов. Кроме того, геофизические методы позволяют определить физические параметры разломных зон. В электромагнитных полях разломные зоны проявляются вследствие контрастности свойств по отношению к вмещающим породам. Использование метода магнитотеллурического зондирования для изучения разломных зон в пределах Тянь-Шаня уже имеет некоторую историю [1,2,3]. Основными результатами проведенных исследований можно считать обнаружение эффекта вытеснения поперечных токов и построение геоэлектрической модели для зоны Таласо-Ферганского разлома (ТФР). Интересные результаты были также получены и при проверке гипотез о структурных элементах разломных зон, пересекаемых Иссык-Атинским профилем МТЗ [4]. Особую проблему в оценке тектонической активности и сейсмической опасности регионов представляют собой скрытые разрывные нарушения, поскольку их положение и морфологию очень сложно определить с помощью традиционных методов геологического картирования. Пример успешного глубинного картирования погребенной надвиговой структуры в Центральном Тянь-Шане с использованием специальной методики МТЗ представлен в работе [5].

По результатам моделирования, в земной коре Тянь-Шаня выделяется неоднородный коровый проводящий слой в интервале глубин 20–45 км и субвертикальные проводящие зоны, приуроченные к глубинным разломам – Атбаши-Иныльчекскому, Линии Николаева и Таласо-

¹ Научная Станция Объединенного института высоких температур (НС ОИВТ) РАН, Бишкек, Киргизстан

Ферганскому. Геоэлектрические модели имеют хорошую корреляцию с сейсмотомографическими моделями – зоны пониженного сопротивления находятся в хорошем согласии с зонами пониженных скоростей, что подтверждает достоверность полученных модельных данных.

В районе Таласо-Ферганского разлома, то есть в зоне перехода от Северо-Восточного к Юго-Западному Тянь-Шаню, наблюдается аномальное поведение электропроводности корового слоя, которое проявляется в том, что все поперечные кривые кажущегося сопротивления в этой зоне обладают примечательной особенностью, а, именно, являются восходящими (либо круто восходящими) во всем рабочем диапазоне периодов. С помощью инверсии поперечных кривых МТЗ в зоне Таласо-Ферганского разлома проведены исследования этого эффекта, который был рассмотрен на теоретических моделях М.Н. Бердичевским [6] как «эффект вытеснения поперечного тока». Было установлено, что коровый проводник резко обрывается Таласо-Ферганским разломом, вследствие чего между северо-восточной и юго-западной частями корового проводника отсутствует электрическая кондуктивная связь. Геоэлектрическая структура, выделяемая на всех 5-ти сечениях ТФР профилями МТЗ, является комбинацией субвертикальной электропроводящей зоны Таласо-Ферганского разлома, ограничивающей северо-восточную часть корового проводника, и юго-западной части корового проводящего слоя, выходящей к поверхности вблизи зоны Таласо-Ферганского разлома и имеющей листрическую форму. Для простоты дальнейшего изложения будем называть её «аномалией электропроводности Таласо-Ферганского разлома». Рассмотрим поведение этой аномалии в целом по отношению к зоне ТФР, приводимой на тектонических картах.

Действие эффекта вытеснения поперечного тока, маркирующего аномалию, начинается не непосредственно вдоль линии Таласо-Ферганского разлома, а на расстоянии от 3–5 и до 15 км к северо-востоку от нее. Протяженности аномальных участков также различны и составляют от 15 до 50 км по секущим профилям. На всех космических снимках Таласо-Ферганский разлом отчетливо делится на три участка [7]. В результате интерпретации и моделирования данных магнитотеллурического зондирования нами выделены три звена Таласо-Ферганской аномалии электропроводности – Таласское, Центральное и Южное. Особое внимание следует обратить на юго-восточную часть аномалии, начиная от сочленения Таласо-Ферганского разлома с Атбаши-Иныльчекским. Здесь аномалия Таласо-Ферганского разлома, которая распространялась параллельно разлому с северо-востока на юго-запад на протяжении около 200 км, отворачивает к югу и обнаруживается под отложениями Суякской впадины, в то время как линия Таласо-Ферганского разлома отворачивает к востоку (рисунок). Доказательство того, что обнаруженная под Суякской впадиной аномалия является продолжением аномалии Таласо-Ферганского разлома заключено в распределении векторов Визе на периоде 16с. Эти векторы для двумерной модели равны нулю над осью тока и ориентируются перпендикулярно ей по сторонам, выстраиваясь в

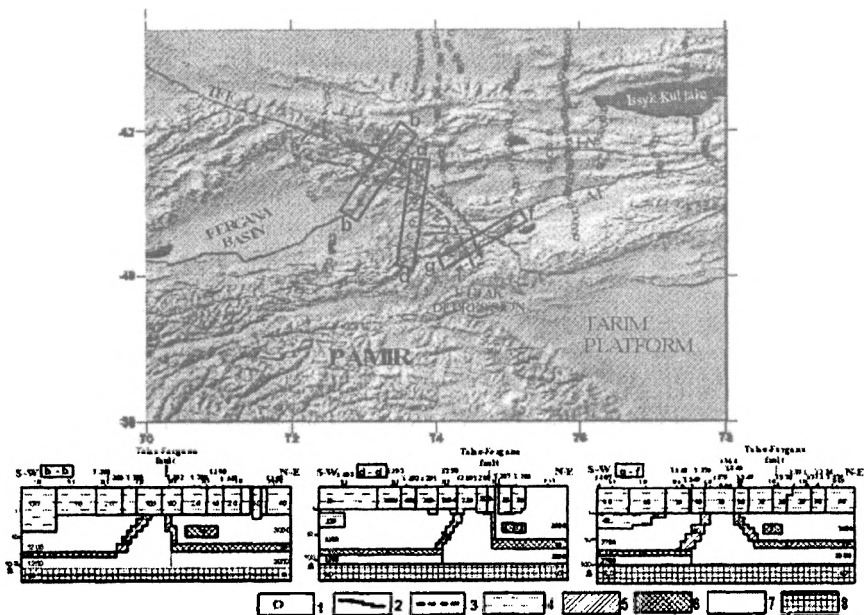


Рис.1. Схема расположения пунктов МТЗ и геоэлектрические модели по профилям, b-b, d-d, g-f, секущим зону Таласо-Ферганского разлома.

1- пункты МТЗ, 2- крупные разломы: ТФ – Таласо-Ферганский, АИ – Атбашиньчельский, ЛН – Линия Николаева; 3 – контуры аномалии электропроводности Таласо-Ферганского разлома; 4 – осадочный чехол; 5 – субвертикальные проводящие зоны; 6 – коровые проводники; 7 – высокоомный фундамент; 8 – астеносфера

восточной части Суякской впадины по направлению к СВВ, а в западной – к ЮЗЗ. Поведение импедансных полярных диаграмм также подтверждает двухмерность аномалии под Суякской впадиной и её ориентацию на ЮЮЗ. Таким образом, меняя своё простираие с ЮЗ в районе западного замыкания Нарынской впадины на ЮЮЗ в Суякской впадине, аномалия Таласо-Ферганского разлома образует плавную дугу. Этот факт представляет значительный интерес в связи с концепцией поворота Ферганского блока, представляемой по палеомагнитным данным и GPS [8,9]. Коровый проводящий слой, интерпретируемый (по комплексу геофизических данных) как глубинная зона срыва, участки подъёма которого к поверхности располагаются в виде плавной дуги, органично входит в модель взаимодействия Памира и Тянь-Шаня и вращения (поворота) Ферганского блока в результате этого взаимодействия.

Объяснение того факта, что наблюдаемая по магнитотеллурическим данным глубинная аномалия электропроводности не совпадает с положением линии ТФР на тектонических и геологических картах, можно найти в предположении, что южное звено Таласо-Ферганского разлома

нарушено памирскими надвигами. Южнее зоны сочленения Атбаши-Иныльчекского и Таласо-Ферганского разломов плоскость Таласо-Ферганского разлома в верхней части разреза смещена четвертичными надвигами к северу относительно нижней части разреза, в которой расположены основные элементы аномалии электропроводности, характерной для Таласского и Центрального звеньев разлома.

Следует также обратить внимание на присутствие в рассматриваемом нами регионе довольно загадочного Сулутерекского погребенного докембрийского массива, который может оказаться достаточно интересным с геодинамической точки зрения. Возможно, что мы обнаружили субмеридиональный западный край этого древнего массива в условиях новейшего тектонического поля.

Что же касается Таласского звена зоны Таласо-Ферганского разлома, то оно отличается по своим геоэлектрическим характеристикам от Центрального и Южного ее звеньев, что вполне соответствует существующим структурно-геологическим и геодинамическим фактам и представлениям.

Литература

1. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю. и др. // Физика Земли. 1997. №1. С. 3–20.
2. Рыбин А.К. Глубинные электромагнитные зондирования в Центральной части Киргизского Тянь-Шаня // Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Москва. 2001. 152 с.
3. Баталев В.Ю. Глубинное строение и геодинамика западной части Киргизского Тянь-Шаня по данным магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск. 2002. 139 с.
4. Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г. и др. На пути построения трехмерной геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня. Мат.-лы Второго международного симпозиума Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов, 29 октября–3 ноября 2002 г. Москва-Бишкек. 2003. С. 164–179.
5. Park S. K., Thompson S.C., Rybin A. // Tectonics. 2003. V. 22. № 22. P. 10–13.
6. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1997. 161 с.
7. Кнауф В.И., М.П. Кузнецов, Нурманбетов К. и др. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе, Илим, 1981. 76 с.
8. Vazhenov M.L. // Tectonophysics. 1993. V. 221. P. 251–267.
9. Meade B.J. // Geology and Geophysics. 2001. V. 42. № 10. P. 1622–1633.

**Е.А. Баталева¹, А.К. Рыбин¹, В.Ю. Баталев¹,
Г.Г. Щелочков¹, И.В. Сафронов¹**

Предварительные результаты магнитотеллурических наблюдений в районе Чуйской впадины (Республика Алтай)

Изучение глубинного строения литосферы Алтая методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ) в связи с произошедшими в

¹ Научная Станция Объединенного института высоких температур (НС ОИВТ) РАН, Бишкек, Киргизстан

сентябре 2003 года разрушительными землетрясениями в районе Чуйской впадины было инициировано Научной станцией ОИВТ РАН и Институтом геологии геофизики и минералогии СО РАН. В НС ОИВТ РАН накоплен опыт применения магнитотеллурики в изучении региональных структурных особенностей земной коры и выявлении их взаимосвязи с геодинамическими процессами для сейсмоактивного Тянь-Шаньского региона. Актуальность постановки работ МТЗ на Алтае дополнительно определяется фактором слабой изученности глубинного строения региона, в то время как верхняя часть разреза достаточно подробно исследована сотрудниками ИГГиМ СО РАН с помощью геоэлектрических методов [1].

Чуйская впадина является частью Курайско-Чуйской системы альпийских межгорных структур Горного Алтая, главными чертами которых являются разломные границы впадин с обрамляющими их с северо-востока и юго-запада горными сооружениями. Она образовалась в среднем миоцене – раннем плейстоцене на месте раннепалеогеновой денудационной равнины и представляет собой грабен, сформированный одновременно с рядом расположенным Чаган-Узунским горстом. Современная структура депрессии является результатом интенсивного тектонического сжатия. [2] С северо-востока система впадин обрамляется Курайским хребтом. С юга впадины обрамляются Шавлинским, Северо- и Южно-Чуйским хребтами. Разломы, отделяющие Курайский хребет от Курайско-Чуйской системы впадин, имеют сдвиговый и взбросо-надвиговый характер. На границе Курайского хребта имеются надвижения палеозойских пород хребта на кайнозойские осадки впадины с интенсивными их дислокациями. В западной части Чуйскую впадину ограничивает Чаган-Узунский горстовый массив. В ходе обособления хребтов южного обрамления произошло воздымание части днища впадины и образовалась Чаган-Узунская горная перемычка, разделившая Курайско-Чуйскую впадину на Курайскую и Чуйскую. Впадины заполнены сложно построенной толщей континентальных отложений палеогена, неогена и плейстоцена. Мощность накопившихся в Чуйской впадине кайнозойских отложений достигает 1200 м.

В 2004 году силами НС ОИВТ РАН выполнены МТЗ по двум, показанным на рис. 1, региональным профилям длиной более 100 км каждый, секущих эпицентральной зону Алтайских землетрясений и имеющих ориентацию: СВ (I-I, поперечный) и ЗСЗ (II-II, продольный). На продольном профиле МТ и МВ зондирования выполнены вдоль южного борта Чуйской и Курайской впадин с шагом 8-15 км. При этом пересекается Чаган-Узунский горстовый массив, в котором расположен эпицентр Алтайского (сентябрь 2003) землетрясения. Поперечным профилем с тем же шагом пересечен Курайский хребет, Курайский разлом, Чаган-Узунский блок, Чарышско-Теректинский разлом. Для выполнения зондирований по профилям использовались два полевых измерительных магнитотеллурических комплекса МТ-ПИК, созданные силами

сотрудников Научной станции ОИВТ РАН. Регистрация производилась в диапазоне периодов от 0.1сек до 1600 сек.

В качестве первого шага при рассмотрении полученных магнитотеллурических данных был произведён выбор компоненты поля и профиля для качественной и количественной экспресс-интерпретации. Судя по ориентации реальных векторов Визе, показанных на рис.1 для периода $T=1600$ сек., профиль I-I, поперечный по отношению к Чуйской впадине, является также поперечным и по отношению к более крупным региональным структурам. Поэтому мы предпочитаем его продольному профилю при выполнении двумерного анализа. В качестве компоненты поля, пригодной для предварительного рассмотрения, выбрана магнитовариационная, свободная от статических смещений, вызванных действием приповерхностных неоднородностей.

Распределение реальной и мнимой частей вектора Визе по поперечному профилю I-I характеризуется следующими особенностями:

- на длинных периодах ($T = 400 - 1600$ сек) вектора ReW вдоль всего поперечного профиля I-I ориентированы единообразно (в пределах точности) на ЗЮЗ. Очевидно, что теллурические токи, определяющие характер наблюдаемых МВ-данных текут вдоль региональных структур, таких как Алтайское поднятие (то есть ССЗ), перпендикулярно которому ориентированы векторы ReW ;

- на периоде 1600 сек длина векторов ReW по всем 12 пунктам достаточно монотонно изменяется в пределах от 0,15–0,17 в северо-восточной части профиля до 0,09–0,11 в юго-западной. При длине профиля около 115 км, отсутствие экстремумов и переходов через ноль свидетельствует о том, что такое поведение векторов ReW не может быть объяснено наличием в разрезе отдельного (пусть и крупного) проводящего тела, а определяется распределенной, градиентно меняющейся проводимостью земной коры вдоль профиля.

В результате двумерной инверсии магнитовариационных данных, которая производилась с использованием программы Варенцова-Голубева [3], рассчитано несколько геоэлектрических моделей по отдельным компонентам ReW и ImW для профиля I-I. Обобщающая модель, использующая для инверсии обе эти компоненты, показана на рис.2. Основной особенностью всех полученных моделей является наличие в них внутрикоровых проводящих объектов, расположенных на глубинах от 10 до 30 км. В юго-западной части разреза выделяется горизонтальный проводящий слой, залегающий в интервале глубин 20–30 км. В центральной и северо-восточной частях проводящий слой разделяется на две отдельные структуры, имеющих достаточно резкий изгиб кверху. Эти структуры не достигают дневной поверхности, однако трассируются малоглубинными субвертикальными проводниками, выходящими к поверхности вблизи Курайского и Чарышско-Теректинского разломов.

На этапе предварительного рассмотрения полученных на Алтае МТ и МВ данных мы не производили сложных и трудоемких процедур, необ-

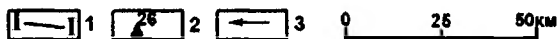
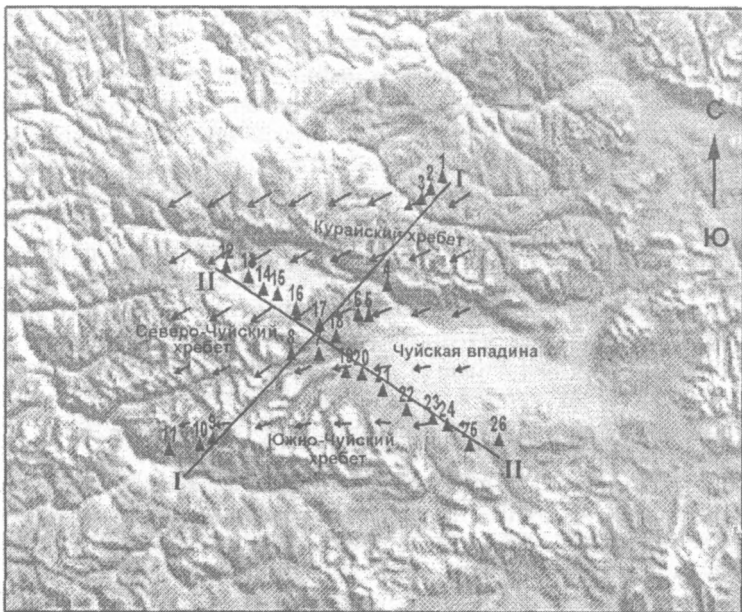


Рис. 1. Схема расположения пунктов МТЗ в районе Чуйской впадины (Республика Алтай)

1-поперечный профиль I-I, 2-пункты МТЗ, 3 – интерполированные по площади реальные векторы Визе (длина 0,2)

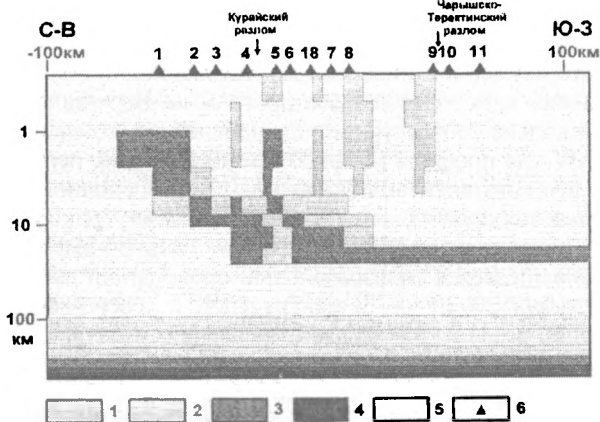


Рис. 2. Геоэлектрическая модель по поперечному профилю I-I

Значения удельного электросопротивления блоков модели: 1 – 30 ом·м, 2 – 50 ом·м, 3 – 15 ом·м, 4 – 3 ом·м, 5 – 1000 ом·м, 6 – пункты МТЗ

ходимых для корректного анализа всех материалов профилирования, целиком посвятив этот этап анализу результатов качественной интерпретации и двумерной инверсии магнитовариационных данных как наименее искаженных влиянием локальных приповерхностных неоднородностей.

Кратко перечислим основные выводы, выполненного этапа интерпретации:

1. Наблюдаемые азимуты реальных частей векторов Визе ReW на длинных периодах указывают на то, что региональные электропроводящие структуры в средней-нижней коре исследуемого региона, контролирующие магнитотеллурическое поле, ориентированы на ССЗ.

2. Выдержанная в интервале 0,1–0,16 длина векторов ReW вдоль профиля I-I свидетельствует о распределенной, градиентно меняющейся проводимости земной коры.

3. В результате двумерной инверсии магнитовариационных данных построена геоэлектрическая модель, содержащая коровый проводящий слой, имеющий форму листрического разлома. В юго-западной части профиля I-I он залегает горизонтально, а в центральной и северо-восточной частях он делится надвое и изгибается по направлению к дневной поверхности.

Литература

1. Неведрова Н.Н., Эпов М.И., Антонов Е.Ю., Дашевский Ю.А., Дучков А.Д. Реконструкция глубинного строения Чуйской впадины Горного Алтая по данным электромагнитных зондирований// Геология и геофизика, 2001, т.42, №9 с.1399-1416.
2. Буслов М.М., Зыкин В.С., Новиков И.С., Дельво Д. Структурные и геодинамические особенности формирования Чуйской межгорной впадины Горного Алтая в кайнозое//Геология и геофизика, 1999, т.40, №12 с.1720-1736.
3. Варенцов И.В. Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах// Физика Земли, 2002, №11, с.11-33.

Г.А. Беленицкая¹

Опыт мелкомасштабного литогеодинамического районирования и картирования нефтегазоносных территорий России

Принципы и методы литогеодинамического анализа осадочных толщ, разрабатываемые во ВСЕГЕИ, изложены в серии работ [3–6]. В данном сообщении рассматриваются возможности и специфика их использования применительно к мелкомасштабному районированию и картографированию осадочного чехла для оценки нефтегазовой продуктивности территории России.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

Основными объектами литогеодинамических исследований являются осадочные бассейны (ОБ) и их ряды. С позиций этих видов исследований ОБ представляют собой стратифицированные осадочно-породные тела надформационного ранга. Они отвечают осадочному выполнению депрессионных палеоструктур, соответствующих единичным стадиям геодинамического развития различных блоков литосферы. Элементами, слагающими ОБ, являются осадочные формации. Сами ОБ образуют закономерные вертикальные и горизонтальные ряды, формирующие осадочные мегабассейны. В таком понимании по своему масштабу ОБ близки нефтегазональным комплексам, их ряды – нефтегазональным мегакомплексам, а осадочные мегабассейны – нефтегазональным бассейнам. ОБ и их ряды, а также их нефтегазовые эквиваленты составляют объекты, максимально соответствующие задачам мелкомасштабных литогеодинамических и нефтегазогеологических исследований.

Особая роль отводится вертикальным рядам ОБ, образованным закономерными последовательностями бассейнов разных геодинамических типов. Ряды ОБ несут разностороннюю информацию обо всей геодинамической истории осадочного чехла конкретных структурных элементов: с одной стороны, они отражают их палеогеодинамическую эволюцию, в том числе наиболее раннюю, – зарождение, становление, трансформацию, этапы перестройки и разрушения и т.д., а с другой – характеризуют современное итоговое строение разрезов. Ряды ОБ могут также служить удобным инструментом внутреннего и внешнего структурно-морфологического анализа нефтегазональных разрезов – их структурирования, стратификации, деления на блоки, определения граничных параметров между ними и т.д. Все это позволило принять именно вертикальные ряды (их типы) за основную единицу мелкомасштабного литогеодинамического районирования и картографирования нефтегазональных территорий.

Для геодинамической типизации ОБ использована апробированная в литературе классификация, основанная на типизации контролирующих их геодинамических обстановок [4–6 и др.]. Для типизации вертикальных рядов ОБ разработана специальная палеогеодинамическая классификация. Выделены три класса рядов. 1. Внутриконтинентальный (внутренних частей платформ) с двумя подклассами – молодых и древних платформ. Каждый подкласс объединяет рифтогенные и разделяющие их стабильные (внерифтовые) виды рядов. В состав рифтогенных включены не только их грабеновые участки, но и плечевые зоны. Рифтогенные ряды представлены двумя разновидностями: эпиколлизионными, типичными для молодых платформ, и сквозного (эпиколлизионного и синплитного) либо только синплитного развития, характерными для древних платформ. По степени деструкции континентальной коры в обеих разновидностях рифтогенных рядов различаются подвиды. В отдельный вид выделены литогеодинамические узлы – разнообразные зоны латерального сочленения или пересечения внутриконтинентальных рифтогенных систем между

собой или с иными линеamentными зонами. 2. Окраинно-континентальный (зон сочленения платформ и складчатых областей). Этому классу отвечают краевые системы, включающие три подвида рядов: краевые (краевых прогибов), перикратонные и угловые (зон схождения краевых систем). 3. Внутренние части складчатых областей. Впадины складчатых областей представлены двумя видами рядов – синконвергентными (синсубдукционными и синколлизионными, без разделения) и активизационными (эпиколлизионными). Особо обозначены разновидности рядов, в основании которых наблюдается полный разрыв континентальной коры («базальтовые окна»). Они установлены в рифтогенных, узловых (в литогеодинамических узлах) и в угловых типах рядов (например, в Западно-Сибирском, Баренцево-Карском, Прикаспийском бассейнах).

Виды и подвиды вертикальных рядов названы по тем геодинамическим типам входящих в них ОБ, которые можно рассматривать как типоморфные или доминантные для их развития. Одни из них определяют эволюционную специфику рядов (например, внутриконтинентальные рифты в рифтогенных рядах), другие – завершали их развитие (например, перикратонные или краевые прогибы в соответствующих типах рядов). Каждый вид или подвид представлен закономерным набором палеогеодинамических типов ОБ, сменяющих друг друга вверх по разрезу. Например, подвид «краевой» чаще всего образует восходящая последовательность типов ОБ: рифтовый → пассивной окраины → активизированной пассивной окраины → иногда задугового бассейна → краевого прогиба. В некоторых случаях ряды могут состоять из последовательности однотипных разновозрастных ОБ, что характерно, в частности, для рядов стабильного вида. Следует отметить, что наименование ряда по какому-либо одному ОБ не очень удачно, а используется в большей мере в угоду традиции. Чтобы уменьшить возникающую терминологическую неоднозначность, каждому виду (подвиду) рядов присвоено дополнительное региональное наименование по названию того нефтегазоносного бассейна, в котором он представлен наиболее типично, например, виду «краевой» – «предуральский». Для всех видов и подвидов рядов составлены графические модели строения, иллюстрирующие типовые последовательности слагающих их палеогеодинамических типов ОБ.

Для каждого класса геоструктур характерны свои наборы видов вертикальных рядов и их типичные латеральные последовательности (своя латеральная зональность), что хорошо видно на серии модельных профилей. Например, для осадочного чехла древних платформ наиболее обычны последовательности рядов (от их центральных частей к периферическим): рифтогенные → стабильные → перикратонные → краевые.

Разработанная классификация вертикальных рядов ОБ явилась основой легенды при составлении карты литогеодинамического районирования нефтегазоносных территорий России масштаба 1:5 000 000. В классификационной матричной таблице легенды объединены две базовые характеристики: суммарный стратиграфический объем нефтегазоносного

осадочного разреза (цвет) и палеогеодинамический тип ряда (крап). По стратиграфическому объему среди нефтегазоносных подразделений выделены четыре крупные группы (в объеме всего осадочного чехла – от рифея до кайнозоя): 1) рифей-раннепалеозойские, а также венд-раннепалеозойские (и частично рифейские); 2) палеозойские (частично также рифейские); 3) мезозойские и верхнепалеозойско-мезозойские; 4) кайнозойские и верхнемезозойско-кайнозойские. Для палеогеодинамической типизации разрезов основой служила рассмотренная классификация вертикальных рядов, а выделенные виды и подвиды рядов стали основными единицами районирования и картографирования.

Таким образом, по двум параметрам осадочных разрезов – стратиграфическому объему и палеогеодинамическому типу – проведено районирование осадочного чехла территории России с разделением его на блоки с разными стратиграфо-палеогеодинамическими характеристиками. Итоги регионального анализа суммированы в приведенных на карте формулах-характеристиках, составленных для каждого выделенного блока, в которые включены однотипные наборы наиболее важных показателей.

Существенно, что палеогеодинамические типы рядов могут служить наиболее надежной и адекватной основой для проведения мелкомасштабных прогнозных работ, для обоснованного выбора мировых и отечественных аналогов и эталонов для сопоставлений. Сравнительный анализ мирового и отечественного материала, характеризующего масштабы установленной нефтегазовой продуктивности в разрезах разных палеогеодинамических типов, свидетельствует об отчетливой зависимости между этими двумя показателями (масштабами продуктивности и палеогеодинамическими типами), что уже отмечалось в литературе [1, 2, 5, 7]. Так, основные запасы и ресурсы углеводородного сырья во всем мире связаны с рядами ОБ трех типов – внутриконтинентальным рифтогенным, краевых систем, литогеодинамических узлов. При этом крупнейшие скопления тяготеют к тем разновидностям этих типов, в основании которых наблюдаются (либо предполагаются) участки океанической коры. Таким образом, палеогеодинамические типы рядов дают возможность прогнозировать вероятные масштабы нефтегазоносности. Это позволило дать каждому выделенному типу разрезов ориентировочную базовую оценочную категорию продуктивности, а также использовать палеогеодинамическую типизацию рядов и выполненное на ее основе литогеодинамическое районирование для целей нефтегазового районирования территории России и для оценки категорий нефтегазовой перспективности выделенных блоков и регионов.

Результаты литогеодинамического районирования территории России послужили методической и картографической базой для составленной во ВСЕГЕИ Карты нефтегазоносности территории России (на литогеодинамической основе) масштаба 1:5 000 000.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 03-05-65100).

Литература

1. *Абидов А.А.* Геодинамические предпосылки поисков новых ресурсов углеводородов в некоторых регионах СНГ. В кн.: Геодинамическая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1997. С. 10–22.
2. *Аплонов С.В., Лебедев Б.А.* // Разведка и охрана недр. 2000. № 6. С. 8–12.
3. *Беленицкая Г.А.* Осадочные бассейны Земли. В кн.: Энциклопедический справочник «Планета Земля». Под ред. Л.И. Красного. Т. 2 «Тектоника и геодинамика». СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. С. 189–222.
4. *Беленицкая Г.А., Романовский С.И., Феоктистов В.П.* Тектоно-седиментологическое моделирование и прогнозно-минерагенический анализ основных геодинамических групп рудоносных осадочных бассейнов России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 110 с.
5. Карта нефтегазоносности Мира. Масштаб 1:15 000 000. Координаторы В.И. Высоцкий, Ю.Г. Наместников. 1994.
6. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. Под ред. А.Д. Щеглова. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
7. *Хаин В.Е., Левин Л.Э.* // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №11–12. С. 1724–1738.

В.М. Бирюков¹, Е.В. Бирюков¹

Отличительные особенности глубинной петрологии

При глубинном изучении платформенных областей выявлен ряд закономерно повторяющихся геологических объектов, в строении которых принимают участие щелочно-основные и щелочно-ультраосновные концентрические комплексы с уникально богатой минерагенией. Эти комплексы образуют закономерные скопления, реже одиночные тела, приуроченные к определенным частям блоковых платформенных структур или к их определенным гипсометрическим уровням. Примером могут быть группы концентрических комплексов в пределах Финно-Скандии (разлом Осло), Каледонские комплексы Балтийского щита [7], группа концентрических комплексов среднего глубинного уровня Маймеча-Котуйской провинции [6], группа щелочно-ультраосновных комплексов с большим возрастным и гипсометрическим разбросом и группа сынныритовых и карбонатитовых комплексов рифейско-палеозойского возраста в пределах Байкало-Становой рифтовой системы [4, 5].

В целом эволюция перечисленных блоков и связанных с ними концентрических комплексов взаимосвязана с трансконтинентальной перестройкой, основные вехи которой совпадают с этапами «галактического года» [8].

Щелочно-ультраосновные концентрические комплексы в пределах подобных глобальных структур приурочены к трассированным блокам кратонизированной коры и верхней мантии, которые, в свою очередь, вызваны вертикальными и горизонтальными перемещениями блоковых структур и совпадают по времени с периодом их максимальной пере-

¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина (ИТиГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

стройки в «летний» период галактического года. Этими же причинами обусловлены многочисленные, громадной протяженности валообразные поднятия и опускания, а также наличие геоблоков с правильными геометрическими контурами на разных уровнях гипсометрических трассированных склонов [1]. Время заложения последних растянуто от AR_1 до $MZ-KZ$ и даже $N-Q$, т.е. в общей сложности длится более 3 млрд лет.

Различаются несколько стадий и этапов эволюции этих структур: 1) ранний этап – стадия деструкции и грубой структурно-вещественной переработки кратонизированного блокового материала. С начальными стадиями подобной переработки связано формирование простейших зональных и концентрически-зональных комплексов. Со средними – формирование различных концентрических комплексов – от простейших до самых сложных форм. С заключительными – ядерно-физические преобразования вещества, деструкция, утонение и выщелачивание магматического и метасоматического материала, а также развитие сложной паутины сжиженных фаз [2-5]. С каждым этапом в течение всего цикла связано формирование определенного типа полезных ископаемых [4, 5].

В зависимости от структурного положения рассматриваются 3 варианта вовлечения глубинного метаморфического материала в структурно-вещественное преобразование: 1) альпинотипные офиолиты складчатых поясов, 2) складчатые структуры более мелкого ранга, 3) кратоны.

1. Вариант глобальной складчатости, для которой характерно широчайшее проявление альпинотипных офиолитов, представляющих глобальные магматические колонны мантийного происхождения, доставленные тектоническим путем из разных уровней верхней и, возможно, средней мантии, а также ярко выраженная магматическая и метасоматическая зональность с выделением двух серий или ассоциаций: нижней альпинотипной и верхней. В составе нижней ассоциации различаются гарцбургитовая, дунит-гарцбургитовая, дунит-перидотитовая формации с эклогитами и эклогитоподобными породами; в составе верхней – дунит-верлит-клинопироксенитовая и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая. Отделение базальтовой (габбровой) составляющей от исходного перидотитового субстрата приводит к тонкому расслоению магматической колонны, т.е. к формированию в целом полосчатой серии с объемным плавлением и последующим фракционированием расплава (соответствует толенту, нормальному базальту). С более поздними малообъемными и более тугоплавкими выплавками связываются расплавы, обогащенные Ca и Al (известково-глиноземистые и глиноземистые), которые сравнительно легко могут быть фракционированы от субстрата. Верхняя часть альпинотипной офиолитовой ассоциации (полосчатая серия), таким образом, закономерно насыщается Ca и Al . Поэтому здесь логично ожидать породы, насыщенные Ca и Al : тылаиты, троктолиты, плагиоклазовые клинопироксениты, анортозиты и анортититы [5].

2. Складчатый вариант. В разрезе характерна самая верхняя часть (полосчатая серия ассоциаций альпинотипных офиолитов – клинопи-

роксениты и габброиды). В зависимости от структурного положения соотношения между ними меняются. То есть габброиды 1-го типа – известково-глиноземистые, комформные, без реакционных взаимоотношений; габброиды 2-го типа – с реакционными контактами.

3. В кратогенном варианте базис аналогичен рассмотренному в предыдущем типе, но имеет дальнейшую щелочную эволюцию. Обилие в магматитах Са и Al (в виде минеральной формы плагиоклаза с высоким содержанием An-компонента) реализуется в натриевую (кондерскую) карбонатитовую стадию в форме карбонатитов и магматических пород, содержащих нефелин и клинопироксен с Са-Al (Fe^{3+})-миналом [5].

Учитывая принцип инертности и подвижности компонентов, Са практически весь реализуется в карбонатитовую стадию процесса эволюции, а Al (остатки глинозема) в дальнейшем переходит в расплав с формированием сынныритов и нефелиновых сиенитов практически до самого конца щелочной стадии эволюции. Дефицит Al возмещается Fe^{3+} (в форме эгирина).

Таким образом, в процессе полного цикла эволюции происходит строго закономерное преобразование вещественного состава глубинных пород: в начальной стадии происходит последовательная концентрация и вынос общего железа (в форме магнетита), далее глинозема и Са (в форме анортозитов исходных пород, сынныритов и карбонатитов).

Формированию карбонатитовой фации предшествует образование золото-платиновой минерализации уральско-алаянского типа. С карбонатитовой фацией совпадает формирование многочисленных разновидностей кимберлитов, а также промышленные концентрации минералов редкоземельно-редкометальной группы. С завершающей стадией эволюционного цикла, совпадающей с формированием калиевой серии пород, связываются лампроитовый магматизм (с алмазами и без них) и промышленные концентрации редких металлов.

Благодаря строгой эволюции глубинного вещества можно довольно точно определить его гипсометрический и возрастной уровни. В преобразовании глубинного вещества определенно намечаются 3 возрастных рубежа – высокобарический (докембрийский), карбонатитовый (PZ-MZ) и лампроитовый (N-Q). Следует отметить, что в результате конечных преобразований происходит глобальное утонение мантийного слоя, в результате чего возможны варианты совмещения всех трех типов алмазов. Наиболее благоприятными для этого являются структуры типа трогов, в пределах которых отмечаются фрагменты щелочно-ультраосновных структур, подвергшихся выщелачиванию и гидротермальной переработке.

Литература

1. *Бейли Д.К.* Континентальное рифтообразование и щелочной магматизм. В кн.: Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 169–184.

2. Бирюков В.М., Бирюков Е.В. О связи щелочного магматизма с мантийными процессами. В кн.: Глубинная тектоника и вопросы сейсмологии, металлогении и нефтегазоносности Востока России. Магадан: Изд-во ДВО РАН, 1999. С. 257–271.
3. Бирюков В.М., Бирюков Е.В. Сообщества щелочных и щелочно-ультраосновных магматических пород: закономерности размещения, вещественный состав, минерогения и происхождение. Матер. науч. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 101–105.
4. Бирюков В.М., Бирюков Е.В. Щелочной и щелочно-ультраосновной магматизм как отражение тектонической эволюции континентальных рифтов. В кн.: Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: IV Косыгинские чтения, 2003. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2003. С. 141–152.
5. Бирюков В.М., Бирюков Е.В. Модель формирования глубинных серий магматических пород. В кн.: Закономерности строения и эволюции геосфер. Матер. VI междунар. междисциплинар. науч. симпоз., Хабаровск, 2003. Хабаровск: ДВО РАН, 2004. С. 14–23.
6. Егоров Л.С. Меллилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. М.-Л.: Недра, 1969. 248 с.
7. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
8. Ясманов Н.А. Галактический год и периодичность геологических событий // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 3. С. 373–375.

А.М. Бобров¹, В.П. Трубицын

Расчеты напряжений в различных сечениях континента в зависимости от расположения восходящих и нисходящих мантийных потоков

Напряжения внутри континентов определяются внутренними плотностными неоднородностями и внешними силами со стороны мантии и окружающих плит [1]. В работе рассматриваются напряжения, вызываемые внешними силами со стороны окружающей мантии. Мантия моделируется вязкой жидкостью, а континенты – твердыми толстыми плавающими плитами. Континенты движутся под действием полной силы, действующей со стороны подошвы и торцов. В процессе решения системы уравнений конвекции с плавающими континентами находится распределение сдвиговых и нормальных напряжений на подошве и торцах. Зная их, можно найти напряжения в различных сечениях континента. В работе рассчитаны напряжения сжатия-растяжения внутри континента при различных расположениях восходящих и нисходящих мантийных потоков. Чтобы найти это расположение, предварительно была рассчитана эволюционная модель мантии с двумя одинаковыми континентами. В данной работе приведены расчеты на стадии их объединения в суперконтинент.

Для нахождения средних горизонтальных напряжений в разных вертикальных сечениях континента разделим мысленно континент на две части по выбранному вертикальному сечению и рассмотрим действующую

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

щие на выделенную часть континента силы. Из условия равновесия (отсутствия ускорения континента) следует, что сумма всех действующих сил равна нулю. Поэтому искомая сила, действующая на эту часть в рассматриваемом сечении, равна с обратным знаком сумме сил, действующих со стороны подошвы и торца выделенной части. Учитывая, что напряжение есть сила, деленная на площадь, получим соотношение для искомого напряжения. Сходное рассмотрение выполнялось в работе [2], однако торцевые силы, дающие весьма значительный вклад в баланс, в ней не учитывались.

Расчетами находилось среднее горизонтальное напряжение в вертикальном сечении литосферной плиты как функция координаты сечения x . Рассмотрение выполнено для нескольких стадий. В этом временном интервале континенты остаются неподвижными, образуя суперконтинент. Поэтому эволюция напряжений целиком обусловлена перестройкой мантийных течений под суперконтинентом. Отрицательные напряжения являются здесь растягивающими, положительные – сжимающими.

В данной модели не учитывалась спайка континентов в момент их соединения. Поэтому критическое напряжение для «раскола» суперконтинента принимается равным нулю. Момент раскола определяется по изменению относительной скорости движения континентов относительно друг друга (сближение – расхождение).

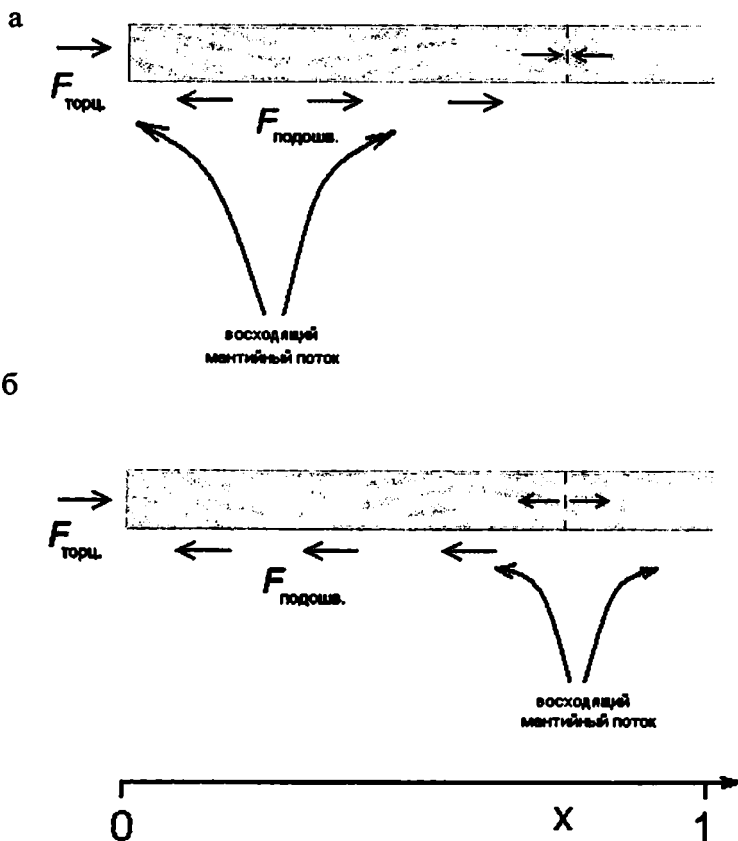
Расчеты показали, что напряжения внутри континентов существенно меняются в процессе перестройки мантийных течений под суперконтинентом. В момент времени $t = 50$ млн лет после образования суперконтинента горизонтальные напряжения на левом торце левого континента ($x=0$) составляют около 50 МПа (500 бар). Внутри континента напряжение везде положительное (сжимающее), но меняется его величина. Напряжение достигает своей максимальной величины ≈ 90 МПа в центре суперконтинента ($x=1$).

В момент времени $t = 135$ млн лет в пределах континентов появляются области растягивающего напряжения, расположенные над восходящими мантийными потоками. Максимальные растягивающие напряжения приблизительно равны -25 МПа (при $x=0.25$, левый континент и $x=1.75$, правый континент). В центре суперконтинента еще сохраняется сжимающее напряжение ≈ 20 МПа.

В момент времени $t = 250$ млн лет область растягивающих напряжений расширилась, сместилась к центру и увеличилась амплитуда напряжений до величин ≈ -30 МПа (при $x=0.4$ и $x=1.6$). Напряжение в центре имеет значение ≈ 7 МПа.

В момент времени $t = 320$ млн лет континенты начинают расходиться. Область растягивающих напряжений еще больше сместилась к центру, их амплитуда уменьшилась до ≈ -20 МПа ($x=0.55$ и $x=1.45$). А напряжение в центре суперконтинента, бывшее ранее положительным (сжимающим), уменьшилось до нуля, в согласии с тем, что у континентов появились малые скорости расхождения.

Таким образом, результаты расчетов показывают, что области максимальных растягивающих сил, действующих в вертикальном сечении суперконтинента, перемещаются, в соответствии с образованием центрального плюма, к центру суперконтинента. Возникновение этих сил вызвано вязкими сдвиговыми напряжениями на подошве. Торцевые же силы, действующие на суперконтинент со стороны восходящих мантийных потоков на окраинах, являются сжимающими, противодействующими разделению суперконтинента. Схематически результаты расчетов для моментов времени $t = 135$ млн лет и $t = 320$ млн лет проиллюстрированы на рис. а и б соответственно.



Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 02-05-64728 и 02-05-64723).

1. Трубицын В. П. // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4–40.
2. Lowman J.P., Jarvis G.T. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. N. B 11. P. 25485–25497.

Ю.Б. Богданов¹, Е.Д. Мильштейн¹, Б.В. Петров¹ Ю.М. Эрничек¹

История тектонического развития докембрия Восточно-Европейской платформы

Полученные за последние годы материалы по геологическому строению щитов и Воронежского кристаллического массива (ВКМ) и результаты изотопного возраста пород фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕР) позволили уточнить историю её тектонического развития в докембрии. Анализ этой истории опирается на стратиграфические схемы докембрия Балтийского щита (БЩ) [Постановление МСК. Вып. 32. 2001], ВКМ [Постановление МСК. Вып. 33. 2002] и Корреляционную схему Украины, утвержденную её Национальным стратиграфическим комитетом [Минералогический журнал. 1999. Т. 21. № 1.]. Их сопоставление проводилось с учетом Общей хроностратиграфической шкалы нижнего докембрия России [Постановление МСК. Вып. 33. 2002].

Наиболее ранний (*первый*) этап связан с образованием областей с ареальным развитием тоналит-трондьемитовых и гранулит-гнейсовых комплексов. Они образуют тектонопары, где относительно стабилизированными являются области с преобладающим развитием тоналит-трондьемитовых гнейсов. На БЩ к этому этапу относятся породы саамского и раннелопийского возраста (древнее 3000 млн лет), на ВКМ – обоянского комплекса древнее 3250 млн лет, на Украинском щите (УЩ) – днестровия, древнее 3400 млн лет. Первичная природа этих образований остается дискуссионной. В это время образовалась ранняя континентальная кора.

Во *второй этап* произошло возникновение гранит-зеленокаменных областей (ГЗО) и гранулит-гнейсовых поясов. Первые из них являются более стабильными и заложились на тоналит-трондьемитовом фундаменте. Начиная с этого этапа, намечается стадийность в развитии ГЗО. В начале возникают линейные приразломные структуры (пояса), сложенные слабо метаморфизованными базит-ультрабазитовыми вулканами. Во вторую стадию формируются прогибы с терригенными или терригенно-вулканогенными разрезами. На БЩ обе стадии относятся к среднему и верхнему лопию (3000–2750 млн лет), на ВКМ к ним принадлежат породы александровского, лебединского и лосевского надго-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

ризонтов (нижний-верхний лопий, 3260–2650 млн лет), а на УЩ – метаосадки и метаэффузивы азovia и днепровия (саамий-средний лопий российской шкалы, 3400–2800 млн лет). Для третьей (протоорогенной) стадии характерна простая региональная складчатость, низкотемпературный метаморфизм и гранитообразование в фундаменте. Впервые появляются плагиомикроклиновые граниты. Для гранулит-гнейсовых поясов характерны обширные структуры, осложненные интенсивной разнорядковой складчатостью, высокотемпературный низкobarический метаморфизм до гранулитовой фации, интенсивная мигматизация от плагиомикроклинового до чарнокит-эндербитового ряда. Поэтому выделение стадийности тектонического развития в них дискуссионно, однако в большинстве поясов наблюдаемые разрезы начинаются с пород ряда основные гранулиты-амфиболиты и заканчиваются кислыми гнейсами часто с глиноземистыми минералами. На территории ВЕП известен единственный Беломорский пояс с метаморфизмом кианитового типа, расположенный между Карельской и Кольской ГЗО, являющийся энциалической коллизиейной структурой.

Третий этап – образования кратонов и протогеосинклиналей – начинается в раннем карелии после длительного (около 100 млн лет) перерыва, в результате которого на допротерозойскую поверхность были выведены архейские породы фундамента разной фации глубинности формирования. Для этого этапа четко устанавливается стадийность тектонического развития территории ВЕП. В пределах архейских ГЗО соблюдаются кратоны, вдоль границ которых на ранней стадии внедряются расслоенные массивы основного-ультраосновного состава. Внутри кратонов формируются линейные вулканогенные, вулканогенно-осадочные прогибы или осадочные бассейны. Во вторую стадию на кратонах в связи с процессами отраженной активизации вдоль зон глубинных разломов образуются линейные проторифтогенные и тафрогенные прогибы с толеит-пикритовым вулканизмом. В это время территория Беломорья сохранила черты коллизииной зоны (зоны высокobarических метаморфитов). Одновременно, вероятно, на гранулит-гнейсовом основании закладываются и развиваются протогеосинклинали. Третья (орогенная) стадия на кратонах характеризуется слабой складчатостью, низкотемпературным метаморфизмом и внедрением единичных гранитных и щелочно-ультраосновных интрузий. В протогеосинклиналях наблюдается интенсивная складчатость, средне- и высокотемпературный низкobarический метаморфизм, интенсивная гранитизация и возникновение гранитных батолитов. На БЩ эта стадия началась около 1900 млн лет, на ВКМ и УЩ – 2050–2100 млн лет. Четвертая (посторогенная) стадия выражается в образовании локальных терригенных впадин (БЩ, ВКМ, УЩ), сменяющихся вулканоплутоническими структурами гранитов-рапакиви и комагматичных им эффузивов (БЩ, УЩ).

Четвертый этап развития территории ВЕП связан с формированием древней платформы и обрамляющих её геосинклиналей. Для платфор-

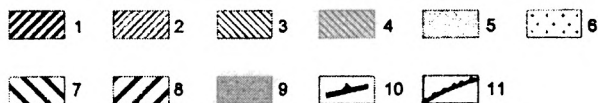
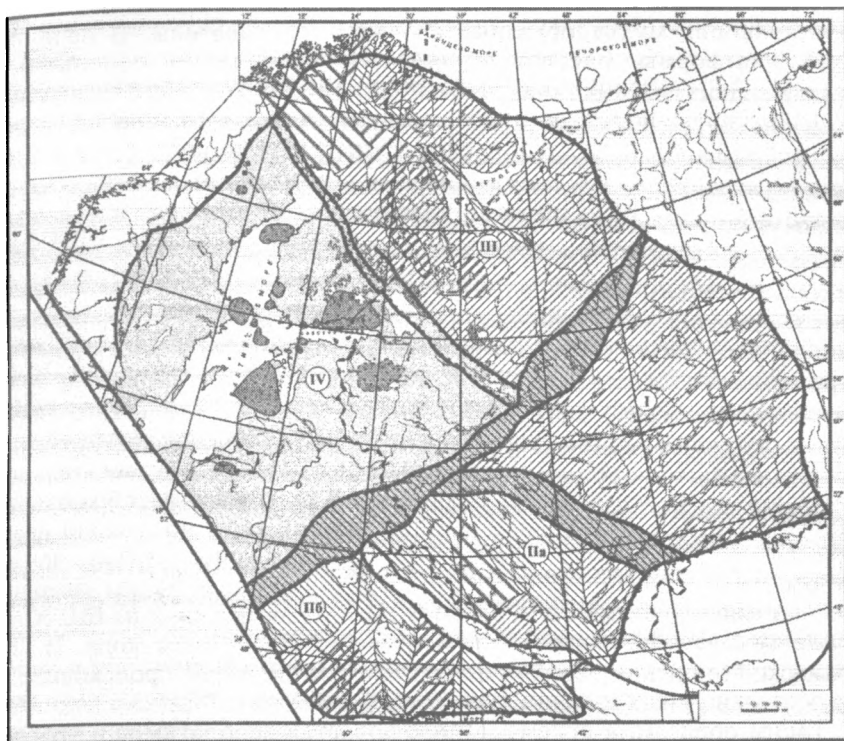


Рис. Возраст консолидированной коры ВЕП

1 – участки раннеархейской коры с незначительной переработкой в позднем архее; 2 – консолидированная кора позднеархейского возраста; 3 – консолидированная кора раннекарельского возраста; 4 – позднекарельская кора межблоковых зон; 5 – кора позднекарельского (свекофеннского) возраста; 6 – позднекарельские граниты-рапакиви; 7 – архейская кора, существенно переработанная в позднем карелии с сохранением фрагментов позднеархейской коры; 8 – позднеархейская кора с наложенными процессами позднего карелия; 9 – раннерифейские граниты-рапакиви; 10 – граница ВЕП; 11 – межмегаблоковые зоны.

Мегаблоки консолидированной коры ВЕП: I – Волго-Уральский; II – Воронежский-Украинский (а – Воронежский, б – Украинский блоки первого порядка); III – Лапландско-Мезенский; IV – Скандинавско-Белорусский

мы характерно возникновение красноцветных терригенных толщ, выполняющих мульдообразные впадины и авлакогены. В перикратоне платформы накапливаются преимущественно сероцветные осадки. Для геосинклиналей типичны мощные толщи осадочно-вулканогенных пород, смятых в сжатые, часто изоклинальные линейные складки, высокобарический зональный метаморфизм и гранитоидный магматизм. Время формирования пород этого этапа – средний-верхний рифей и нижний венд.

Одни и те же этапы и стадии развития в разных областях ВЕП формировались в разное время. Региональная складчатость, высокотемпературный метаморфизм и гранитообразование (орогенные стадии) определяют время преобразования и возникновения новой консолидированной коры, возраст которой показан на рисунке. На этом же рисунке отражена мегаблоковая делимость фундамента ВЕП с различной историей тектонического развития. Выделяются Волго-Уральский, Воронежско-Украинский (включающий ВКМ и УЩ), Лапландско-Мезенский и Свекофенно-Белорусский мегаблоки. Два последних в значительной своей части расположены на территории БЩ. Первое преобразование ранней коры и возникновение позднеархейской коры произошло практически одновременно на всей территории ВЕП в конце верхнего лопия. Второе и последнее преобразование консолидированной коры завершилось в раннем карелии на УЩ и ВКМ. В позднем карелии на БЩ (Свекофенно-Белорусский мегаблок) сформировалась новая кора. В Лапландско-Мезенском мегаблоке преобразование коры происходило в относительно узких зонах.

Таким образом, в докембрии наблюдается необратимое и унаследованное тектоническое развитие разных блоков фундамента ВЕП. Этот процесс сопровождался расширением кратонизированных блоков, образовавших в конце докембрия консолидированный фундамент древней ВЕП.

Н.А. Божко¹

Орогенические пояса докембрия: типизация и место в суперконтинентальных циклах

С конца раннего архея, когда было создано достаточное количество протоконтинентальной серогнейсовой коры ТТГ-состава, отмечается глобальная тенденция к ее коагуляции в суперконтиненты. По крайней мере, с 3 млрд лет был запущен процесс суперконтинентальной цикличности, действующий до настоящего времени и составляющий главное содержание тектогенеза. В ходе этого процесса – периодического роста

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

и распада суперконтинентов – возникали следующие типы докембрийских орогенов (таблица).

Таблица. Орогенические пояса в суперконтинентальных (400 млн лет) циклах

Суперконтинентальные циклы в млн лет	Аккреционные орогены	Аккреционно-коллизийные орогены	Коллизийные орогены	Гиперколлизийные орогены
320	Притихоокеанский	Средиземно-морской,	Бенуе	Гималайский
720–320	Аравийско-Нубийский, ЮВ Китай	Неопротерозойские пояса южной окраины Сибирского кратона, входящие в Центрально-Азиатский пояс, Кадомский пояс	Докембрийские комплексы каледонид и герцинид Пунковискана	Мозамбикский Рибейра
1120–720	Аравийско-Нубийский, Янцзы, Байкало-Витимский, Тувино-Монгольский	Хоггар, Таймырский, Токантинс, Енисейский кряж, Дом Фелициано	Дамарский, Мавританский, Западно-Конголезский, Аракуа, Катангский, Сержип, Тижукас	Мозамбикский, Рибейра
1520–1120	Намаква, Свеко Норвежский	ЮЗ Гренвиллского пояса, Делийский, Урауканский,	Кибарский-Майомбе Ирумидский, Сунсас, Эспиньясу, Риохо до Понтал	Восточно – Гатский, Гренвиллский
1920–1520	Мазатцальский Свекофенский	Каприкорн	Рио-Негро-Джурена	Гренвиллский, Транссеверокитайский, Лапландский
2320–1920	Свекофенский Пенокийский-Уопмей	Бирримский, Марони-Итакоюмас, Саскачеван, ЮВ Черчил,	Нагсуктокиды, северные орогены Канадского щита, Хуто, Аравалли, Коррентина-Гуанамби, Жакобина	Лапландский Лимпопо Беломорский, Усагара-Убенди, Итабуна, Джуис де Фор, Ангарский пояс

Продолжение таблицы

2720–2320	Пенокийский	Магонди	Вугай, Сатпурс-кий, Курско-Криворожский	Беломорский, Ю. Зона Лимпопо, Снер (кратон Слейв)
3120–2720	Сьюпириор	З.п.Карелии, Слейв, Фупинг, Рукер,, Риу дас Вельяс – 2.7Мурчисон – 2.9 Ньянза, Дхарвар, Конско-Верховцевский, Олондо	Костомукшский, Кухмо, Белингве	Шингу Централь-но-Кольский гра-нулитовый по-яс
3520–3120		Барбертон, Се-бакве, з.п. Пилбары, Онотский,		Жеки-Мутуипе

1. *Коллизионные орогенические пояса* – результат континентальной коллизии в процессе аггломерации суперконтинентов при отсутствии прешествующей аккреции террейнов.

Рост, амальгамация суперконтинентов происходит вследствие взаимных коллизий континентов и сиалических блоков, их слияния в единую массу. Древнейшие коллизионные структуры, по-видимому, были широко развиты уже с конца раннего архея, когда возник режим упорядоченной мелкочаеистой конвекции с обособлением множества микроплит, сложенных протоконтинентальной корой. В раннем протерозое, по мере увеличения размера и жесткости литосферных плит, орогены этого типа становились более протяженными и прямолинейными, в них появилась поперечная зональность. Развитие коллизионного орогена происходит в течение одного суперконтинентального цикла, хотя позднеколлизионные процессы в ряде поясов захватывают начало следующего цикла.

Эволюция значительной части коллизионных орогенов происходила в результате развития по циклу Вильсона. К данному типу мы относим коллизионные сутурные зоны, которые формировались при аггломерации Северо-Американского или Сибирского кратонов, а также эсиалические интракратонные орогенические пояса типа Кибарид или Западных Конголид, образованные в результате внутриконтинентальной коллизии.

Коллизионным орогенам свойственны линейность, преобладание коллизионных гранитоидных поясов; наличие пассивных окраин, в том числе и двусторонних; высокая степень метаморфизма, которая локально может достигать гранулитовой фации; значительное сокращение и

утолщение коры; региональная складчатость и покровообразование; ортогональная субдукция и зоны скалывания, параллельные простиранию орогена; завершающее орогеническое поднятие с образованием передовых прогибов и впадин, заполненных мощными молласами. Коллизионные орогены – Аравалли, Дели, Вутай, северные протерозойские орогены Канадского щита, Холлс Крик и др.

2. *Аккреционно-коллизионные орогенические пояса* – результат континентальной коллизии в процессе аггломерации суперконтинентов с предшествующей аккрецией разнородных террейнов. В процессе аггломерации («сборки») суперконтинента перед завершающей коллизией может происходить зарастание пространства между значительно удаленными континентальными массами путем аккреции террейнов. Эта аккреция может идти со стороны обоих кратонов или только с одной стороны, а также посредством предварительного объединения террейнов в супертеррейны во внутренних частях океана. Первые аккреционно-коллизионные пояса развивались уже в позднем архее при образовании гранит-зеленокаменных областей, таких как Слейв, Карельская и др. В этих структурах выделяются блоки ранне-среднеархейской консолидации, разделенные позднеархейскими зеленокаменными поясами.

Особенностями аккреционно-коллизионных орогенов являются: мозаичность структурного плана, развитие пассивных окраин на краях кратонов; коллаж разнородных террейнов, включая микроконтиненты, отколовшиеся от этих кратонов; обычно косая субдукция с формированием shear-zones. Коллизия может сопровождаться локальным гранулитовым метаморфизмом. Эволюция данных орогенов проходит в интервале одного суперконтинентального цикла. Примеры аккреционно-коллизионных поясов: Бирримский, Юго-восточная провинция Черчилл, Саскачеван, Токантинс и др.

3. *Гиперколлизионные (гранулитовые) орогенические пояса* – результат гиперколлизии (по гималайскому типу) континентов и континентальных фрагментов в процессе аггломерации суперконтинентов, приводящее к тектоническому переутолщению коры и ее переработке обширным высокотемпературным гранулитовым метаморфизмом.

Данные пояса формировались в условиях продолжающейся конвергенции, после того как уже произошло столкновение континентальных плит и погружение слэба океанической литосферы в мантию. Эти пояса представляют собой глубоко-коровое выражение континентальной коллизии. Гранулитовые пояса прежде считались принадлежностью исключительно архея, однако выяснилось, что подавляющее большинство этих структур формировалось в протерозое. Гиперколлизионные пояса – крупные линейные зоны высокометаморфизованных пород, характеризующиеся сложной покровной структурой, надвинутые на соседние кратоны. В нижних частях многих гранулитовых поясов локализуются габбро-нориты. Разновозрастными гиперколлизионными орогенами являются пояса Беломорский, Лимпопо, Восточно-Гатский, Лапландский,

Гренвильский, Мозамбикский, Рибейра, Транссеверокитайский и др. Отмечается увеличение протяженности гранулитовых поясов во времени: примером может быть сравнение поясов Лимпопо и Мозамбикского. Важнейшее свойство гиперколлизийных поясов – полицикличность, их активность проявляется в разных суперконтинентальных циклах. Гиперколлизийные пояса, по-видимому, могут возникать при эволюции как коллизийных, так и коллизийно-аккреционных орогенов.

4. *Аккреционные орогенические пояса* формируются в результате горизонтальной аккреции террейнов преимущественно ювенильной коры на края новообразованных суперконтинентов.

Процесс наращивания коры при образовании орогенических поясов данного типа не завершается континентальной коллизией. Рядом с орогеном всегда остается океаническое пространство, поскольку аккреция происходит на краю суперконтинента. в пределах Панталласы. Активность может сохраняться в течение нескольких суперконтинентальных циклов.

Для аккреционных поясов характерны: односторонняя пассивная окраина; линейно-мозаичное строение, менее интенсивная по сравнению с коллизийными поясами региональная деформация; относительная сохранность ювенильных пород островных дуг и офиолитовых ассоциаций; относительно слабый метаморфизм высоких температур и умеренных давлений; развитие экзотических террейнов; обширные плутоны по составу от габбро до диоритов; анорогенный гранитоидный магматизм; большая скорость роста коры и аккреции; отсутствие крупного орогенического поднятия и сопровождающих его молласовых прогибов. Деформация поясов связывается, в основном, с протяженными shear-zones при косо́й субдукции с образованием прогибов типа pull-apart.

Наблюдается определенная диахронность в развитии аккреционных и коллизийных поясов. Аккреция в первых поясах продолжается и после аггломерации суперконтинента. Последние коллизии внутри новообразованного суперконтинента приводят к расширению Панталласы и возникновению новых зон субдукции в аккреционных поясах. Распад суперконтинента приводит к прекращению активности в аккреционном поясе. Внутриконтинентальное положение некоторых аккреционных поясов в современной структуре является вторичным и связано с более поздней глобальной реорганизацией плит при формировании последующих суперконтинентов, а не с континентальной коллизией при образовании этих поясов. Древнейший аккреционный пояс – позднеархейская гранит-зеленокаменная область Сьюпириор Канадского щита. Типичные аккреционные пояса докембрия – Пенокийский, Свекофенский, Мазатальский, Аравийско-Нубийский и др.

Выводы:

1. В геологической истории, начиная со среднего архея отмечается развитие четырех главных типов орогенов. Коллизийные, гиперколлизийные, аккреционно-коллизийные орогены связаны с процессом агг-

домерации суперконтинентов и являются внутрисуперконтинентальными. Эволюция этих орогенов соответствует одному суперконтинентальному и циклу Вильсона. Аккреционные орогены развиваются исключительно по краям суперконтинентов, завершая их аггломерацию и реагируя первыми проявлениями орогенеза на их распад. Они могут развиваться в течение нескольких суперконтинентальных циклов.

2. В масштабе геологического времени намечается увеличение протяженности орогенов.

3. В каждом суперконтинентальном цикле имеется свой набор разновозрастных разнотипных орогенов.

**С.А. Борняков¹, С.И. Шерман¹, А.В. Черемных¹,
И.А. Дзюба¹, А.С. Татарников¹**

Диссипативные структуры деструктивных зон литосферы (по результатам физического моделирования)

При глобальных тектонических активизациях в верхней части литосферы формируются деструктивные зоны. Под деструктивными зонами литосферы (ДЗЛ) понимаются области её повышенной раздробленности, интенсивного напряженного состояния, высоких скоростей деформирования среды и контрастных вариаций значений геолого-геофизических параметров [1]. Являясь наиболее крупными членами масштабной иерархии структур разрушения, ДЗЛ содержат в своём внутреннем строении многочисленные разрывные нарушения (трещины и разломы) и вычленяемые ими блоки широкого спектра форм и линейных размеров, морфологические и кинематические особенности которых определяются типом напряженного состояния литосферы. ДЗЛ являются основными тектоническими структурами, контролирующими активизацию разломов и современный сейсмический процесс [2]. Ширина ДЗЛ и другие параметры определяются интенсивностью геодинамических режимов, масштабами вовлеченных в деформацию объемов литосферы, толщиной деформируемых слоев, их вязкостью и длительностью развития процессов деформации.

На основе комплексных экспериментальных исследований предложена новая тектонофизическая модель эволюции ДЗЛ. Показано, что ДЗЛ являются открытыми неравновесными динамическими системами, эволюция которых представляет собой нелинейный синергетический процесс последовательной смены структурных уровней деформации с характерными для каждого из них системами разрывных нарушений, обладающих свойствами самоподобия [3]. Определяющая роль при смене структурных уровней принадлежит процессам самоорганизации участвующих во внут-

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

реннем строении ДЗЛ систем разрывных нарушений, сопровождающимся формированием особого класса пространственно-временных структур, названных «диссипативными» [4]. Диссипативные структуры являются короткоживущими, и их возникновение сигнализирует о том, что охваченные самоорганизацией системы разрывов находятся в критическом состоянии своей эволюции. Существенно нелинейное, кооперативное поведение систем разрывов в таком состоянии способствует аккумуляции и росту напряжений в их пределах. Выход системы разрывов из критического состояния с переходом их эволюции на новый структурный уровень сопровождается распадом диссипативной структуры с динамической, в том числе сейсмогенной разрядкой накопленных напряжений. Чем большие объемы ДЗЛ вовлечены в процесс самоорганизации, чем крупнее возникающая диссипативная структура, тем значительнее порождаемые ею сейсмические события.

Определение количественных критериев выявления и пространственной локализации диссипативных структур имеет важное прогностическое значение. На базе результатов физического моделирования процессов формирования сдвиговых зон было показано, что одним из таких косвенных количественных критериев может быть фрактальная размерность систем разрывов, участвующих во внутреннем строении ДЗЛ [5,6]. Известно, что функцией состояния открытой неравновесной динамической системы, по которой однозначно можно судить о наличии или отсутствии в ней процессов самоорганизации, является термодинамическая энтропия S [4]. Её вариации при эволюции системы определяются характером изменения двух составляющих $dS = dS_e + dS_i$, где S_e – внешняя энтропия, привнесенная в систему извне, S_i – внутренняя энтропия, произведенная самой системой. Согласно принципу минимума производства энтропии [7], в моменты развития процесса самоорганизации в такой системе второй член dS_i уравнения убывает. Не имея возможности оценить для систем разрывов термодинамическую энтропию, можно ограничиться оценкой информационной энтропии (S_{inf}).

Для выработки количественных критериев пространственной локализации диссипативных структур, возникающих в ДЗЛ при эволюции, авторами проведено физическое моделирование процесса её формирования в упруго-вязкопластичной модели в условиях косоуго растяжения. Моделируемый процесс в ходе эксперимента фотографировался через заданный временной интервал. На основе каждой фотографии впоследствии составлялись структурные схемы, последовательно отражающие структурную эволюцию ДЗЛ в модельном варианте. Для каждой из схем в пределах тестовой площадки по квадратной палетке с 50% перекрытием рассчитывались значения фрактальной размерности D и информационной энтропия S_{inf} , а также величины их изменения (ΔD и ΔS_{inf}) за принятый интервал времени, с последующим построением схем площадного распределения измеряемых величин. Анализ схем показал, что пространственное распределение всех параметров (D , S_{inf} , ΔD , ΔS_{inf}) в пре-

делах тестовой площадки имеет дифференцированный характер, в виде чередующихся локальных максимумов и минимумов. D и S_{inf} являются аддитивными параметрами, нелинейно меняющимися во времени. Локальные максимумы D и S_{inf} не являются стационарными. По мере развития деформационного процесса меняются их местоположение, количество и размеры. Несмотря на свою мобильность, области повышенных значений D и S_{inf} с высокой степенью вероятности пространственно совпадают, а изменение самих параметров описывается прямой зависимостью. В отличие от D и S_{inf} , изменения фрактальной размерности (ΔD) и информационной энтропии (ΔS_{inf}) за контрольный интервал времени имеют ярко выраженный нелинейный характер. Их распределение в пределах тестовых площадок дифференцировано на локальные максимумы и минимумы положительных и отрицательных значений. Каких-либо устойчивых пространственно-временных корреляционных связей между ними на этом этапе исследований не выявлено, однако проявляется тенденция совпадения областей отрицательных значений ΔS_{inf} , принимаемых за области проявления процессов самоорганизации и возникновения диссипативных структур, с положительными значениями ΔD и высокими значениями D . Пространственно-временная динамика центров самоорганизации характеризуется нелинейностью и непредсказуемостью. В каком локальном участке и когда произойдет самоорганизация и возникнет диссипативная структура определить заранее невозможно. Лишь по направленности изменения энтропии можно как по фактум констатировать о месте и масштабах её проявления за контрольный интервал времени. Несмотря на эту неопределённость, полученные экспериментальные результаты весьма важны для диагностики диссипативных структур в природных ДЗЛ. Для участвующих в их внутреннем строении систем разрывных нарушений можно построить схемы площадного распределения фрактальной размерности и оконтуренные области её максимальных значений, в соответствии с вышеописанной тенденцией, принять за области потенциально возможной самоорганизации. Поскольку показателем современной эволюционной динамики деструктивного процесса в ДЗЛ является сейсмичность, то анализ характера изменения фрактальной размерности и информационной энтропии сейсмических систем [8] в пределах таких областей потенциально возможной самоорганизации позволяет провести их тестирование с выделением современных диссипативных структур.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 03-05-65276, 04-05-64348).

Литература:

1. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. // Тихоокеанская геология. 1999. Т.18. № 2. С. 41–53.
2. Sherman S.I., Detjuanovich V.M., Lysak S.V. // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 261–272.
3. Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 72–75.

4. Пригожин И., Кондипуди Д. Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссипативных структур. М.: Мир, 2002. 461с.
5. Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3. № 4. С. 107–115.
6. Шерман С.И., Черемных А.В., Борняков С.А. и др. // Физическая мезомеханика. 2002. Т.5. №.2. С. 79–86.
7. Климонтович Ю.Л. // Успехи физических наук. 1989. Т. 158. Вып.1. С. 59–91.
8. Акопян С.Ц. // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 4. С. 531–535.

В.С. Бочкарев¹

Геодинамическое соотношение областей аркогенеза, тафрогенеза и плюм-тектоники

В современной геотектонике по-новому, с позиций плюмовой тектоники и влияния глубоких геосфер рассматриваются многие специфические явления, которые не укладываются в геосинклинально-платформенное учение, но которые были выявлены довольно давно. Так, в известной монографии «Тектоника Евразии», изданной в 1966 году, уже были выделены в отдельную группу три класса нетипичных тектонических структур: 1) впадины и прогибы в байкалидах и каледонидах, 2) внегеосинклинальные мезозойские структуры востока Азии и 3) неотектонические впадины. По периферии перечисленных впадин и прогибов широко развиты более или менее синхронные им вулканоплутонические формации, слагающие так называемые эвгимнические («лысье») пространства.

Некоторые из типов впадин и вулканоплутонических формаций выявлены в пределах молодых платформ Евразии, Северной Америки и Австралии, где они погребены под рыхлым чехлом, а сходные по структурному положению вулканоплутонические формации позднего кайнозоя широко распространены в Западной Европе, не говоря уже о классических районах Африки и Аравии, считающихся типичными плюмами [Красный, 2003].

Под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской геосинеклизы и за его пределами установлено три типа впадин и плато-базальтов пермо-триасового, триасового и ранне-среднеюрского возраста, которые обычно изучались в рамках геосинклинально-платформенной концепции [Бочкарев, Нестеров, 1994; Бочкарев и др., 1998; Сурков, 2002 и др.], но отдельные элементы этих же магматических структур в последнее время стали считать автономными плюмами в составе суперплюмов [Добрецов, 1994; 2004].

Пространственно-временные соотношения впадин, выполненных вулканическими и интрузивными телами, на базе использования новых

¹ Сибирский Научно-Аналитический Центр (СибНАЦ), Тюмень, Россия

данных по определению возраста пород прецизионными методами, включая исследование низкокалевых трахибазальтов и базальтов сверхглубоких скважин СГ-7 Ен-Яхинской, СГ-6 Тюменской и 414 Уренгойской, оказались закономерными и геодинамически ясными.

Геодинамика областей плюмажа в общем виде чаще всего рассматривается в качестве регионов интенсивного воздымания [Красный, 2003; Добрецов, 2002], специфической металлогении [Летников, 2002] и импульсивного развития [Isley, Abbott, 2002 и др.].

Теоретические аспекты автономной тектоники плюмов, геосинклинально-платформенной тектоники и рифтовых структур мы будем рассматривать, исходя из особенностей региональной тектоники.

Западно-Сибирский регион. Прежде всего необходимо подчеркнуть, что к триасовым или пермо-триасовым базальтам часто относят заведомо палеозойские образования. Так, прецизионными методами определен U-Rb возраст по цирконам долерито-базальтов скв. 99, пробуренной южнее п. Тарко-Сале, то есть в центре Западно-Сибирского бассейна. Изотопный возраст составил 346 ± 3 млн. лет [Бочкарев и др., 2004]. В районах, расположенных к востоку от Урала, установлены интрузии габбро и серпентинитов, которые некоторые исследователи условно относили к триасовой трапповой формации. Изучение одного из таких массивов позволило надежно установить карбоновый возраст габбро, вскрытого на Восточно-Салехардской площади скв. 2. Изотопный возраст по цирконам равен 342 ± 3 млн лет [Бочкарев и др., 2004].

Исследование действительно пермо-триасовых базальтов, трахибазальтов и сложных вулканоплутонических ассоциаций, включающих сиениты (Светлогорская пл., скв. 315), доказывает исключительно кратковременное, импульсное формирование их, очень близкое по времени, установленному для траппов северо-запада Сибирской платформы и равному 252–250 млн. лет [Сазонов и др., 2002]. В Западной Сибири этот тип формаций развит в виде грабенообразной формы, часто овальной с размерами 60–100х160–250 км. Он локализован на Ямале, в Уренгойском районе, вдоль северо-западной периферии Сибирского кратона и к югу от Таймыра. В периферическое их положение относительно Урало-Алтайского орогена в пермо-триасовое время хорошо вписываются синхронные траппы *Тимано-Печорской области*, где они распространены в основном вокруг хребта Чернышова в виде 7–8 мульд.

Также периферическую позицию занимают триас-юрские траппы на юге Африки (формация Карру) и поздне меловые траппы *Деканского полуострова*; первые расположены к северу от складчатой области, вторые – к югу от Тэтиса; здесь траппы формировались также в эпоху коллизии или непосредственно перед ее завершением. Из них только формирование траппов Декана растягивается, по А.Л.Яншину [2002], на длительное время конца мелового периода и начала палеогена – около 45 млн лет.

Характерно, что во всех перечисленных регионах магматизм носит характер толеитового и не повторяется. Точно так же, позднекайнозой-

ские плато-базальты *Западной Европы* распространены в виде дуги к северу от Альпийского складчатого пояса и параллельно ему. Время формирования плато-базальтов, угнетенных в Рейнском грабене до одиночных вулканов (Кайзерштуль), совпадает с концом коллизионных процессов в Тэтисе.

Итак, очевидно, что все перечисленные регионы плюмажа и области развития плато-базальтов и траппов от Западной Сибири и Тимано-Печорской области до Западной Европы представляют собой единый геодинамический тип, генетически связанный с особенностями главной складчатости в смежных орогенах. Поэтому он назван нами синорогенным [1]. Кратковременность и неповторимость его в пределах той же территории – характерные черты, хотя на Тимане известны и позднедевонские траппы. Последние сильно смещены к западу от области пермотриасовых вулканитов.

Другой тип плюмажа и сопутствующего формирования вулканотектонических структур грабенообразного типа установлен в Аппалачах, на востоке Австралии и в юго-западной половине Западной Сибири. Это преимущественно известково-щелочной и, реже, толеитовый магматизм средней и поздней эпох триаса. Он локализован целиком в пределах коллизионных областей, и начался сразу же после пенепленизации складчатых гор и формирования кор выветривания и сопровождался мощным сводовым поднятием (катаплатформенный аркогенез). Вулканогенные толщи часто расслоены конгломератовыми пачками, сформировались не в ныне разрозненных грабенах, а образовывали плато-базальты до 300–500 км в поперечнике. В эпоху позднего триаса и в начале юры в Зауралье и по его периферии произошло переуглубление прежних вулканогенных на фоне разрастающегося аркогена с формированием первичных грабенов и прибортовых конгломератами (челябинская серия).

Весь процесс занял отрезок времени от 246 до 200 млн лет и состоял из двух фаз, длительностью в 25 и в 20 млн лет соответственно. Картирование современных, остаточных плюм-грабенов показывает, что не все из них приобрели «рифтовую» структуру, и наиболее крупные плюмы сохранили неправильные и округлые очертания. Это в первую очередь касается Сургутского, Ильино-Борисовского и Кушмурунского плюмов. В рамках плюмовой тектоники такие очертания полей развития базальтоидов и их риолитовое усложнение оказывается менее противоречивым, чем рифтовая теория с последующим причинно-следственным образованием мезо-кайнозойского Западно-Сибирского бассейна.

В сущности, об этом же свидетельствует материал по региональной геологии Аппалачей и востока Австралии [Бочкарев и др., 2002]. Длительность около 50 млн лет плюмажа и последующего грабенообразования – характерные черты эпиорогенного (тафрогенного) аркогенеза.

Автономный аркогенез с многоэтапным развитием плюмов, тектонотипичной областью которого является Забайкалье, исследуется в по-

следние годы особенно интенсивно [Эволюция..., 2004]. Сравнительный анализ плюмового феномена с подобным процессом на востоке Африки и Аравии привел ряд исследователей к выводу о периодичности этого процесса, начавшегося еще в палеозойскую эру. То, что Е.В.Павловский [1948; 1953] назвал аркогенезом, в настоящее время сильно дополнено за счет изучения кайнозойского магматизма, металлогении и не оставляет сомнений в автономности этого процесса, который никак не вписывается в геосинклинально-платформенную теорию. Аркогены – это своего рода антигеосинклинальные пояса. Плюм-рифтогенный шлейф аркогенеза в среднеюрскую эпоху поразил все пространство от Забайкалья до Южного Урала в виде узкой полосы. Следующий этап его активизации был раннемеловой с расширением от Забайкалья на север и формированием ансамбля грабенообразных впадин. Последним явился позднекайнозойский этап с формированием впадин оз. Байкал, Телецкого и других.

В Аравийском регионе в это время широко проявился субщелочной магматизм и возникло Красное море.

Литература

1. Бочкарев В.С., Нестеров И.И., Геодинамические типы рифтогенеза Западной Сибири. В кн.: Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наука, 1994. С. 35–40.
2. Красный Л.И. Глубинные восходящие (физерные) структуры и их минерагения. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2003. 31с.
3. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII тектонического совещания. Кн. 1, 2. Новосибирск: Изд. СО РАН, фил. «Гео», 2004. 326 с.
4. Павловский Е.В. // Изв. АН СССР. Серия геол. 1948. № 5. С. 105–112.
5. Павловский Е.В. // Изв. АН СССР. Серия геол. 1953. № 5. С. 96–102.
6. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. и др. // Горные ведомости. 2004. № 6. С. 47–50.

В.С. Бочкарев¹, А.М. Брехунцов¹, Н.П. Дещеня¹

Геодинамические обстановки формирования Западно-Сибирского бассейна и его нефтегазоносность

Бурение скважин глубиной более 5 тыс. м, а их на 2004 год насчитывается 20, принесло очень важные результаты по геодинамике Западно-Сибирского бассейна. Особенно ценные данные связаны со сверхглубокой скважиной СГ-7 Ен-Яхинской, вскрывшей на глубине 6918 м низкокальциевые трахибазальты и базальты и прошедшей по ним 150 м. Это новый погребенный плюм. Мощность триасовых осадочных отложений – около 1200 м – оказалась в соответствии с данными сейсморазведки МОВ ОГТ.

Изучение дотриасовых образований позволило уточнить структуру палеозойского комплекса и распространение пермо-триасовых плюмов,

¹ Сибирский Научно-Аналитический Центр (СибНАЦ), Тюмень, Россия

предшествовавших геодинамике бассейна и уточнить их роль в этом процессе.

Эпохи формирования Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна обычно выделяются несколько условно, так как в одно и то же время на его площади часто имели место разные геодинамические режимы, которые затем преобладали почти повсеместно. Первая эпоха – это время формирования триасовых рифтовых впадин и плюмов, вторая – койлогенная, то есть период регионального прогибания гетерогенного основания и формирования мезозойско-палеогенового чехла с его нефтегазоносными структурами. Третья эпоха – региональное воздымание всего бассейна и его окружения. В конце неогена и в четвертичное время началось опускание территории с образованием Карского моря – четвертая эпоха, но обрамление бассейна резко вздернулось.

Эпохе формирования триасовых рифтогенных структур предшествовала мощная пермь-раннетриасовая кратонизация земной коры и сопутствующая ей пенеппенизация складчатых гор Урало-Алтайского орогена и примыкающих частей древних платформ, подвергшихся синорогенезу [1]. На крайнем севере уралид и алтаид осадочный чехол начал формироваться уже в средне-позднетриасовое время. В юрское время региональное прогибание продолжалось по центробежной схеме и завершилось в конце палеогена, местами даже в начале неогена (рисунок). При этом геодинамический аспект характеризуется еще двумя важными параметрами. Как только новые территории вовлекаются в прогибание, они, как правило, участвуют в интенсивных пликативных дислокациях, а низы чехла разогреваются. Последнее доказывается тем, что на кривых катагенеза только в низах чехла в скользящем режиме от триаса до неокома наблюдаются повышенные значения R_0 . Это явление открыл и описал П.Трушков, и мы его называем «эффектом Трушкова». Таким образом, там, где на фундаменте залегают нижнемеловые отложения, нижние 100–200 м разреза характеризуются повышенными катагенетическими изменениями. Если фундамент перекрывается верхней или средней юрой, то соответственно эта часть разреза имеет более жесткие катагенетические характеристики и так далее до триаса включительно.

Из этого мы делаем вывод, что региональное прогибание сопровождается увеличением теплового потока, а это, в свою очередь, связано с разогреванием мантии, которое обусловлено течением вещества или тепловыми движениями, струйной конвекцией. Таким образом, это своего рода плюмы, не вырвавшиеся из мантии, а скользящие ниже кровли земной коры с севера на юг. Судя по палеогеографическим картам и схемам изопахит, источников этих конвекционных течений было два. Один располагался в области Верхоянской геосинклинали и второй – в пределах Карского моря или еще севернее – в районе Земли Франца-Иосифа, где известны морские триасовые отложения.

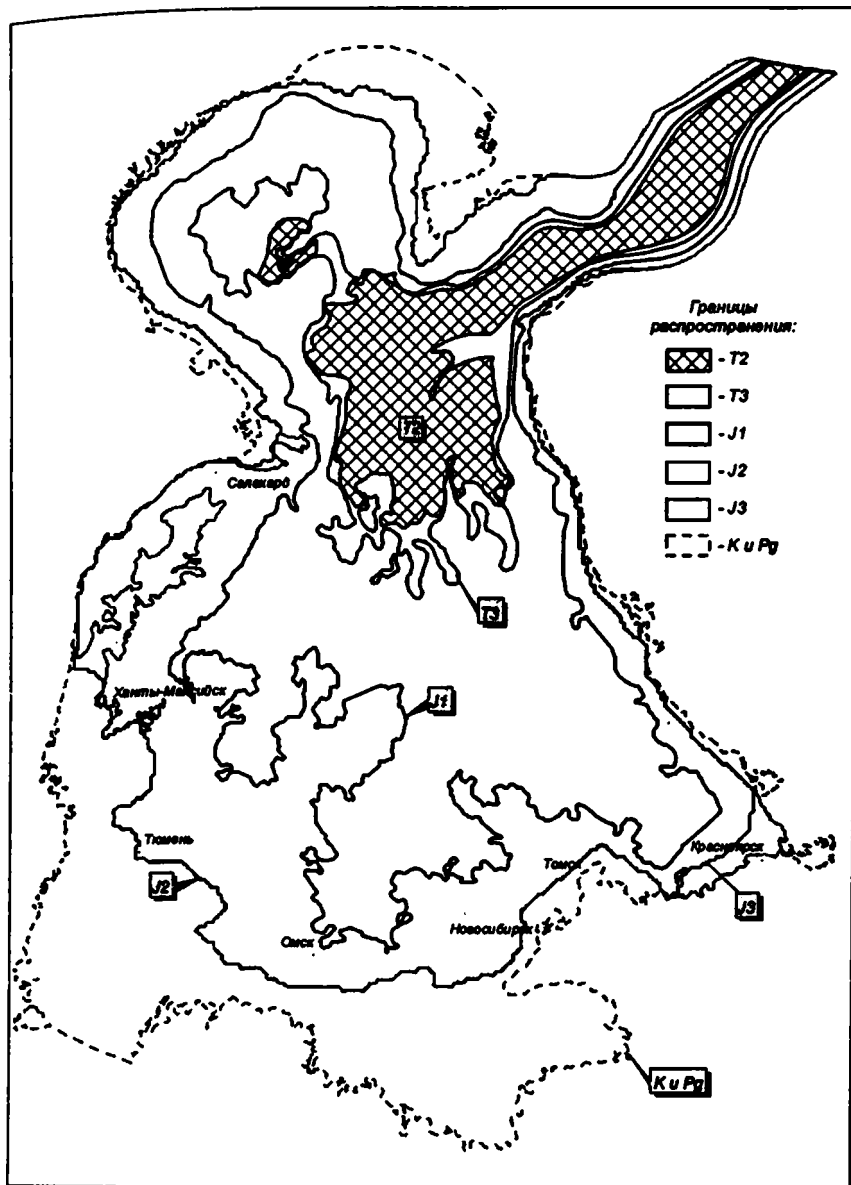


Рис. Схема зон распространения мезо-кайнозойских отложений Западной Сибири

Вероятно, аналогичное подкоровое течение происходило и на Туранской геосинеклизе, но оно было направлено с юга на север от Мангышлакской геосинклинали и Тетиса.

Таким образом, указанные платформенные депрессии являются пригеосинклинальными и имеют с ними некоторое родство. Судя по тому, что в триасе и в ранне-среднеюрское время между Западно-Сибирской и Туранской геосинеклизами располагался аркогенный пояс поднятий, а не прогиб, можно предполагать, что встречные подкоровые течения после столкновения уходили вниз, в глубокие слои мантии. Время движения указанных течений определяется по длительности центрорбежного прогибания, то есть от среднего триаса до начала неогена и равно приблизительно 200–210 млн лет. Следовательно, конвекционная ячейка перестроилась или исчезла за 200 млн лет.

Предполагая, что в Западной Сибири максимальным тепловым потокам соответствовали наибольшие скорости прогибания, можно считать, что значительный разогрев пород чехла имел место до конца мелового периода, а местами и в эоцене, но максимум его приходится на среднеюрско-сеноманское время. В соответствии с этим находится стратиграфический диапазон залежей нефти и газа и их исчезновение к окраинам бассейна седиментации. Снижение теплового потока в кайнозое объясняет отсутствие значимых залежей в надтуронских отложениях.

Современное распространение залежей не лимитируется только указанной причиной. Мы не можем этим объяснить отсутствие залежей в Омской впадине и восточнее ее. Как указывалось, в среднеюрское время аркогенез и сопутствующие угленосные грабены проявились к югу от Западно-Сибирского бассейна, где и отметки рельефа достигали + 2 тыс. м и более [2]. Аркогенез этого типа длился до конца позднеюрской эпохи и, следовательно, влиял на опреснение отложений и вымывание УВ из залежей, так как ловушки были исключительно плоские с углами наклона пород 10–20 минут и менее.

Неоген-четвертичное, а на востоке и неокомское воздымание обрамления, вероятно, также действовало в том же разрушающем направлении. Отсюда можно сделать вывод, что современный этаж нефтегазоносности, сохранившийся на 100 % только в области Красноленинского свода и прилегающих районов, лишь часть тех залежей, которые были в конце палеогеновой эпохи. Геодинамика оказывала воздействие на формирование месторождений и с точки зрения главного этапа роста валов и сводов. Так, послемеловые структуры, такие как Ярудейский мегавал, не содержат промышленных залежей в юрско-сеноманских отложениях при наличии хороших покрышек и коллекторов. Мы полагаем, что на ближайших к нему поднятиях типа Ачяхского и Аномального, залежи нефти сохранились только в нижне-и среднеюрских отложениях и в кровле фундамента [3].

Геодинамика, отобразившаяся в виде дизъюнктивов в мезокайнозойском чехле, сыграла двоякую роль. В одних случаях этаж и высота залежей явно снижаются, где много разломов (Русское, Тазовское и

другие месторождения), в других случаях их высота оказывается наибольшей (Западно-Мессояхское месторождение). В наиболее крупной по амплитудам Верхореченской зоне дизъюнктивов установлены только нефтепроявления в зоне контакта пород фундамента и осадочного чехла.

Литература

1. Бочкарев В.С. Тектоника и магматизм синорогенных, эпиорогенных и дейтеорогенных рифтовых систем. В кн.: Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Том 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 97–100.
2. Бочкарев В.С., Рудкевич М.Я. // Геотектоника. 1975. № 3. С. 76–88.
3. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Деценья Н.П. и др. Геологотектонические модели севера Западной Сибири и проблема поиска залежей УВ в глубоких горизонтах. Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геологоразведочных работ. Кн. 2. Пермь, 2001. С. 301–305.

Н.М. Булаева¹, О.Н. Галаганов², Т.В. Гусева², М. Даниялов³

Геодинамические исследования в Дагестане с применением спутниковых технологий

Организация регулярных геодинамических исследований с использованием спутниковых технологий (GPS измерений) системы NAVSTAR на территории Дагестана вызвана необходимостью изучения особенностей современных горизонтальных движений земной коры региона и контроля над деформационными процессами геологической среды. Россия начала выполнять точные GPS измерения на Северном Кавказе с 1991 г., участвуя в международных и отечественных проектах по изучению поля скоростей современных движений. Часть пунктов Северо-Кавказской геодинамической сети являются пунктами международной Средиземноморской сети, из которых два пункта (DUDR и ZURA) расположены на территории Дагестана и входят в группу пунктов Чиркейской геодинамической сети. Чиркейская сеть создана в 1996 г. на территории сейсмоактивной области центральной части Дагестанского клина, где расположен крупный гидроузел с высотной плотиной на реке Сулак [1]. Это область третичных предгорий центральной части Дагестана 8-ми и 9-ти бальных сотрясений, где концентрируется основное количество землетрясений региона. Очаги землетрясений здесь верхнекоровые и возникают на глубинах (9,4±4,2) км. С 1830 г. зона испытала два девятибалльных сотрясения (1830, 1970 гг.), изосейсты которых ориентиро-

¹ Институт проблем геотермии Дагестанского научного центра (ИПГ ДИЦ) РАН, Махачкала, Россия

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

³ Дагестанская Опытно-методическая сейсмологическая партия Геофизической службы (ДОМСП ГС) РАН, Махачкала, Россия

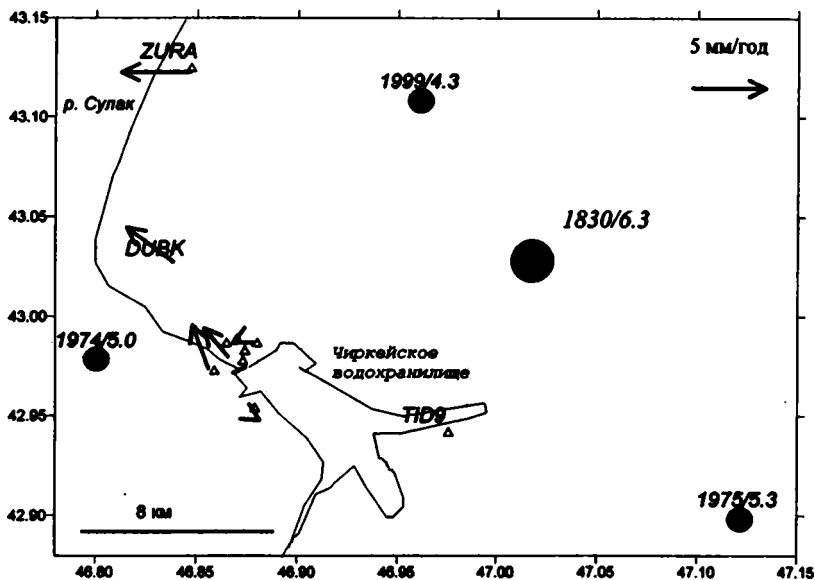


Рис. 1. Чиркейская сеть пунктов GPS (треугольники), эпицентры ближайших сильных землетрясений (черные кружки, год/магнитуда [1]), вектора скоростей горизонтальных движений по данным GPS измерений за 1997–2002 гг. относительно пункта TID9

ваны в субширотном направлении, и несколько 6-ти бальных землетрясений [2]. Повторные GPS измерения на данной сети выполнялись в 1997, 2002, 2003 и 2004 гг. [3] (рис.1). Дальнейшее развитие спутниковых измерений в регионе для геодинамических исследований началось по инициативе ИПГ ДНЦ. Созданная геодинамическая сеть пунктов, на которых выполняются повторные GPS измерения, охватывает большую часть территории Дагестана и основные геологические структуры (рис.2). Измерения выполняются с помощью аппаратуры, укомплектованной 6-ю двухчастотными приемниками Trimble 4000 SS1 и SSE. Регистрация сигналов приборами производилась на частотах L_1/L_2 , с интервалом 30 сек при превышении спутников над горизонтом 10° .

Программа наблюдений составляется так, чтобы получить кондиционные данные измерений, продолжить мониторинг спутниковых измерений для обеспечения преемственности прежних результатов. Для этого приемники, установленные на пунктах Махачкала, Цнал, Зурамакент и Дубки ведут регистрацию спутниковых сигналов в непрерывном режиме в течение всего периода наблюдений, на остальных пунктах замеры продолжаются в течение 24–30 часов. Обработка высокоточных спутниковых измерений выполнена комплексом программ GAMIT/GLOBK (MIT–UCSD), разработанных в США. Выполнено опре-

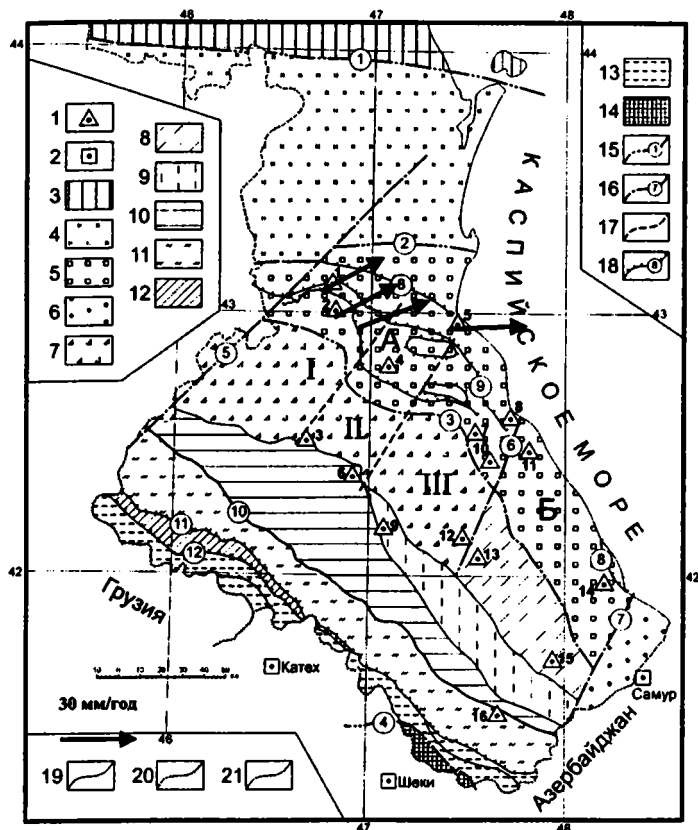


Рис. 2. Структурно-тектонические элементы Дагестана, пункты GPS и вектора скоростей горизонтальных движений в ITRF2000

1, 2 – пункты: 1 – Дагестанской геодинимической сети (1–Зурамакент, 2–Дубки, 3–Хунзах, 4–Буйнакск, 5–Махачкала, 6–Гуниб, 7–Губден, 8–Манас, 9–Кумух, 10–Сергокала, 11–Первомайская, 12–Харбук, 13–Кубачи, 14–Рухель, 15–Цнал, 16–Ахты); 2 – Азербайджанской геодинимической сети. 3–14 – структурно-тектонические зоны: 3 – Скифская эпигердинская платформа, Крайновская ступень; 4–5 – Терско-Каспийский передовой прогиб: 4–платформенный склон; 5–складчатый склон, (А–выступ Дагестанского клина, Б–Южно-Дагестанская зона линейных складок); 6 – Кусаро-Дивичинский прогиб; 7 – 13 – складчато-глыбовое сооружение Восточного Кавказа: 7–складчатая терраса Известнякового Дагестана; 8–Джудидагский антиклинорий; 9–Бейбулагский синклинорий; 10–Агвалинская наклонная складчатая ступень; 11–поднятие Бового хребта; 12–Бежитинский грабен-синклинорий; 13–поднятие Главного хребта; 14–Чиауро-Дибрарская зона; 15–крупные разломы (1–Терско-Каспийский, 2–Срединный, 3–Мугринский, 4–Малкамаудский); 16, 17 – поперечные разломы: 16–установленные, 17–предполагаемые (5–Аграхано-Андийский, 6–Гамриозенский, 7–Самурский); 18 – продольные разрывы, надвиги и взбросы (8–Дербентский, 9–Нарат-Тюбинский, 10–Предкейдынский, 11–Гляротинский, 12–Ахтычайский). 19 – граница между структурно-тектоническими зонами; 20 – граница РФ; 21 – граница субъектов РФ. Блоки поднятия Дагестанского клина (I – Сулакский, II – Капчугайский, III – Талги-Губленский)

деление скоростей перемещений пунктов Чиркейской сети за разные временные интервалы относительно разных начал отсчета.

Установлено, что в международной референцной системе координат ITRF территория, на которой расположена Чиркейская ГЭС, перемещается в северо-восточном направлении со средней скоростью 29 мм/год (см. рис.2). В пределах этой же территории средние скорости относительных горизонтальных перемещений за период 1997–2002 гг. не превышали нескольких миллиметров за год (см. рис.1).

Таким образом, создание Дагестанской геодинамической сети и проведение регулярных повторных GPS измерений на пунктах позволяет дополнить количественные характеристики современных тектонических движений не только в пределах Северного Кавказа, но и всего Среднеземноморско-Каспийского региона.

Литература

1. *Reilinger R., McClusky S., Souter B. et al. // Geophys. Res. Letts. 1997. V. 24, № 14. P. 1815–1818.*
2. *Асманов О.А., Даниялов М.Г., Левкович Р.А. Сейсмическая опасность территории центрального Дагестана. М.: Лика, 2003. 134 с.*
3. *Baranova S., Guseva T., Kurakhmayev A., Rosenberg N. Current movements in the region of Chirkey hydroelectric Station // Ninth International Symposium on Crustal Movements, November 14-19, 1998. Proceeding. V. II. Cairo-Egipet. 2000. P. 547–561.*

А.Н. Булгатов¹

Взбросы и надвиги в нижнемеловой терригенно-трахиандезито-трахибазальтовой толще хр. Малый Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье)

Терригенно-трахиандезит-трахибазальтовая толща хр.Хамар-Дабан относилась к гегетуйской свите[1]. Возраст её на основе изучения обнаруженных в ней растительных остатков считался верхнеюрским. Абсолютный возраст вулканитов этой толщи по К-Аг методу 136–132 Ма [2], вулканитов хилокской свиты в стратотипе (Чикой-Хилокская впадина) также по К-Аг методу – 145–133 Ма [3]. Эти данные позволяют коррелировать по возрасту вулканиты хилокской свиты в стратотипе и вулканиты хр.Малый Хамар-Дабан и отнести последние к хилокской свите нижнего мела.

Ранее [4,5,6] было обосновано, что Джидинская зона каледонид и её обрамление на территории Бурятии и Монголии представляют собой сооружение, состоящее из систем полого и круто залегающих тектонических пластин, надвинутых друг на друга в южных румбах (в современных координатах). В результате этих процессов в южном обрамлении клиновидного

¹ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

выступа Сибирского кратона образовалась покровно-складчатая дуга, обращённая выпуклостью на юг, названная Хамар-Дабанской и обусловленная движением Сибирского кратона на юг [6]. В образовании дуги было выделено несколько временных этапов. К самому молодому отнесена взбросо-надвиговая структура с участием вулканитов ичетуйской свиты верхней юры [3], которые тектонически перекрыты рифейским метаморфическим комплексом. Структурные взаимоотношения нижнемеловой терригенно-трахиандезит-трахибазальтовой толщи хилокской свиты с древними образованиями оставались не изученными, они были разграничены предполагаемыми взбросами и надвигами (рис.1).

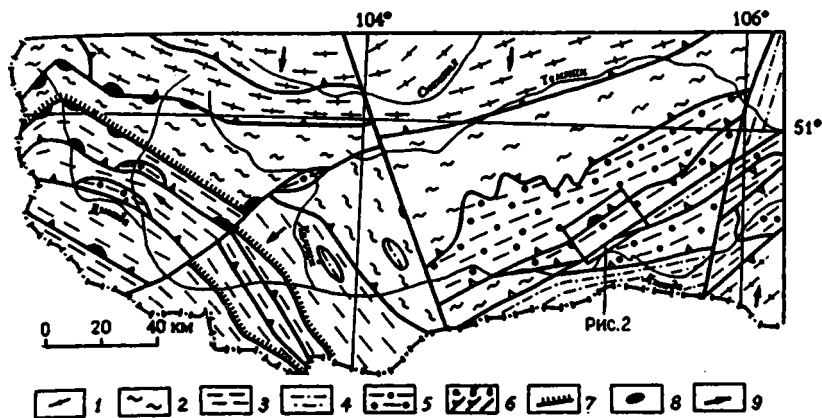


Рис.1. Структурная схема Хамар-Дабанской покровно-складчатой дуги по [6]

1-5 - Линии простираия структур: 1-дорифейских, 2-байкальских, 3-каледонских, 4-герцинских, 5-мезозойских; 6 - взбросы и надвиги достоверные (а), предполагаемые (б), прочие разломы (в); 7 - тектонизированная олистострома; 8 - ультрабазито-серпентинитовые тектонические отторженцы и их меланжированные разновидности; 9 - направление горизонтального перемещения масс

Терригенно-трахиандезито-трахибазальтовая толща хилокской свиты распространена на южном склоне хр. Малый Хамар-Дабан в полосе субширотного простираия шириной до 1000м и ограничена с северо-запада и юго-востока блоками, сложенными осадочно-метаморфическими породами условно рифейского возраста (рис.2).

В составе нижнемеловой терригенно-вулканогенной толщи резко преобладают трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты. Песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты и аргиллиты слагают линзы мощностью от 0,6 до 100м и составляют менее 10% объёма пород этой толщи. Падение их слоистости на северо-запад, север и северо-восток (330-340) под углами 30-45°, редко под углами до 65-75°, т.е. резко несогласное к простираию рифейских складок.

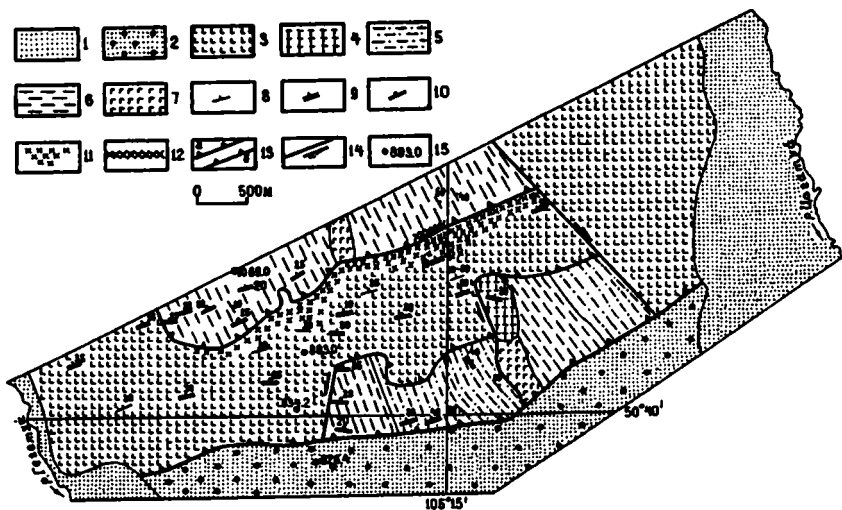


Рис. 2. Схематическая геологическая карта южного склона хребта Малый Хамар-Дабан

1—четвертичные отложения; 2—гусиноозёрская серия (K_1)— конгломераты, песчаники, алевролиты; 3—хилокская свита (K_1)—трахибазальты, трахиандезиобазальты и трахиандезиты с горизонтами терригенных пород; 4—тамирская свита (P_2)— трахириолиты, трахиандезиты, трахибазальты, их туфы; 5–7—предположительно рифейские образования (5—серицит-кварцевые, кварц-биотитовые, кремнистые и карбонатные сланцы, кварциты, метапесчаники, метаалевролиты, прослои кристаллических известняков и metabазальтов; 6—кристаллические известняки и карбонатные сланцы, прослой серицит-кварцевых и биотит-кварцевых сланцев, метепесчаников; 7—габбро); 8—падение слоистости; 9—падение тектонической сланцеватости; 10—падение плоскостей смещения тектонических пластин; 11—тектонические брекчии по вулканитам хилокской свиты; 12—сланцево-известняковая олистострома; 13—надвиги и взбросы установленные(а) и предполагаемые(б); 14—сдвиги; 15—абсолютные отметки, м

Тектонизация вулканитов хилокской свиты хр. Малый Хамар-Дабан выражается преимущественно в их брекчировании в полосе, прилегающей к северо-западному контакту этих вулканитов. Ширина этой полосы до 500м, но в её пределах зоны брекчирования чередуются иногда с массивными и слабо рассланцованными вулканитами. Тектонические брекчии содержат угловатые обломки до 1,5 м в поперечнике, очень редки обломки с признаками будинирования. Пространства между крупными обломками заполнены мелкораздробленными частицами. Все обломки сложены вулканитами хилокской свиты. Довольно часто брекчированные вулканиты в узких (мощностью до 2 м) зонах интенсивно рассланцованы. Падение сланцеватости в северных румбах – от $310-320^\circ$ до 40° под углами $10-15^\circ$. Редко наблюдается субгоризонтальная сланцеватость. На плоскостях сланцеватости иногда отмечаются зеркала и борозды скольжения. Судя по уступам на них, движение блоков про-

исходило в целом с севера на юг. В зонах рассланцевания динамометаморфические минералы отсутствуют. Изредка в них наблюдается карбонатизация. На других участках эти вулканиты в зонах шириной до 20–30 м подвергнуты только рассланцеванию. Падение сланцеватости также на северо-запад и север (330–360°) под углами 25–45°.

На высоте 1069 м и на её юго-восточном крутом склоне многочисленны уступы и останцы, сложенные кварцитами осадочно-метаморфической толщи условно рифейского возраста. Кварциты в зонах мощностью до 3–4 м брекчированы и интенсивно рассланцованы. В брекчиях обломки – до 10 см, очень редко до 20 см. Редко отмечались маломощные (до 20 см) мелкобрекчированные зоны, ограниченные плоскостями скольжения, покрытыми тонкими слоями гидрооксидов железа и марганца. Рассланцевание редко сопровождается ожелезнением и карбонатизацией. Падение сланцеватости и плоскостей скольжения – на северо-запад и север (320–360°) под углами 15–45°. Учитывая высокое гипсометрическое положение кварцитов по отношению к вулканитам хилокской свиты и падение сланцеватости в тех и других в целом на север, можно с полным основанием допустить тектоническое перекрытие раннемеловых вулканитов кварцитами рифея.

В юго-восточном блоке распространения рифейской осадочно-метаморфической толщи также отмечаются зоны брекчирования мощностью до 10 м и рассланцевания до 2–3 м. Сланцеватость падает по азимуту 330–360° с углами 20–40°. В одном случае наблюдаются внизу рассланцованные метаалевролиты, вверх – брекчии по метаалевролитам мощностью 1 м. Обломки в брекчии – до 5 см, редко до 20 см. Падение зоны брекчирования и её контактов на СВ 10° под углом 20°. В основании зоны брекчирования метаалевролиты рассланцованы интенсивнее. В другом случае в рассланцованных метаалевролитах наблюдается зона мощностью 20 см мелкообломочных карбонатизированных брекчий. Брекчии подстилаются тонким (2 см) горизонтом тонкоперетёртых метаалевролитов (субмилонитов). Его мы рассматриваем как плоскость надвига. Падение плоскости надвига, зоны брекчирования и сланцеватости в лежачем и висячем блоке на север 0° под углом 35°.

Обобщая изложенное можно отметить, что нижнемеловая терригенно-трахиандезит-трахибазальтовая толща хилокской свиты хр. Малый Хамар-Дабан подвержена дроблению и рассланцеванию, разбита структурами типа взбросов и надвигов. Сланцеватость, плоскости взбросов и надвигов, слоистость в осадочных породах падают в северных румбах. Также в целом на север падают сланцеватость, плоскости надвигов и взбросов в терригенно-карбонатных толщах условно рифейского возраста и в риолитах тамирской свиты поздней перми. Рифейские отложения надвинуты на терригенно-вулканогенную хилокскую свиту. Последняя, в свою очередь, надвинута на стратифицированные комплексы рифея и поздней перми, т.е. породы хилокской свиты слагают тектони-

ческую пластину, зажатую между двумя блоками, сложенными рифейскими комплексами.

Таким образом, впервые установлено участие нижнемеловых пород хилокской свиты в строении Хамар-Дабанской покровно-складчатой дуги и выделен ещё один послераннемеловой этап её формирования.

Литература.

1. Давыдов В.И., Малышев А.А., Шпильков А.Л. Краткая объяснительная записка к геологической карте Бурятской АССР масштаба 1:500000. Улан-Удэ, 1981. 148 с.
2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. // Петрология. 2002. Т.10. №5. С. 510–531.
3. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. // Докл.РАН. 1995. Т. 345. № 5. С. 648–652.
4. Bulgatov A.N., Mitrofanov G.L., Taskin A.P. The role of horizontal movements in the structure formation of transitional zone: from Siberian platform to Sayan-Baikal foldbelt// Report № 4 of the IGCP project 283: fourth international symposium on geodynamic evolution of Paleosion ocean. Novosibirsk, 1993. P. 36–38.
5. Альмухамедов А.И., Гордиенко И.В., Кузьмин М.И., Томуртогов О., Тамурхуу Д. // Геотектоника. 1996. №4. С. 25–42.
6. Булгатов А.Н., Климук В.С. // Геотектоника. 1998. № 1. С. 45–55.

М.М. Буслов¹, И. Де Граве²

Позднепалеозойско-мезозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии

На границе позднего карбона–перми, после закрытия Палеоазиатского океана, произошла коллизия Казахстанского, Сибирского и Восточно-Европейского континентов [1]. Сибирский континент вращался по часовой стрелке и не менял положения по широте, когда как Восточно-Европейский смещался на север [2,3]. Казахстанский континент, не имеющий общего консолидированного фундамента, был подвержен сильным, преимущественно сдвиговым деформациям [4].

Палеогеографические особенности позднекарбонно-пермских угленосных бассейнов (Печорского, Карагандинского, Кузбасского) [5] и палеомагнитные данные [2,3] показывают, что начиная с позднего карбона, Восточно-Европейский континент сместился на север на расстояние около 5 000 км. Северный дрейф Восточно-Европейского континента и вращательные движения Сибирского континента привели к формированию крупноамплитудных сдвигов вдоль окраин континентов. Восточно-Европейский континент достиг современного положения к началу юры и окончательно спаялся с Сибирско-Казахстанским континентом в это время [4]. На всей территории Центральной Азии раннеюрские об-

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

² Гентский университет, Гент, Бельгия

разования представлены угленосной молласой, которая фиксируют завершающий этап формирования Центрально-Азиатского орогена и в целом Северо-Азиатского континента.

Широкое проявление сдвигов и надвигов на Салаире и в Томь-Кольванской зоне и гранитный магматизм на Горном Алтае позволяют рассматривать западную часть Алтае-Саянской области [8–10], расположенную по юго-западному обрамлению Сибирского кратона, как тектонически активную в поздне триасовое-раннеюрское время. По данным интерпретации сейсмических исследований и глубинного бурения, зафиксированы крупноамплитудные надвиги и сдвиго-надвиги герцинид Томь-Кольванской зоны и каледонид Салира на Кузбасский бассейн [8]. В позднем триасе-ранней юре на Горном Алтае широко проявились редкометальные граниты, которые также могут свидетельствовать о коллизионных обстановках их формирования [9,10].

Новые и опубликованные данные трекового анализа свидетельствуют о крупном этапе орогении на территории Центральной Азии и южного Урала (160–110 млн лет), произошедшей в поздне триасовое-ранне меловое время [7, 11]. В этот период произошли крупные тектонические поднятия (более чем на 3 км), что можно объяснить эффектом дальнего воздействия коллизии Северо-Китайского континента с Сибирским при закрытии западной ветви Монголо-Охотского океана. Коллизионные события поздне триасового-ранне мелового времени развивались по модели кайнозойской коллизии Индия-Евразия [12].

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционных проектов СО РАН

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
2. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35/ № 78. С. 59–75.
3. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
4. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1-2. С. 49–75.
5. Бетехтина О.А. Палеобиогеография не морских двустворок в позднем палеозое. Среда и жизнь в геологическом прошлом. В кн.: Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск: Наука, 1983. С. 98–107.
6. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
7. *Glasstacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N.* // *Tectonophysics*. 2002. Т. 354. P. 25–48.
8. Борщ С.С., Беспечная Л.Ю., Ведерников Г.В. // Геофизика. 2001(спец. выпуск). С. 102–109.
9. Владимирова А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1157–1178.
10. Владимирова А.Г., Шокальский С.П., Пономарева А.П. // Докл. РАН. 1996. Т. 350. № 1. С. 83–86.
11. *De Grave J. and Van den Haute P.* // *Tectonophysics*. 2002. Т. 349. P. 145–159.
12. *Dobretsov, N.L., Buslov, M.M., Delvaux, D.* // *Intern. Geology Review*. 1996. V. 38. P. 430–466.

Неотектонический контроль нефтегазоносности на примере Надымского месторождения газоконденсата (Западная Сибирь)

Новейшим, в соответствии с определением С.С.Шульца [1–4], называется этап в развитии земной коры, в течение которого сформировались основные черты современного рельефа поверхности Земли в рассматриваемом регионе. Уточняя это понятие, можно сказать, что неотектоническим можно принять этап в течение которого на данной территории сохраняется современный режим соотношения тектонических и денудационно-аккумулятивных процессов (то есть тот или иной тектонический режим) [5]. В соответствии с этим и принимая во внимание особенности разреза мезо-кайнозойских отложений Надымского участка, начало новейшего тектонического этапа в его пределах можно отнести ко времени начала накопления четвертичного комплекса прибрежно-морских и озёрно-аллювиальных осадков, залегающего с глубоким размывом на отложениях олигоцена. В основании четвертичных отложений залегают базальный гравийно-галечниковый материал. Разрыв дочетвертичного субстрата происходил в олигоцен–раннечетвертичное время [6], что позволяет, в нашем случае, отнести начало новейшего этапа к средне-позднечетвертичному времени. Более точно установить его хронологию не представляется возможным в связи с отсутствием датировок четвертичных отложений.

Имеющиеся данные, таким образом, позволяют считать, что мощности четвертичного комплекса отражают вертикальную составляющую амплитуд новейших тектонических движений. Учитывая же слабую расчленённость рельефа в пределах площади, в качестве индикатора вертикальной составляющей амплитуд неотектонических движений может быть принята структурная поверхность подошвы четвертичных отложений (рис. 1). Важно отметить при этом, что характер заозёрности территории участка чётко согласуется со структурой названной поверхности, отчётливо отражая связь в современном рельефе с новейшими тектоническими движениями.

Это побудило сделать вывод о значительной роли новейших тектонических движений в их структурообразовании. Принимая же во внимание установленную продуктивность некоторых из них (газоконденсат-2-р), представляется возможным на примере Надымского месторождения подтвердить распространённое суждение [6] об исключительной роли неотектоники в формировании месторождений углеводородов в Западно-Сибирском бассейне. Поскольку рассматриваемый фактор (новейшие деформации) контролирует нефтегазоносность и на локальном уровне [7,8], в нашем случае оказалось возможным, проведя соответст-

¹ ЗАО «Севергаз-инвест», . Надым, Россия

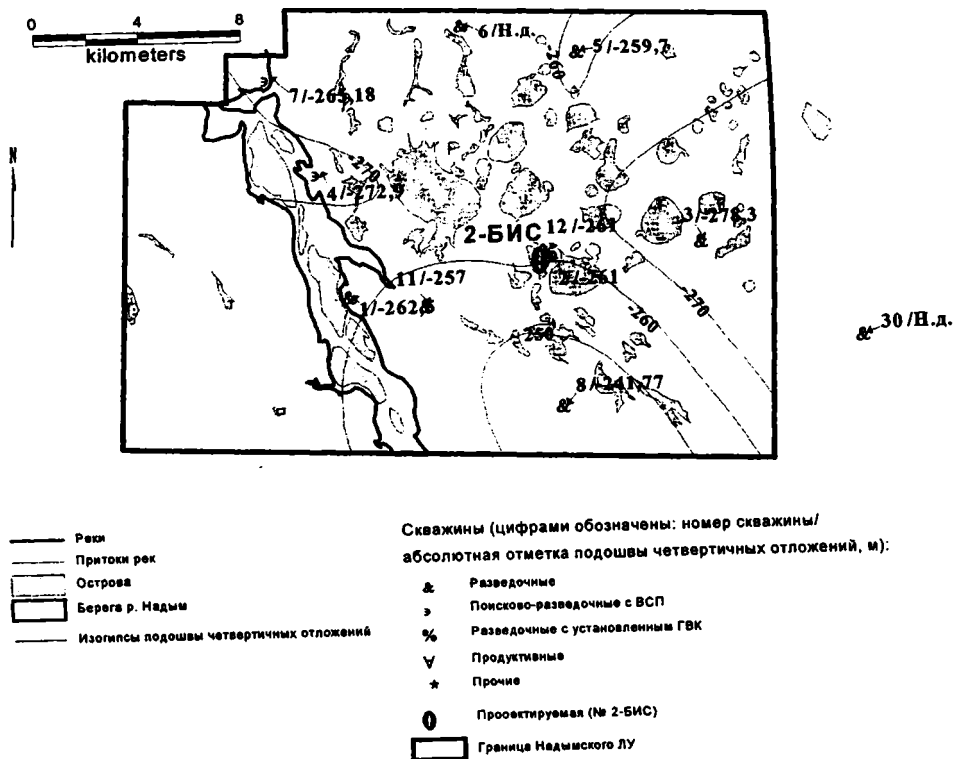


Рис. 1 Структурная карта подошвы верхнечетвертичных отложений Надымского участка.

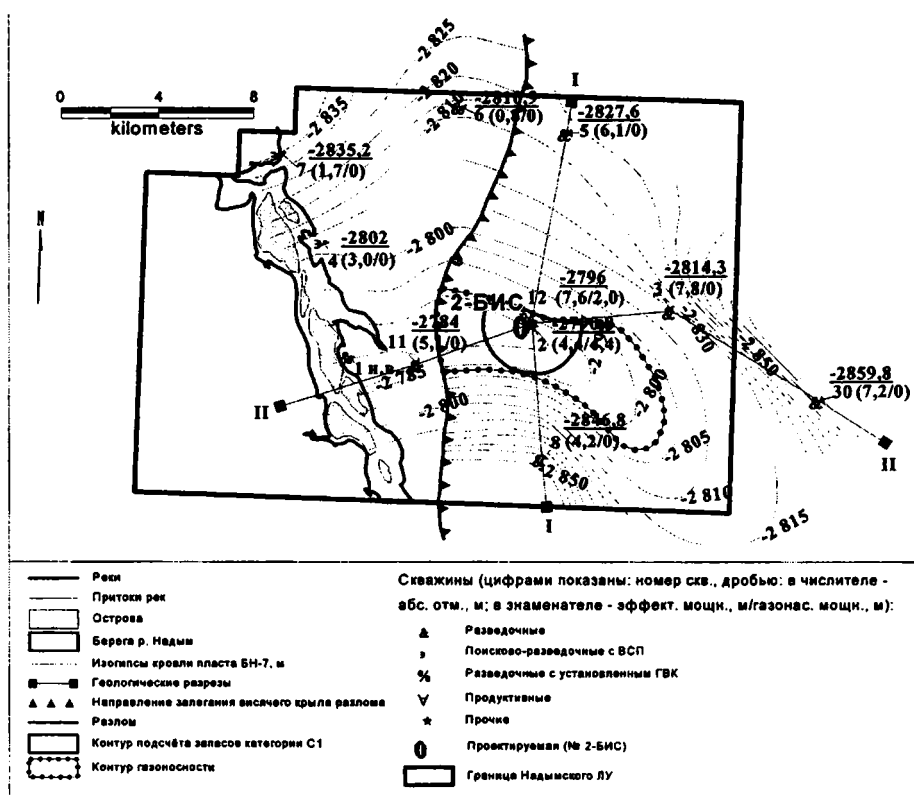


Рис. 2. Структурная карта кровли продуктивного пласта БН-7 (мегионская свита, валанжин) Надымского участка.

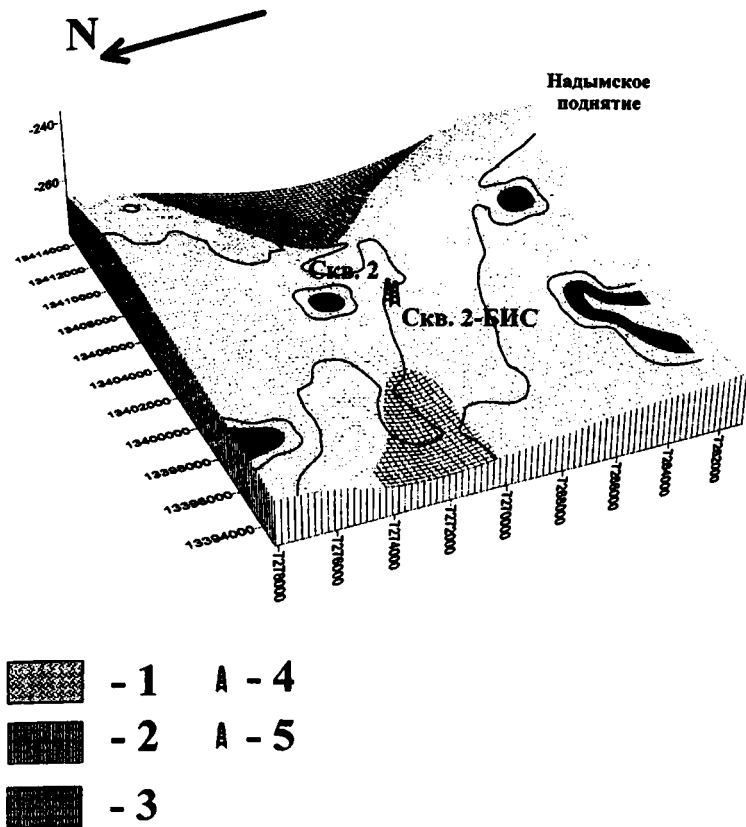


Рис. 3. Блок-диаграмма латеральной локализации «деформационного окна нефтегазоносности» в пределах Надымского участка

1 – контур «деформационного окна нефтегазоносности»; 2 – ареалы внутри замкнутых изогипс новейших поднятий; 3 – поверхность подошвы четвертичных отложений (на оси Z цифрами показаны абсолютные отметки, м), более тёмным тоном – ареалы внутри замкнутых изогипс впадин; 4 – существующая продуктивная скважина (№ 2-р) – ликвидирована; 5 – проектируемая опережающая эксплуатационная скважина № 2-БИС.

вующие построения, выявить перспективные в нефтегазоносном отношении ареалы в пределах рассматриваемого участка (рис. 3).

Полученные юго-восточное и северо-западное поля «деформационного окна нефтегазоносности» могут соответствовать размещению залежей углеводородов в мезозойских отложениях. При этом, юго-восточный апофиз упомянутого «окна» в пределах Надымского участка фиксируется единственной продуктивной скважиной № 2-р, вскрывшей газоконденсатные залежи. Локализация рассматриваемого сегмента

«окна нефтегазоносности» примерно соответствует положению Надымского поднятия по кровле продуктивных пластов (рис. 2).

Литература

1. Шульц С.С. Отчёт о работах Джаркентской геологической партии летом 1930 г. (в Джунгарском Алатау) // Известия Всесоюзного геол.-разв. объединения. 1932. Т.11. Вып.3.
2. Шульц С.С. Тектоника земной коры. Л. Недра, 1979. 279 с.
3. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1:500000. М. ГЕОС. 1998. 147 с.
4. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Под ред. А.Ф.Грачёва. М.: Пробел, 2000. 487 с.
5. Вигинский В.А. Новейшая тектоника и позднеальпийская геодинамика Азово-Черноморского региона. М.: Геоинформмарк, 1997. 98 с.
6. Маркушина О.С., Огнев Д.А., Тулубаев С.А. и др. Неотектоническая геодинамика севера Западной Сибири и этажи её нефтегазоносности. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII тектонического совещания. Т. 2. Новосибирск: Изд – во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 5–8.
7. Вигинский В.А. Новая технология картирования зон нефтегазоаккумуляции (на основе структурно-деформационного анализа). В кн.: Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. Всероссийский съезд геологов и научно-практическая геологическая конференция. Тезисы докладов. СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. С. 140–142.
8. Вигинский В.А., Громин В.И., Чаицкий В.П. Тектонофацальный анализ эпизоны // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. В кн.: Обзор. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 45 с.

Г.Э. Винтер¹

О формах проявления внутриплатформенной складчатости на территории Западной части Северных Увалов (Русская равнина)

Северные Увалы – это невысокая (средняя абсолютная высота 200–220 м), но обширная возвышенность, широкой дугой – от юго-востока Вологодчины до западных скатов Северного Урала – протянувшаяся через северо-восток Русской равнины. До середины 60-х гг. XX в. считалось, что Северные Увалы – это типичная лопастная конечная морена, образующая в совокупности фестоны и/или гирлянды, ограничивающие «языки» древнего ледника. Однако параметрическое и структурное бурение, проведенное на юго-востоке Вологодской области в период с 1966 по 1984 гг., показало, что западная часть данной возвышенности имеет тектоническое основание и маркирует собой Московско-Мезенскую шовную зону. Как известно, последняя представлена в рельефе консолидированного фундамента и низов плитного чехла северо-восточной ветвью Средне-Русского авлакогена, который, в свою оче-

¹ Череповецкий государственный университет, Череповец, Россия

редь, разделяет Свектофеннокарельский и Волго-Уральский (Сарматский) мегаблоки.

В настоящее время структура кристаллического основания на юго-востоке Вологодской области в целом изучена и описана достаточно полно, хотя уточнения, систематизация и корреляция накопленных знаний проводятся до сих пор. Остается открытым вопрос о генезисе антиклинальных зон, хорошо выраженных в рифейско-вендских и каледонских породах, которые заполняют Рослятинский грабен и выстилают поверхность над его бортами и Кологривским прогибом, расположенным восточнее.

Десятилетние полевые и камеральные исследования тектоники юго-востока Вологодской области позволили автору данной работы установить следующие особенности формирования палеозойских отложений:

1. На изучаемой территории через средне-позднебайкальский-каледонский деформационный этаж пролегает субширотный трансрегиональный глубинный разлом ($58^{\circ}40'$ – $58^{\circ}50'$ с.ш.), подтверждаемый не только геологическими профилями, составленными по материалам параметрических скважин, но и «Космогеологической картой СССР» масштаба 1:2500000, а также «Схемой расположения линейamentных зон восточно-европейской платформы» [Полетаев, 1986]. Вдоль данной линейной структуры в породах, выполняющих Рослятинский грабен, наблюдается горизонтальное в плане смещение соседних сегментов палеорифтовой зоны относительно друг друга. Механизм подобных несогласий близок к таковому у трансформных разломов, т.к. на юго-востоке Вологодской области наблюдается крестообразное пересечение древнего глубинного разлома (затрагивает консолидированную кору – фундамент), являющегося осью северо-восточного крыла Средне-Русского авлакогена с вышеописанной линейной структурой. При этом в Рослятинском грабене отчетливо прослеживается высокий тектонический уступ, максимальная величина которого в породах рифея-венда 1100 м.

2. Учитывая вышесказанное, очевидно, что крупные брахантиклинали, наблюдаемые в отложениях венда-раннего девона, представляют собой отраженные складки, т.к. седиментация происходила на ярко выраженном ступенчатом рельефе, который был подчеркнут событиями салаирской эпохи каледонского тектогенеза, когда на Восточно-Европейской платформе шли сложные процессы расчленения консолидированного фундамента. Анализ структуры низов плитного чехла Рослятинского грабена показывает, что в это время литосферные блоки совершали в дифференцированные движения разного знака и разной амплитуды.

3. Особенно интересным представляется механизм формирования раннедевонских структур, образовавшихся в эрийскую фазу каледонской складчатости и наблюдаемых как над бортами северо-восточной ветви Средне-Русского авлакогена, так и над расположенными восточнее депрессиями (Кологривским и другими прогибами). Эти деформации представлены либо крупными валами субмеридионального направления, например, Кулибаровским и Кунож-Кичменгским, либо куполовидными,

овальными в плане, незначительными по высоте (редко больше 150 м) многочисленными поднятиями, чей максимальный диаметр которых обычно близок к 20 км, локализованными на Гагаринской, Пышугской и Карнышской площадях. Отметим, что данные тектонические структуры не выположены по отношению к предыдущему ярусу деформаций, что характерно для отраженных складок, а, наоборот, подчеркнуты – высота валов более 400 м или являются новообразованиями.

Вышесказанное приводит к мысли, что в породах нижнего девона на территории западной части Северных Увалов можно проследить характерные признаки платформенной складчатости, выраженной в 3-х формах:

Первой из них является наведенная складчатость тангенциального сжатия, наблюдаемая на всем юго-востоке Вологодской области. Очевидно, что интенсивно расширяющийся Урало-Монгольский подвижный пояс, где наиболее вероятным коллизийным орогеном были структуры Западного Урала, оказал значительное давление на окраину Восточно-Европейской платформы, способствовал, таким образом, уменьшению объема Рослятинского грабена. Осадочные толщи вологодской части Средне-Русского авлакогена, представленные в нижнем девоне в основном известняками, приобрели в обстановке тангенциального сжатия пластические свойства, которые имели наилучшие показатели при медленной деформации, характерной именно для эрийской фазы каледонского тектогенеза. Подобные антиклинальные структуры образовались преимущественно над депрессиями, т.е. являются бескорневыми. Есть мнение, что подобные тектонические формации – это типичные складки волочения, хорошо описанные на примере Вятских Увалов (Русская равнина).

Вторым видом платформенной складчатости, наблюдаемой в породах нижнего девона на территории Западной части Северных Увалов, являются отраженные дислокации. Генезис этих структур связан с разломами, ограничивающими Рослятинский грабен, и с разрывами в основных толщах, заполняющих авлакоген, для которых характерно горизонтальное сдвиговое смещение. Отличие данного типа интракратонных деформаций в том, что вергентность складок не всегда совпадает с пространственной ориентацией давления со стороны коллизийного орогена, однако эта особенность вполне вписывается в условия образования подобных флексур, рассмотренных В.Е. Хайным [1995]. Форма проявления отраженных дислокаций была описана выше: это параллельные основному направлению простирания северо-восточного крыла Средне-Русского авлакогена валы и иные подобные тектонические структуры, площадь которых нередко составляет сотни км². Отметим, что с точки зрения геофизики образование такого вида платформенной складчатости можно считать совершенно закономерным, т.к. оно связано с вертикальным движением отдельно взятых сегментов Рослятинского грабена, что вызвало наклон и течение осадочных пород [Орленок, 2001].

Третий, генетически наиболее интересный тип интракратонных дислокаций, наблюдается прямо над восточным бортом вологодской части

Средне-Русского авлакогена. Здесь в более крупные складки (брахантиклинали) вписаны пласты с мелкой прихотливой складчатостью, что, очевидно, свидетельствует о дуалистичности физической природы данного феномена. Сущность этого геологического явления в следующем: вдоль зон крупных глубинных разломов складчатость продольного изгиба сменяется деформацией сдвига–течения, генерируемая встречным гравитационным сопротивлением осадочных толщ по отношению к стрессу, возникающему при вертикальных подвижках сегментов авлакогена. Другими словами, это переходный тип внутриплатформенной складчатости, географическое распространение которого ограничено рубежом между наведенными флексурами, происхождение которых прямо связано с давлением от коллизионных орогенов и отраженными (надблоковыми) дислокациями в форме крупных брахантиклиналей, существующими на территории западной части Северных Увалов только над Рослятинским грабеном. По всей видимости, физическая природа вышеописанного вида интракратонных структур – это глубинная форма проявления складчатости продольного изгиба. Однако, вне всякого сомнения, генезис всех вышеописанных дислокаций прямо или опосредованно обусловлен региональным сжатием во время эрийской фазы каледонского тектогенеза, когда исследуемый район находился на самой окраине древнего Восточно-Европейского кратона, контактировавшего с каледонскими новообразованиями Западного Урала.

Изучение тектонической структуры Западной части Северных Увалов имеет конкретное практическое значение: антиклинальные структуры над Рослятинским грабеном – это возможные «ловушки» для природных породных растворов (ППР), которыми, как известно, являются нефть и/или газ. В вендских породах южной части вологодской ветви Средне-Русского авлакогена (Даниловская площадь) запасы углеводородного сырья уже найдены.

А.Г. Владимиров¹

Синметаморфические стресс-граниты (геодинамическая природа и диагностические признаки)

Термин «стресс-граниты» был введен в геодинамический анализ при изучении кайнозойских гранит-лейкогранитов Южно-Памирского региона [1]. Было показано, что «стресс-граниты» неотъемлемо связаны с бластомилонитами и милонитами во вмещающей метаморфической раме, но их отличие от «классических» анатектических мигматитов и гранитов заключается в особенностях флюидного режима при коллизионно-сдвиговом тектогенезе [2, 3]. Тектоническая позиция и тепловые ис-

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

точники «стресс-гранитов» в Памиро-Гималаях оставались дискуссионными. Одни исследователи предполагали ведущую роль радиоактивного разогрева и диссипации при внутриконтинентальной субдукции и гранитообразовании [4], другие выделили особый тип инвертированных метаморфических комплексов, с которыми связаны «стресс-граниты», но проблему теплового источника гранитов вообще не рассматривали [5]. Идея о гетерогенности тепловых источников гранитообразования была высказана В.Е. Хаиным [6], а затем получила развитие в виде модели фрагментации коллизионно-сдвиговых зон [7].

Данный доклад посвящен сравнительному анализу синметаморфических стресс-гранитов, отражающих разноглубинные срезы коллизионных горноскладчатых сооружений (альпиды – Памир, герциниды и поздние каледониды – Алтай, ранние каледониды – Зап. Прибайкалье, ЮВ Тува). Показано, что «пестрота» петрогеохимического состава синметаморфических стресс-гранитов в существенной мере контролировалась интенсивностью и скоростью вязких сдвиговых деформаций во время плавления, внедрения и дифференциации кремнекислых расплавов, при этом решающее значение имело перераспределение флюида в гранитных интрузиях «strike slip»-типа и «duplex»-типа на стадии их консолидации. Сделан вывод, что Ольхонский регион является модельным для петрологических процессов, протекавших при коллизионно-сдвиговом тектогенезе на глубинных уровнях земной коры. Главными факторами, контролирующими структурную позицию, морфологию и «пестрый» состав синметаморфических стресс-гранитов, является присутствие реологически контрастных доменов, предопределяющих появление локальных зон декомпрессии («strike slip»-граниты) и транспрессии («duplex»-граниты) [8].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (проект № 6.7.2), РФФИ (грант № 03-05-65099), Минобразования России (грант УР.09.01.018).

Литература

1. Владимирова А.Г., Беляева Р.Т., Верхотурова В.Е. и др., Петрология корднеритовых гранитов Башгумбездского массива: Южный Памир // Труды ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск: Наука, 1987. № 675. 97 с.
2. Владимирова А.Г., Каргополов С.А., Руднев С.Н. // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 1. С. 85–88.
3. Владимирова А.Г., Крук Н.Н., Владимирова В.Г. и др. // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 398–413.
4. Хаин В.Е.; Лобковский Л.И. // Геотектоника. 1990. № 6. С. 20–31.
5. Скляр Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимирова А.Г. // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 522–527.
6. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 604 с.
7. Владимирова В.Г., Докукина К.А. Анкаплинг: фрагментация кислого расплава в метаморфических породах (на примере Тастауской вулканоплутонической постройки) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы Всероссийской научной конференции. Т. 1. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2002. С. 26–35.

А.В. Волков¹, В.Ю.Алексеев¹, Г.Ю. Акимов¹, А.И. Якушев¹

Рудные месторождения зон тектоно-магматической активизации Северо-Востока России

Представления о широком распространении и важной рудоконтролирующей роли зон тектоно-магматической активизации (ТМА) получили развитие в связи с открытием в мезозойских складчатых структурах месторождений и рудопроявлений, обнаруживающих сходство с вулканогенно-плутоногенным оруденением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [1]. Тектоно-магматическая активизация проявляется в формировании поясов даек, малых гипабиссальных интрузий, вулканических покровов, субвулканических тел, рудоносных интрузивно-купольных структур и крупных тектонических блоков, в интенсивном разломообразовании и изменении плана складчатых деформаций.

Металлогенические зоны в орогенах складчатых областей отличаются линейно-вытянутой формой и ориентированы в двух направлениях: согласном с простираем складчатых толщ и поперечном к ним [2]. Металлогенические зоны, согласные со складчатостью, вмещающие магматические тела и месторождения раннеорогенного этапа, тогда как поперечные металлогенические зоны сопровождаются позднеорогенным оруденением и магматизмом.

Для перивулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характерны структуры оперения крупных вулканогенных прогибов (рис.1), названные нами зонами тектоно-магматической активизации. Эти структуры нередко приурочены к «скрытым» разломам и сопряжены с развитием вулканоструктур. Есть основания предполагать, что рудные процессы в них развивались в определенной мере синхронно с важнейшими этапами вулканизма. В частности рудоконтролирующие разломы отчетливо связаны с развитием вулканопрогибов. Эти разломы являются секущими или даже поперечными по отношению к складчатым структурам основания вулканогенного пояса и, судя по гравиметрическим данным, глубоко проникают в земную кору, рассекая, по-видимому, глубинные плитообразные тела палигено-анатектических гранитоидов. Для рудовмещающих структур характерно развитие хрупких и пластических деформаций типа приразломных смятий, зон динамометаморфизма, а также систем субпараллельных зон пластического течения глинистых пород с элементами брекчирования.

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

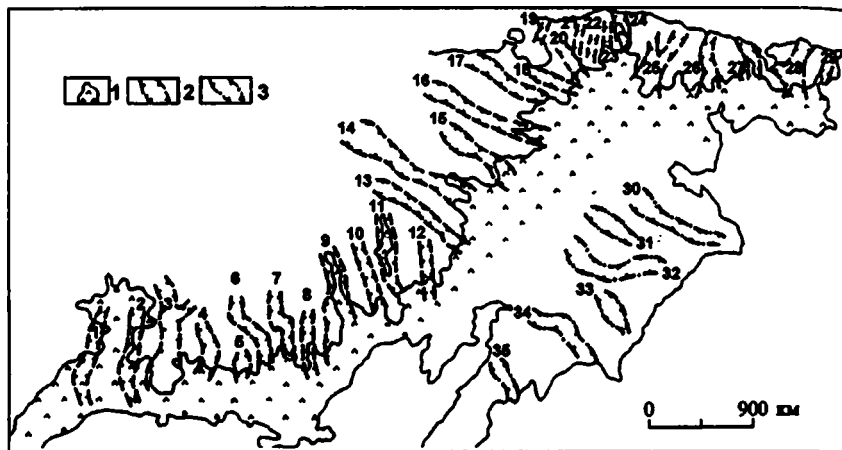


Рис. 1. Схема расположения зон тектоно-магматической активизации на Северо-Востоке России (по В.М. Кузнецову, 2002, дополненная)

1 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 – зоны позднемезозойской тектоно-магматической активизации: 1 – Кетандинская, 2 – Ульбейская, 3 – Тенькинская, 4 – Хурэнская, 5 – Сеймканская, 6 – Малтанская, 7 – Хурчан-Оротуканская, 8 – Нурская, 9 – Балыгычано-Сугойская, 10 – Коркодон-Наяханская, 11 – Конгинская, 12 – Авландинская, 13 – Омолонская, 14 – Олойско-Березовская, 15 – Южноанюйская, 16 – Малоанюйская, 17 – Кепервеемская, 18 – Эльвинойская, 19 – Валькумейская, 20 – Палянская, 21 – Карпунгская, 22 – Кукенейская, 23 – Матенунайская, 24 – Рывеем-Пильхинкуульская, 25 – Амгуэмская, 26 – Кымынейская, 27 – Эргувеемская, 29 – Восточно-Чукотская; 3 – зоны кайнозойской тектоно-магматической активизации: 30 – Краснозерская, 31 – Еропольская, 32 – Хатырская, 33 – Ильпийская, 34 – Пакачайская, 35 – Вывенская

В результате проведенных исследований установлено, что протяженность зон ТМА в террейнах Северо-Востока обычно составляет сотни, а ширина – десятки километров (см. рис.1). В поле силы тяжести они фиксируются локальными отрицательными аномалиями, гравитационными ступенями, в магнитном поле – локальными положительными аномалиями. В геохимических полях зоны ТМА трассируются цепочками комплексных аномалий (золота, серебра, урана, мышьяка, сурьмы, ртути, олова, полиметаллов). Таким образом, эти зоны можно отнести к позднеорогенным образованиям. Однако процессы ТМА в перивулканической зоне ОЧВП отчетливо накладываются и на продольные раннеорогенные зоны.

В продольных зонах ТМА эндогенное оруденение проявляется дискретно в тектонических блоках, контролирующихся местами пересечения с поперечными разломами. В одних блоках пространственная связь оруденения эпохи активизации с магматизмом отсутствует, в других она ярко выражена. Они имеют вытянутую, часто прямоугольную форму, длина по простиранию значительно превышает ширину, границами блоков служат зоны про-

дольных и поперечных разломов. Блоки сложены преимущественно терригенными флишевыми и монотонными толщами, в их строении могут участвовать штоки гранитоидов и поля даек пестрого состава. В подобных блоках сформировались рудные поля Нежданинского, Наталкинское и недавнего открытого Тарынского крупных месторождений золота.

Для позднеорогенных поперечных зон тектоно-магматической активизации в качестве основных рудоносных выступают интрузивно-купольные структуры, которые возникают при внедрении интрузивного массива в пологозалегающие толщи. Поэтому они встречаются обычно только в районах пологих складчатых дислокаций: в Паляваамском и Раучаунском субтеррейнах Чукотки и в Балыгычано-Буяндинском субтеррейне Яно-Колымского пояса. По геофизическим данным, интрузивно-купольные структуры располагаются над поднятием гранитизированного фундамента мезозоид. Интрузивно-купольные структуры Северо-Востока обладают сходными чертами с очаговыми структурами, выделяемыми И.Н. Томсоном [3] в Приморье, или с купольными структурами Провинции Бассейнов и Хребтов США [4]. На рис.2 показан схематический разрез Кукенейской структуры сателлитного типа. Этой структуре соответствует Майский рудный узел. Рудные поля узла располагаются как в центральном интрузивно-купольном поднятии, так и в многочисленных сателлитных куполах.

Особым условиям рудообразования в зонах ТМА соответствует своеобразная, так называемая «узловая металлогения» – преимущественное развитие рудных узлов, вытягивающихся цепочками вдоль основного простирания металлогенических зон. Узловая металлогения Чукотки связана с возникновением в зонах ТМА интрузивно-купольных структур, а в Яно-Колымском поясе – крупных тектонических блоков. Кроме того, специфика рудообразования в зонах ТМА проявляется в развитии комплексных золото-олово-серебряных, олово-серебро-полиметаллических, золото-вольфрам-сурьмяных месторождений. Минеральный тип этих месторождений установить достаточно трудно, так как даже в одном рудном теле могут быть локализованы минеральные ассоциации, принадлежащие к двум или более общепринятым минеральным типам оруденения [5]. Совмещение различных минеральных типов оруденения происходит в таких месторождениях в результате наложения и регенерированного замещения разновременной минерализации [6].

Характерная черта процесса рудообразования крупных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации (Совиное, Майское, Туманное, Нежданинское, Наталкинское, Школьное и др.) – развитие нескольких структурных типов оруденения: вкрапленного, штокверкового и жильного. Это совмещение происходит в результате последовательной смены пластических деформаций сжатия на хрупкие деформации растяжения при воздымании рудовмещающих структур [7]. Такая тектоническая эволюция геологического строения рудовмещающих структур соответствует геодинамическому режиму развития процессов ТМА [8].

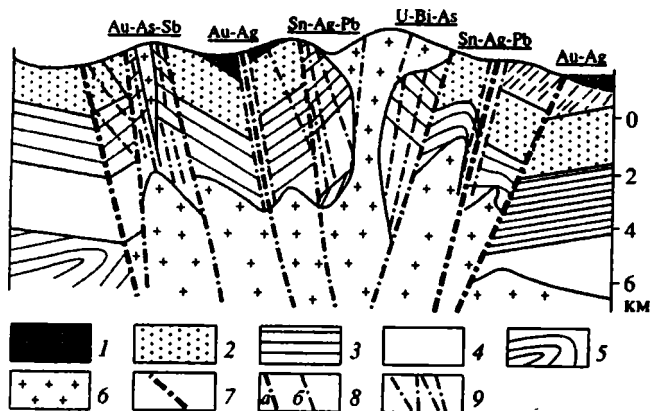


Рис. 2. Схематический разрез сателлитной Кукенейской интрузивно-купольной структуры (по геофизическим данным)

1 – реликты меловых эффузивов; 2 – флишевые песчано-алевролитовые отложения верхнего триаса; 3 – существенно алевролитовые толщи среднего триаса; 4 – зеленосланцевые толщи нижнего триаса; 5 – терригенно-карбонатные породы палеозойского фундамента; 6 – ранне-позднемеловые гранитоиды; 7 – границы зоны ТМА; 8 – разломы: а – глубинные разломы зоны ТМА, б – второстепенные разрывные нарушения; 9 – рудомещающие зоны

Дисперсная сульфидизация черносланцевых толщ имеет региональное развитие в пределах складчатых поясов Северо-Востока и представляет важнейший источник рудного вещества для месторождений в зонах ТМА.

Тесная связь оруденения в зонах ТМА с постаккреционным этапом тектоно-магматической эволюции террейнов свидетельствует о том, что дифференциация рудного вещества и особенности рудообразования обусловлены коровыми и подкоровыми процессами, и что часть рудных компонентов привнесена из подкоровых мантийных очагов. Этот вывод подтверждается изотопными данными.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64359) и программы ОНЗ РАН № 2.

Литература

1. Сидоров А.А., Еремин Р.А., Найбородин В.И. и др. // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1437–1440.
2. Томсон И.Н., Полякова О.П. // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 6. С. 809–812.
3. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Наука, 1988. 220 с.
4. Уиссер Э. Связь оруденения с купольными структурами в Североамериканских Кордильерах. В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. Вып. 2. М.: Мир, 1964. С. 9–196.
5. Волков А.В., Добротин Ю.Р. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 6. С. 1423–1426.
6. Волков А.В. // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 6. С. 786–789.
7. Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. Золото-сульфидные месторождения в углеродистотерригенных толщах. М.: ЦНИГРИ, 1999. 220с.

8. Сидоров А.А., Волков А.В. // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 533–537.
9. Кузнецов В.М. Делимость земной коры Северо-Востока Азии: структурно-вещественные комплексы, дисъюнктивные дислокации. Автореф. ... доктора геол.-мин. наук. Магадан. 2002. 36 с.

Т.В. Володькова¹

Гамма-спектрометрические характеристики островодужных и континентальных магматических образований (на примере Курил и Нижне-Амурского региона)

Естественные радиоактивные элементы (ЕРЭ) – уран, торий, калий – относятся к числу наиболее несовместимых, т. е. имеют тенденцию накапливаться в магматических расплавах при их раскristализации [1,6]. Характерно, что образования магматических комплексов и серий, являющихся продуктами дифференциации расплавов в этих очагах, отношения ЕРЭ всех членов этих серий постоянны.

С использованием материалов детальных аэрогеофизических съемок были статистически охарактеризованы по содержаниям и отношениям ЕРЭ некоторые магматические комплексы юга Дальнего Востока, в том числе, Сихотэ-Алиня и Курильской островной дуги. Обычно использовались модальные величины отношений ЕРЭ, которые, с учетом погрешностей, могут анализироваться совместно с данными наземных исследований. При этом были выявлены и использовались следующие принципы.

1. Все неизменные магматические породы, вне зависимости от состава, образовавшиеся в одной области в течение единого тектономагматического цикла (фазы), близки или постоянны по отношениям ЕРЭ, что характерно для комагматов.

2. Этот принцип верен только для комагматов континента. В пределах Курильской островной дуги продукты дифференциации магматических очагов единой серии (от базальтов до риолитов) резко варьируют по отношениям ЕРЭ и образуют закономерный тренд, а на поверхности – закономерную зональность [2]. Предполагается, что вулканы юга Дальнего Востока (в первую очередь, базальты и андезиты) являются чисто мантийными образованиями с небольшим влиянием коровой составляющей или с отсутствием последней [5]. Следовательно, их отношения ЕРЭ характеризуют мантийные расплавы.

Принцип 1 был сформулирован при исследованиях в Нижне-Амурском регионе. Определено, что под тектономагматической фазой понимается период, когда формируется несколько сближенных по времени комплексов, которые обычно составляют единую петрохимическую серию. В состав этих серий входит широкий набор вулканитов, от

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

базальтов (которые в Нижне-Амурском регионе присутствуют практически в каждой фазе) до риолитов. В серию входят и интрузивные породы. Принцип был доказан статистически. Так, например, сближенные во времени верхнеудоминский, бекчиулский и сизиманский комплексы совершенно идентичны по отношениям ЕРЭ. Объясняется принцип, по-видимому, связью магматитов с крупной очаговой структурой, закономерно меняющейся от фазы к фазе. При этом определенную роль при формировании магматитов могут играть и промежуточные очаги, но все они входят в замкнутую систему сообщающихся между собой магматических очагов с близкими условиями дифференциации вещества. Каждый новый магматический цикл (фаза) значимо отличается от предыдущего на величину 2σ и более (где σ – среднеквадратическая погрешность). В дальнейшем принцип 1 нашел подтверждение и в других континентальных регионах юга Дальнего Востока. В Нижне-Амурском регионе автором были выявлены пять основных тектоно-магматических циклов (таблица).

Таблица. Характеристики отношений ЕРЭ в магматических циклах Нижне-Амурского региона

№ цикла	Наименование комплексов цикла	Возраст	Отношения ЕРЭ		
			U/Th	K/Th	U/K
1	Большинский, нижне-амурский	$K_{2bl}-K_{2n}$	0,24–0,30	0,25–0,36	0,70–1,25
2	Нижнеамурский	K_{2n}	0,32–0,44	0,23	1,4–1,85
3	Татаркинский, маломихайловский	$\alpha_2K_2-\lambda_2K_2, (P_1?)$	0,25–0,35	0,30–0,40	0,70–1,10
	То же	$\alpha_2K_2-\lambda_2K_2, (P_1?)$	0,25–0,35	0,40–0,50	0,60–0,80
4	Верхнеудоминский (бекчиулский), сизиманский, колчанский	P_1-P_3	0,20–0,30	0,45–0,55	0,60–1,10
	То же	P_1-P_3	0,20–0,30	0,45–0,55	0,60–1,10
5	Кизинский	N_1	0,46 (0,27)	0,27–0,29	1,15–1,20

Эти данные нуждаются в уточнении. Видно, что некоторые тектонические циклы разбиваются на две фазы. Обычно в таких случаях геологами (Мартынюк, 1990) отмечается, что в составе серии выделяются две петрохимически различных ветви.

Нижне-Амурский регион связывается со структурой типа hot-finger (ответвление от континентальной горячей точки [4]) и с известным рудным районом. Здесь широко развиты гидротермально-метасоматические образования, действующие в данном случае как фактор погрешности,

что автором по возможности учитывалось. Так, в крупном Бекчиулском массиве выделяются до 6 интрузивных фаз [3]. У большинства из них, охарактеризованных статистически, отношения ЕРЭ весьма стабильны и $K/Th = 0,25-0,35$. И только у гранит-аплитов, лейкократовых гранитов центральной части массива (фаза IV) $K/Th = 0,45-0,55$. Эти аномалии трудно увязать с гидротермально-метасоматическими изменениями, наиболее широко развитыми в эндо-экзоконтактных частях массива. Кроме того, по Б.Л. Залишаку [3], магматический расплав данного глубинного очага со временем не менял своего состава, становясь все более однородным, но резко менялся «режим кислорода». Подобные (аномальные) отношения ЕРЭ весьма редко отмечаются и у некоторых вулканитов данного магматического цикла, по составу обычно несколько более щелочных.

Из этого можно сделать вывод, что в составе данного цикла намечается фаза (ветвь) с несколько иной петрологией и формирование ее связано с изменением флюидного режима.

Таким образом, Нижне-Амурская очаговая структура (hot-finger) в каждый тектоно-магматический цикл подпитывалась веществом из мантии (за счет чего возникали базальты). В течение каждой фазы процессы дифференциации шли стабильно, без изменения основных петрохимических реакций. Влияние трансмагматических флюидов и процессов мантийного метасоматоза на глубинные магматические очаги, за счет чего возникали серии – петрохимические ответвления, осуществлялось циклично, но было сравнительно незначительным по времени и масштабу. Зоны регионального метасоматоза на поверхности были хотя и протяженными и упорядоченными, но сравнительно узкими. У автора имеются факты, что принципиально подобным образом протекали процессы магнообразования и в некоторых других континентальных структурах типа hot-finger. При этом по абсолютным значениям отношений ЕРЭ большинство магматических комплексов Нижне-Амурского района близки, в основном, к средним данным для базальтового слоя Земли.

Характеристики отношений ЕРЭ вулканитов Курильской островной дуги, где также картируются «горячие точки», резко (на 3σ и более) отличаются от описанных [2]. В целом на континенте, за редкими исключениями, отсутствуют комплексы, которые даже качественно приближаются к островодужным по отношениям ЕРЭ. Для островодужных вулканитов характерен также тренд отношений ЕРЭ в зависимости от их основности (тренд дифференциации) и ярко выраженная пространственная зональность. По-видимому, условия магнообразования в магматических очагах под островными дугами постоянно и значительно меняются под воздействием трансмагматических флюидов и мантийного метасоматоза [1].

Рассмотрим вопрос выделения на континенте гипотетических палеоостроводужных образований. В Нижне-Амурском регионе выделяется нижеамурский интрузивный комплекс, который по отношениям ЕРЭ приближается к характеристикам дацитов-риолитов низкой щелочности,

закартированным на Курилах, причем отношения $EP\Theta$ последних: $U/Th - 0,3-0,5$; $K/Th - 0,25-0,4$; $U/K - 1,3-1,7$ [1,2]. Магматический комплекс с подобными характеристиками намечается и на Северном Сихотэ-Алине, а также на Сибирской платформе. Все прочие вулканиты Курил (базальты, андезиты той же серии, все вулканиты нормальной и повышенной щелочности) имеют совершенно аномальные характеристики и не имеют аналогов на континенте (в изученных автором регионах не обнаружены). Интересно, что породы, по характеристикам близкие к Курильским дацитам-риолитам, только в Нижне-Амурском регионе представлены комплексом гранитоидов (близки по основности). В других вышеупомянутых регионах такими характеристиками часто отмечаются образования основного-ультраосновного состава (явно другого петрохимического типа). Это можно объяснить тем, что при формировании комплекса дацитов-риолитов низкой щелочности на Курилах процессы флюидизации и мантийного метасоматоза были наиболее слабыми.

Окончательный вывод: процессы аномальной флюидизации и мантийного метасоматоза на Курилах по природе связываются с зоной субдукции. Вероятно, существование полного тренда дифференциации – важный (необходимый) признак для картирования палеоостроводужных образований на континенте.

Литература

1. Абдурахманов А.И., Федорченко А.И. и др. // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 28–44.
2. Володькова Т.В. Особенности тектоно-магматических процессов на островах Парамушир и Шумшу по данным аэрогеофизической съемки. В кн.: Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Хабаровск, 2003. С. 292–302.
3. Залищак Б.Л., Пискунов Ю.Г. Петрография интрузивных пород Улской вулканно-плутонической структуры (Нижнее Приамурье). В кн.: Новые данные по геологии и рудоносности Монголо-Охотского пояса. Владивосток, 1983. С. 110–142.
4. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П. и др. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов // Тектоника и геофизика литосферы. Т. 1. М., 2002. С. 325–329.
5. Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья Новосибирск: Наука, 1976. 99 с.
6. Hoffman A.W. // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.

В.Н. Волошина¹, С.И. Гордеев¹

Моделирование движения континентальных плит Земли

Исходя из существующих данных о строении Земли и теоретических положений, авторы разработали и реализовали модель образования и движения континентов Земли от начального состояния до современного положения.

¹ Дальневосточный государственный технический университет (ДВГТУ), Владивосток, Россия

Планета Земля, в дальнейшем Земля, в своем развитии 3–4 млрд лет назад находилась в нагретом состоянии, так что ее вещество, возможно, кроме ядра, находилось в жидком состоянии и вращалось вокруг земной оси. Также необходимо отметить, что наклон эклиптики к экватору отсутствовал или был близким к нулю, отсутствовали и силы, его вызывающие.

В соответствии со следствием кинематической теоремы Гельмгольца вихревая трубка для вязкой жидкости не может заканчиваться в жидкости. Вихревые образования могут начинаться на поверхности тела, на свободной поверхности и на поверхности раздела жидкости или замыкаться на себя [2]. Учитывая выводы следствия применительно к вязкому, вращающемуся веществу Земли и структуре полюсов Земли – Северный полюс – океан, а Южный полюс – материк Антарктида со средней высотой свыше 2000 м, что на порядок выше средней высоты остальных континентов, можно построить одну из моделей вихревой трубки. У этой модели сток расположен на Северном полюсе, а исток – на Южном полюсе – материке Антарктида [4]. Допуская, что с течением времени Земля остывала, можно предположить, что на поверхности Земли в районе истока вначале образовывались отдельные куски земной коры. При своем движении к стоку – Северному полюсу – они растворялись и поглощались.

При дальнейшем понижении температуры поверхности Земли на истоке образовалась довольно устойчивая «шапка». Первоначально из-за относительно высокой температуры «шапка» обладала достаточной пластичностью и вязкостью, чтобы растекаться без разломов. Впоследствии, так как диаметр периферийного пояса «шапки» с уменьшением широты увеличивался по косинусоиде, то произошли разломы, разделившие праматерик на континентальные плиты (в дальнейшем – континенты) – Южную Америку, Северную Америку, Африку, Атлантиду (Австралию и Европу), Азию и остаток праматерика – Антарктиду.

Относительное исключение составляет несохранившейся в первоначальных границах континент Атлантида, в состав которого вошли Европа, Австралия, полуострова Аравийский и Индостан. Реконструированный материк Атлантида приведен на рис. 1.

Все первичные континенты имеют форму треугольника, одна из вершин которого направлена к Южному полюсу [1].

Таблица 1

Континент	Длина, миля	Ширина, миля	Площадь, млн км ²
Азия	4090	3751	35.951
Африка	4180	3917	31.036
Южная Америка	4218	2715	20.265
Северная Америка	4200	3231	30.921
Атлантида	4220	3177	36.066



Атлантида
 Длина – 4220 миль
 Ширина – 3177 мили
 Площадь – 36,066 млн. км²

Рис.1. Схема континента Атлантида

Хотя разломы и наместили контуры первичных континентов, все же континенты соединялись длительное время через Антарктиду между собой.

Средняя длина первичных континентов – 4182 мили, максимальное отклонение длины у Азии – 2.17%. Одинаковая длина континентов при отсутствии наклона эклиптики к экватору говорит в пользу предположения, что праматерик формировался равномерно от Южного полюса и занимал все пространство от широты 90° до 20° ю. ш. (4182 мили по меридиану это – около 70°). Площадь поверхности Земли от 90° до 20° ю. ш. – $1,7 \cdot 10^8$ км², площадь континентов без Антарктиды – $1,543 \cdot 10^8$ км², разница – $0,167 \cdot 10^8$ км² на пять разломов составляет около 10%, или 7.2° по экватору на один разлом.

Авторы вывели зависимость долготы от широты для континентов, которая выглядит следующим образом:

$$D = A(1/2 \text{ Ш} + 1/2 \text{ Sin Ш}) + B,$$

где: D – долгота одной из точек континента, в данном случае – южной, Ш – широта этой же точки. A и B – постоянные, связанные с положением континентов на начало движения. Их значения приведены в табл. 2.

Задавая широтой точки континента в промежутке значений от исходного до современного с определенным шагом, можно:

- рассчитать долготу точки;
- время прохождения точкой расстояния.

Таким образом, все континенты двигались со средней скоростью в 10 см/год по одной и той же траектории, точнее по параллельным траек-

Таблица 2.

Название континента	A	B
Австралия	-241,66	1,59
Континент	A	B
Австралия	-241.66	1.59
Мадагаскар	-302.46	-80.46
Северная Америка	-125	118
Индостан	-153.43	80.55
Южная Америка	-421.87	-197.06
Африка	-357.37	1.32
Европа	-186	130.37
Азия	-165	129.1

ториям, но с разными начальными условиями, связанными с расположением континентов вокруг Антарктиды в следующем порядке по часовой стрелке: Южная Америка, Северная Америка, Африка, Атлантида, Азия и, соответственно, разным временем начала движения от исходного до своего современного положения. С отделением континентов от Антарктиды около 143 млн лет назад и их движением нарушилось равномерное расположение континентов по отношению к земной оси, что привело к наклону эклиптики к экватору и изменению его. Наклон эклиптики к экватору достиг своего максимального значения 24.45° около 70 млн лет назад, после чего уменьшился до 8.69° 28 млн лет назад и опять увеличился до современного значения 24.3° . График изменения наклона эклиптики и начало движения континентов приведены на рис. 2. Первыми начали движение первичные континенты Азия и Северная Америка. На начало движения северные части их занимали экваториальное положение, а сейчас они находятся в районе развития многолетней мерзлоты.

Изменение наклона эклиптики к экватору и перемещение континентов в северном направлении естественно вызвали изменение климатических условий, животного и растительного мира.

Среди всех континентов Антарктида занимает особое место. Она – самый молодой континент среди всех остальных. Кроме того, только она осталась непосредственно связанной с истоком вещества Земли, что определило и значительную среднюю высоту – 2040 м (что в 2 раза выше средней высоты самого высокого континента Азия и сохранение постоянного местонахождения). Это позволило привязать траектории движения континентов к начальным условиям и определить их местоположение.

При движении континентов происходило горообразование за счет сминания дна океанов и навала континентальных плит друг на друга. Континент Атлантида распался (от навала на него континента Азия на Европу и полуострова Аравийский и Индостан, которые начали движение в северном направлении, и Австралию, которая отделилась от Антарктиды гораздо позже) [3].

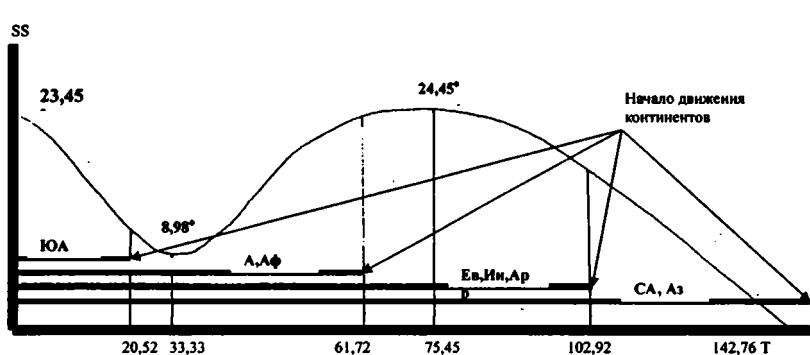


Рис. 2. Зависимость наклона эклиптики к экватору от времени $SS=f(T)$
 SS – наклон эклиптики, в °; T – время, млн лет от текущего. ЮА – Южная Америка, А – Австралия, Аф – Африка, Ев – Европа, Ин – Индостан, Ар – Аравийский полуостров, СА – Северная Америка, Аз – Азия

Если и существовало государство Атлантида, то оно могло находиться в самих богатых климатических условиях между Европой и полуостровами Аравийским и Индостаном и погибло при навале Азии, когда по нему прошли катастрофические цунами по трещинам праматерика Атлантида длиной до 3000 миль и глубиной около 100 км. Остатки государства Атлантида могут находиться на Аравийском полуострове, в южной части Европы (Средиземное море) и между Индостаном и Австралией.

Полученные результаты моделирования движения континентов не только согласуются с большинством фактических данных, в том числе особенно палеогеографии по тематике дрейфа континентов, но и позволяют увидеть их во взаимосвязи и взаимодействии.

Литература

1. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 262 с.
2. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика: Учеб. Пособие. 10 т. Т. 6.: Гидродинамика. 4-е изд. стер. М.: Наука, 1988. 736с.
3. Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. / Под ред. Сейферта / Пер. с англ. М.: Мир, 1991. Т.3. 350 с.
4. Черные дыры: Мембранный подход / Под ред.К.Торна, Р. Прайса, Д. Макдоналда. М.: Мир,1988. 428с.

Морфотектоника и вопросы металлогенического районирования (Восток Азии)

Суть процессов морфогенеза – перемещение вещества литосферы эндогенными и экзогенными силами для поддержания баланса и динамического равновесия внешних и внутренних сфер Земли. Элементарная геоморфологическая система представляет минимальный объем вещества, соотносимый с кристаллической решеткой минерала, переносимый эндогенными или экзогенными силами. С этих позиций эндогенный морфогенез является неотъемлемой составляющей процессов тектогенеза, магматизма, метаморфизма, петрогенеза и, соответственно, формирования различных месторождений полезных ископаемых. Специфика морфотектонических исследований для целей металлогении – комплексный подход к использованию данных о дислокациях, геодинамике и рельефе территорий для решения задач поиска, прогноза различных типов месторождений, проведения минерагенического районирования и др.

Образование месторождений полезных ископаемых сопряжено со значительными затратами энергии на реализацию процессов перехода от кларкового содержания отдельных химических элементов или их соединений до промышленно значимых концентраций (работы Н. И. Сафонова, В. И. Смирнов и др.). Поэтому создание геохимических аномалий любого уровня и генезиса возможно только при наличии энергетического потенциала, существовании условий реализации процессов энергопереноса, дифференциации, аккумуляции и сохранения высоких концентраций полезных компонентов. Проявления и месторождения полезных ископаемых можно рассматривать не только как геохимические, но и палеоэнергетические аномалии соответствующего уровня и возраста, тесно связанные с геодинамическим режимом территории и энергетическими характеристиками рельефа эпох рудообразования.

О необходимости и целесообразности использования морфотектонических построений при минерагенических исследованиях свидетельствуют и другие данные.

1. Существование планетарной и региональной геохимической стратификации, специализации пород слоев земной коры, занимающих определенный гипсометрический уровень и обладающих соответственным гравитационным потенциалом.
2. Зависимость положения геохимических барьеров, гидрологических, гидрогеологических и других условий образования полезных ископаемых от геоморфологических ситуаций.
3. Существование специфических эндогенных и экзогенных форм рельефа, отражающих существование зон аккумуляции и областей рассеивания экзогенных и эндогенных потоков вещества и энергии локального, регионального и планетарного уровней.
4. Наличие локальных и регио-

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

нальных уровней денудационного среза, отражающих степень вскрытости и сохранности месторождений полезных ископаемых различного генезиса и возраста. 5. Отражение в рельефе не только новейших тектонических дислокаций, но и элементов структурного плана разных эпох, специфических черт глубинного строения и тектогенеза. 6. Высокая геолого-геофизическая информативность рельефа при относительной дешевизне и экспрессности используемых методов его изучения.

Многочисленные морфоструктурно-минерагенические исследования показывают, что на всех уровнях организации эндогенных рудных систем (тело, зона, месторождение, поле и т. д.) главная роль в создании условий для концентрации полезных компонентов принадлежит очаговым магматическим структурам и магмо- и рудоконтролирующим зонам разломов, которые служат главными энергонесущими системами Земли. Столь же велико значение крупных зон разломов и мантийных диапиров, плюмов в формировании месторождений алмазов, нефти и газа. Изучение минерагенических аспектов проблемы взаимодействия мантии и земной коры приводит к необходимости связать воедино представления о плюмовой тектонике с идеями о существовании планетарной, региональных и локальных флюидных и очаговых систем, воззрениями о процессах очагового текто- и морфогенеза. Термин «плюм» был предложен в 1971 г. Дж. Морганом для объяснения явлений внутриплитного магматизма и возникновения так называемых горячих точек, которые представляют участки земной коры с аномально высоким тепловым потоком, специфическим магматизмом и восходящими мантийными потоками вещества. К этому времени в России существовало большое количество публикаций (работы В. В. Белоусова, А. П. Виноградова и др.), посвященных изучению влияния мантийных процессов на строение и развитие коровых неоднородностей Земли. Параллельно в нашей стране развивалось учение о структурах центрального типа (СЦТ), которое охватывало широкий комплекс вопросов происхождения и формирования очаговых систем как корового, так и глубинного заложения (труды И. Н. Томсона, В. В. Соловьева, Б. В. Ежова и др.). Космические снимки земной поверхности показывают как широкое географическое распространение, так и многообразие размеров и типов СЦТ. Специфика этих структур – наличие определенных атрибутов организации геологической среды: радиально-концентрической и конической систем разломов, инфраструктуры, зональности и симметричности строения и размещения структурно-вещественных комплексов, существование энергетических центров – очагов. По своей природе эти образования представляют собой инъективные дислокации различного уровня глубинности. СЦТ – во многом уникальные образования, поскольку в их пределах одновременно реализуются процессы очагового текто- и морфогенеза, магматического, метаморфического петрогенеза и рудообразования. В настоящее время многочисленные данные сейсмической томографии, мантийной петро- и геохимии, геодинамики, экспе-

риментального и численного моделирования конвективных и адвективных процессов подтверждают наличие во многих районах земного шара (Исландия, Афар, Северная Азия и др.) локальных, региональных и планетарных (суперплюмы) инъективных дислокаций мантийного вещества с относительно повышенной температурой, пониженной вязкостью и плотностью. Представляется, что к морфологической типизации плюмов принципиально применима классификация интрузивных магматических тел, а все вместе они представляют подразделение класса инъективных дислокаций, как правило, выраженных в рельефе морфоструктурами центрального типа (МЦТ). Формирование суперплюмов связывают с процессами, происходящими во внешнем ядре, в частности, с образованием струй газов и флюидов на границе мантии и ядра. При подъеме высокотемпературные, обогащенные летучими компонентами потоки вещества могут задерживаться на границах геолого-геофизических разделов, аккумулируя энергию для прорыва и создавая промежуточные очаги напряженности. В условиях анизотропной среды поднимающиеся потоки расщепляются на более мелкие струи и плюмы, образуя, в конечном итоге, многоярусную древовидную систему магматических центров, как это установлено на примере изучения локальных (вулканогенных) и планетарных систем очаговых структур и морфоструктур (работы В. В. Соловьева, Б. В. Ежова и др.). В условиях длительного существования аномального теплового и флюидного потоков плюмы и мантийные диапиры эволюционируют, преобразуясь, в конечном итоге, в ядра роста континентальной коры. В качестве древних плюмов можно рассматривать так называемые нуклеары – докембрийские очаговые структуры древних щитов и платформ.

Положение о том, что энергонесущие очаговые системы и зоны разломов выступают универсальными формами структурирования геологического пространства при реализации процессов тепломассопереноса недр, послужило основой для создания схемы принципиальных соотношений категорий морфоструктурно-металлогенического районирования [1]. Так как понятие эндогенного потока тепломассопереноса охватывает всю гамму процессов перемещения вещества в земной коре и мантии (магматизм, плюмы, газовые, флюидные струи и т.д.) представления о формах его отражения в геологическом строении территорий, геофизических полях, рельефе чрезвычайно важны для палеомагматических реконструкций, построения трехмерных глубинных моделей рудно-магматических систем, морфоструктурно-минерагенического районирования, прогнозирования и др. Предлагаемые в качестве основы минерагенического районирования схемы очаговых морфоструктур и разломов следует рассматривать как модели проекций разноглубинных магмо- и рудоконтролирующих центров и каналов поступления потоков вещества и энергии. По рисунку (в плане) и положению в пространстве выделяются изометричные, прямолинейные, дуговые, кольцевые и более сложные группировки очаговых построек разных размеров и рангов.

С переходом на более глубокий уровень рудно-магматических систем происходит постепенная трансформация локальных очаговых структур в зоны магмо- и рудоконтролирующих разломов. С этих позиций любая рудоконтролирующая зона разрывных нарушений рассматривается как нереализованный ряд энергетических центров. Введение понятия линейной системы МЦТ как категории металлогенического районирования позволяет решить вопрос пространственных и иерархических соотношений линейных и изометричных рудоносных площадей. Например, рудный пояс интерпретируется как ряд очаговых морфоструктур, с которыми связаны рудные районы. В их пределах выделяются рудные зоны, состоящие из более мелких магматогенных структур, контролирующих размещение рудных узлов и т.д.

В соответствии с полученными данными, основные черты морфоструктурного строения и металлогении Востока Азии обусловлены существованием окраинно-континентального ряда СЦТ, протянувшегося с юга на север более чем на 6000 км. Он состоит из Восточно-Китайской, Корейской, Амурской, Алданской, и Яно-Колымской мегаструктур центрального типа, которые ранее рассматривались в качестве мегасводов (работы В. В. Соловьева, И. Н. Томсона, и др.). Н. П. Романовский [2] соотносит эти образования с рудно-магматическими системами гранитоидного профиля мезозойско-кайнозойского возраста. Автором предлагается иная интерпретация природы данных мегаструктур и вводится термин кратано-орогенная кольцевая система, который более адекватно отражает металлогенические и геодинамические характеристики симбиотически развивающихся активизированных кратонов и обрамляющих их мобильных орогенных зон. Понятие «мегасвод» соответствует только последним мезозойской и мезозойско-кайнозойской стадиям развития этих субпланетарных СЦТ. Рассматриваемым кратано-орогенным системам соответствуют металлогенические провинции, а их линейным элементам – рядам орогенных сводово-блоковых поднятий (Сихотэ-Алинский, Охотско-Чукотский, Корейско-Охотский и др.) – рудные пояса. Каждое из сводово-блоковых поднятий оценивается как металлогеническая область, тектоно-магматическое поднятие – рудный район. В пределах районов выделяются металлогенические зоны, связанные с локальными цепочками очаговых морфоструктур. В геодинамическом аспекте кратано-орогенные провинции соответствуют древним, трансформированным мантийным плюмам, испытывавшим неоднократную активизацию с чередованием процессов конструктивного и деструктивного тектогенеза. Только такие глубокие энергетические системы могли обеспечить масштабную гранитизацию, явления регионального метаморфизма и рудообразования в пределах региона. Металлогеническая специализация очаговых морфоструктур определяется глубиной формирования потоков энерго-массопеноса, направленностью процессов тектогенеза и составом продуктов магматизма, палеогеодинамическими и палеогеографическими условиями рудообразования, длитель-

ностью и интенсивностью процессов тектоно-магматической активизации, количеством эпох рудогенеза, денудационным срезом и другими факторами. Длительность, унаследованность развития и значительный денудационный срез очаговых систем поднятий объясняет нахождение здесь месторождений и рудопроявлений не только мезозойской, но и более древних металлогенических эпох. Глубоко эродированные блоки Баджало-Буреинского и Сунгарийского сводов содержат залежи апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд, железорудные месторождения и рудопроявления раннего архея. Для минерагенических эпох рифтогенного, деструктивного развития (ранний, поздний протерозой и др.) территории характерны месторождения железа, серного колчедана, железомарганцевых, полиметаллических руд. Выявляемые в пределах сводов и тектоно-магматических поднятий более молодые вулканоплутонические и плутонические купольные морфоструктуры ранне- и позднемелового возраста специализируются, как правило, на редкометальное, вольфрам-оловянное, оловянное, молибденовое и золотое оруденение. В позднем мелу-палеогене на фоне широко проявленных процессов тектоно-магматической активизации в пределах территории Юга Дальнего Востока происходило образование месторождений олова, золота, серебра, свинца, цинка, вольфрама, молибдена, меди, рудопроявлений сурьмы, ртути [3]. Линейные системы очаговых рудно-магматических структур позднемезозойского возраста, связанные с граничными зонами разломов, фиксируются по периферии Алданской кратано-орогенной мегапостройки. В наиболее эродированных блоках сводовых поднятий этой кратано-орогенной системы проявлены апатит-ильменит-титаномагнетитовая и редкоземельная минерализация архейского возраста. В позднеархейскую металлогеническую эпоху произошло формирование осадочно-вулканогенной и скарноидной железорудных, медно-никелевой, молибденовой и других формаций. Периоды деструктивного развития (поздний архей, ранний протерозой и др.) характеризуются внедрением базитовых и ультрабазитовых интрузий, несущих медно-сульфидное и хромитовое с платиноидами оруденение; в это же время образовались базит-карбонатитовые магматические тела с редкоземельно-apatитовой и редкоземельно-редкометальной минерализацией. Определяющая роль в завершении строения Алданской мегаструктуры принадлежит мезозойской эпохе тектоно-магматической активизации, конструктивного текто-, морфогенеза и магматизма. В этот период заложилась рудопроявления и месторождения золото-серебряной, различных золоторудных, молибден-порфировой, флюоритовой и других формаций. В соответствии с данными [3], Алданская мегапровинция испытала не менее 5 крупных этапов тектоно-магматической активизации и, соответственно, эпох рудообразования.

Анализ имеющихся геологических материалов показывает, что Яно-Колымская мегаструктура (так же как Алданская и Амурская) развивается как ядро роста континентальной коры с докембрия, представляя

собой длительно живущую очаговую систему Тихоокеанского сегмента Земли. С позднего архея в пределах древнего мегасвода неоднократно проявлялись как процессы деструктивного, так и конструктивного тектогенеза. Отмечается общая редкометальная (вольфрам-оловянная) специализация ядерных частей Янского и Индигирского сводов, с размещением золоторудных районов по периферии. Хорошо заметен почти сплошной кольцевой пояс золотоносности вокруг относительно опущенной центральной части Яно-Колымского мегасвода при дискретном концентрическом размещении месторождений оловоносной группы формаций. По периферии сводов широко развита полиметаллическая и хромитовая, медно-никелевая с платиноидами минерализация.

Литература

1. Гаврилов А. А. Основные категории морфоструктурно-металлогенического районирования. В кн.: Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. С. 154–162
2. Романовский Н. П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, 1999. 167 с.
3. Сухов В.И. // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 7–20.

А.А. Гаврилов¹, М.Д. Герасименко¹, А.Г. Коломнец²

Данные GPS мониторинга и морфотектоника Востока Азии

Для решения задач современной геодинамики все более широко используются данные спутниковых измерений в системах GPS, DORIS, VLBI, SLR, выполняемых, как правило, в рамках различных международных программ. Однако продолжительность наблюдений и количество станций на Дальнем Востоке России пока не соответствуют масштабам исследований, проводимых в Европе и Америке.

Полученные к настоящему времени данные [1, 3 и др.] свидетельствуют, что существующие тектонические неоднородности континентов характеризуются не только различными структурно-вещественными комплексами, но и специфическими геодинамическими характеристиками. В пределах Евразии выделяются Северо-Евразийская, Индийская, Амурская и другие крупные плиты, субплиты, а также более мелкие блоковые структуры, каждая из которых имеет свои скорости и направления перемещения. Северо-Евразийская плита имеет общую тенденцию движения к востоку с скоростью 20–40 мм/год [1]. На западных границах Амурской плиты, в Монголии установлены движения в юго-восточном направлении со скоростью 6,3 мм/год. В соответствии с данными [3], Амурская плита движется относительно Евразийской к востоку.

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

² Институт прикладной математики (ИПМ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

ку со скоростью 9–10 мм/год. В пределах Амурской плиты некоторыми исследователями [1] выделяется Японо-Корейская субплита, включающая районы Северо-Восточного Китая (к востоку от разлома Танлу), Кореи, Приморья, акватории Японского и Восточно-Китайского морей. По данным [1, 3], в пределах этой плиты доминируют юго-восточные векторы перемещения масс при скоростях от 15 до 50 мм/год. В то же время, северная и центральная части Японской дуги по данным APRGP GPS, движутся к западу (280–285°) со скоростями 55 мм/год. Южнее (район Окинавы) происходит перемещение Японо-Корейской плиты на юго-восток (140–150°) со скоростью 30 мм/год при встречном движении Филиппинской плиты на север-запад (280°) со скоростью 87, 5 мм/год. Охотская плита, расположенная к северо-востоку от Амурской, движется на юго-восток со скоростью 35 мм/год. Неполнота, некоторая противоречивость имеющихся данных и относительная кратковременность наблюдений делает актуальным проведение длительного геодинамического мониторинга в Приморье.

Размещение станций GPS в этом регионе определяется наличием крупных тектонических неоднородностей (Ханкайский массив, Сихотэ-Алинский ороген, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс и др.), степенью геолого-геофизической изученности различных районов, размещением известных эпицентров землетрясений и другими факторами. Предлагаемая сеть наблюдений состоит из 5 станций. Один из приборов постоянно находится в г. Владивостоке, 4 других – при наблюдении достаточно длительного хронологического интервала наблюдений меняют свою дислокацию. Полученные оценки подвижек пунктов сети в целом подтверждают их принадлежность к Амурской плите и позволяют говорить о ее движении как достаточно жесткого блока в восточном направлении со скоростью 20–30 мм/год по отношению к Евразийской плите.

Применение методов космической геодезии акцентировало внимание на проблеме соотношения границ литосферных плит, выделяемых как по геоморфологическим, геологическим и геофизическим, так и сейсмическим признакам или данным GPS мониторинга. Имеющиеся разногласия подходов к рисовке контуров плит проявлены, например, при выделении Северо-Американской, Евразийской, Австралийской, Охотской и других крупных неоднородностей литосферы. В пределах зон взаимодействия плит, где могут происходить коллизия, аккреция, террасирование, дробление, обрушение, спрединг, эффузивный магматизм и другие процессы. Палеотектонические реконструкции должны быть направлены на выявление первичной природы границ и граничных элементов, определение их принадлежности к одной из плит. Анализ соотношений границ литосферных плит, устанавливаемых по данным космической геодезии и результатам комплексных геолого- геофизических исследований, является необходимым условием оценки степени унаследованности структурного плана и тенденций развития региона.

Ряд исследователей рассматривает границы плит как относительно узкие и протяженные зоны глубинных разломов, другие отмечают необходимость выделения буферных тектонических поясов со специфическим геодинамическим режимом и геологическим строением. Очевидно, что имеют право на существование оба этих подхода, поскольку выделение границы как некоторого резко выраженного геолого-геофизического раздела – плоскости между тектоническими неоднородностями – или как буферной зоны с определенной шириной определяется параметрами тектонических структур, спецификой строения и степенью изученности территории, уровнем генерализации информации, хронологическим интервалом, интенсивностью процессов тектогенеза и другими факторами.

Каким же образом контуры основных элементов морфоструктурного плана Востока Азии соотносятся с результатами GPS мониторинга и границами новейших литосферных плит? Материалы морфометрического изучения рельефа, геологические и геофизические данные показывают, что главные черты морфоструктурного строения Востока Азии представлены серией крупных кратоно-орогенных систем центрального типа (Амурская, Алданская и Яно-Колымская), выделявших ранее как мегасводы (работы В. В. Соловьева, И. Н. Томсона и др.), котловинами окраинно-континентальных морей (Японское, Охотское, Берингово), Сахалинским складчато-горстовым поднятием, Курило-Камчатской островной дугой и одноименным глубоководным желобом, системой тектоно-магматических поднятий Камчатского полуострова. С современными литосферными плитами, выделяемыми по данным спутниковых и радиолокационных наблюдений, совпадают только Амурская кратоно-орогенная и Охотская геоблоковая морфоструктуры. В качестве общих граничных элементов литосферных плит и региональных морфоструктур выступают Курильский глубоководный желоб, Пенжино-Анадырская рифтогенная зона грабенов и депрессий, Сахалинская система меридиональных разломов, транрегиональную зону разрывных нарушений – Танлу. Алданская и Яно-Колымская кратоно-орогенные морфоструктуры, Камчатка и геоблоки Японского, Желтого и Восточно-Китайского морей как самостоятельные геодинамические системы на данном этапе исследований не рассматриваются, что, возможно, связано не только с результатами измерений, но и дефицитом региональных данных GPS мониторинга.

Основные элементы инфраструктуры Амурской, Алданской и Яно-Колымской мега-построек определяются существованием в различной степени активизированных и переработанных жестких, консолидированных блоков литосферы (щиты, фрагменты древних платформ) и обрамляющих их мобильных зон, поясов орогенных поднятий, сформированных рядами сводово-блоковых и тектоно-магматических структур главным образом в позднем мезозое – раннем кайнозое. В целом, для сводовых морфоструктур территории характерно наличие пород кри-

сталлического фундамента, высокие концентрации гранитоидов разного возраста, увеличенные мощности земной коры, что позволяет рассматривать их как длительно, хотя и дискретно, развивающиеся ядра гранитизации и аккумуляции корового материала. При общей глубинной природе горных сооружений региона в их пределах помимо инъективных представлены пликативно-дизъюнктивные и дизъюнктивные дислокации (надвиги, поддвиги, взбросы, сдвиги). Они отражают существование на определенных этапах развития орогенов горизонтальных движений и коллизионных процессов. Условия для их реализации возникали в зонах крупных разломах, на границах блоков и сводовых поднятий. В ядре Амурской тектоно-магматической системы, расположены активизированные структуры северо-восточного выступа Китайской платформы, а на внешних концентраторах – дуговые орогенные пояса. Коллизионные дислокации наиболее широко проявлены здесь на севере, в зоне сочленения Амурской и Алданской мегапостроек. Центральную часть Алданской кратоно-орогенной системы занимает одноименный щит и фрагменты древней Сибирской платформы, цепи очаговых морфоструктур образуют каркас горных сооружений позднемезозойского возраста, которые связаны с периферийными зонами разломов. Радиально-концентрическое геологическое строение Яно-Колымской мегаструктуры подчеркивается наличием в ядерной части блоков с архейскими и рифейско-среднепалеозойскими толщами при общем концентрическом расположении сводовых поднятий, сложенных как палеозойско-нижнемезозойскими вулканогенно-осадочными породами, так и более молодыми магматическими комплексами. Охотско-Чукотскому вулканоплутоногенному поясу в рельефе соответствует ряд сводовых и тектоно-магматических поднятий. Коллизионные дислокации и структуры растяжения, обусловленные горизонтальными движениями плит и блоков, также проявлены преимущественно в периферийных частях Яно-Колымской мегаструктуры.

Основная роль в строении Камчатского полуострова и Курильской островной дуги принадлежит очаговым морфоструктурам разного порядка и системам разломов, определяющих общее блоковое строение фундамента вулканических сооружений и являющихся главными флюидами и магмоподводящими каналами. Данные дешифрирования космических снимков указывают на то, что каркасными элементами Сахалинской горстовой морфоструктуры также могут служить очаговые структуры корового и более глубинного заложения. Оценивая общую роль горизонтальных движений в горобразовании, нужно отметить, что параметры коллизионных структур в пределах региона слабо сопоставимы с размерами кратоно-орогенных сооружений, сводово-блоковых структур, масштабами эффузивного, интрузивного магматизма и явлениями инъективного тектогенеза.

Субпараллельно основным горным хребтам региона располагаются системы грабенов, межгорных и предгорных депрессий, которые замы-

каются на востоке цепочкой котловин окраинных морей. Выделяемый Восточно-Азиатский грабеновый пояс (работы В.Г. Варнавского, Ю.Ф. Малышева) представляет общий ансамбль структур растяжения и деструкции восточных окраин Азии, которые испытали наиболее активное развитие в позднем кайнозое. В соответствии с имеющимися геоморфологическими и геолого-геофизическими данными, формирование котловин Желтого, Японского, Охотского и Берингова морей можно рассматривать как результат рифтогенного растяжения и утонения континентальной коры, а также процессов базификации, связанных с явлениями мантийного диапиризма. Основными элементами морфоструктурного плана дна окраинных морей выступают глубоководные впадины, реликтовые блоковые структуры ранее существовавших поднятий, региональные, трансрегиональные зоны разломов и позднекайнозойские вулканические сооружения.

По материалам GPS мониторинга, Охотская плита включает большую часть Охотоморского блока, Камчатку и южный фрагмент Яно-Колымского мегасвода, т. е. южные отроги хребтов Сунтар-Хаята, Черского, Колымского нагорья. Западная часть Яно-Колымского мегасвода (Верхоянский хребет) входит в состав Северо-Евразийской плиты вместе с Центрально-Якутской равниной, Вилюйским плато и другими различными по морфологии и строению морфоструктурными элементами. Северо-Восточная часть этого мегасвода (Колымское, Анадырское нагорья, Олойский, Анойский и другие хребты), включая центральные и северные участки Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, рассматриваются в геодинамическом аспекте как часть Северо-Американской плиты. Японо-Корейская субплита, отделенная от Амурской плиты зоной Танлу, объединяет такие разнородные в геологическом отношении элементы как Сихотэ-Алинскую орогенную систему, Ханкайский и Корейский докембрийские массивы, геологические структуры западной части острова Хонсю и островов Сикоку, Кюсю, котловин Желтого, Восточно-Китайского, Японского морей. Можно резюмировать, что на данном этапе исследований региона, при очевидной неполноте данных, выделяемые по геодинамическим признакам литосферные неоднородности представляют собой агрегаты различных по морфологии, вещественному составу и глубинному строению геологических структур и морфоструктур.

При движении Тихоокеанской плиты на запад со скоростью 90 мм/год, а Охотского геоблока на юго-восток (35 мм/год) получается, что асимметричный глубоководный Курильский грабен формируется в условиях сжатия при наличии праводвиговой компоненты. То есть подтверждается точка зрения о развитии глубоководных желобов как рамповых грабенов в условиях бокового сжатия [2]. Представляется, что в сходных условиях происходит образование и глубоководного желоба Нансей. Интенсивность движения Филиппинской плиты на северо-запад оценивается в 87, 5 мм/год при встречном движении Южно-Китайского

геоблока на юго-восток. В то же время полученные данные о современной геодинамике не позволяют объяснить активное развитие Курильской котловины и впадины Дерюгина, пространственные соотношение положительных и отрицательных морфоструктур дна Охотского, Японского и других морей.

Граница Амурской и Охотской плит проходит в юго-западной части Охотского моря, вдоль западных берегов Сахалина и острова Хонсю до пересечения с глубоководным желобом Нансей. При средних скоростях относительного перемещения плит и геоблоков 30–40 мм в год за миллион лет должно происходить перемещение коровых масс на 30–40 км. При встречном движении, в сферу геодинамического влияния перемещаемых структур попадают достаточно широкие буферные зоны взаимодействия, что не может не найти отражения в новейших дислокациях чехла пограничных бассейнов аккумуляции, представляющих собой межгорные, предгорные или окраинно-континентальные морские впадины. В этом случае анализ степени и характера дислоцированности рыхлых отложений на участках взаимодействия плит – ключ к оценке кинематики, определения устойчивости тенденций и направленности движения литосферных неоднородностей. Имеющиеся данные о направленности векторов движения Тихоокеанской, Охотской, Амурской плит, Японско-Корейской субплиты и других литосферных структур свидетельствуют о возможности проявления сдвиговых эшелонированных смещений и коллизийных процессов в центральных частях Охотского, Японского и Восточно-Китайского морей..

Однако анализ опубликованных материалов непрерывного сейсмического профилирования (НСП) показывает отсутствие новейших дислокаций осадочного чехла, которые можно было бы рассматривать как достоверные признаки длительного и устойчивого во времени режима сжатия. В ходе проведенной работы были проанализированы десятки профилей НСП и сейсмоакустических разрезов, полученных японскими и русскими исследователями в 1970–90 гг. в южных районах Японского моря к западу от островов Кюсю и Хонсю, а также к западу и востоку от острова Хоккайдо. На всех разрезах отчетливо проявлены только структуры растяжения, представленные различными грабенами и синформами, складками облекания выступов фундамента, многочисленны также гравитационные, оползневые формы и дислокации. По данным GPS мониторинга, происходит надвижение Японской островной дуги на котловину Японского моря, а Курильской дуги на одноименную впадину, в то время как геоморфологические и геолого-геофизические данные скорее свидетельствуют о преваливании тенденций общего погружения и растяжения земной коры. Учитывая кратковременность GPS мониторинга, можно предполагать: 1) выделенные границы литосферных плит нуждаются в корректировке; 2) некоторые направления перемещения литосферных плит и блоков региона наметились относительно недавно и еще не нашли своего отражения в дислокациях чехла рыхлых отложе-

ний бассейнов седиментации; 3) современные тектонические движения носят неустойчивый, возвратно-поступательный характер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-64275а).

Литература

1. Гатинский Ю.Г. Рундквист Д.В. Современная геодинамика Евразии по результатам спутниковых измерений. Мат.-лы совещания Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М. ГЕОС. 2003. С. 127–131.
2. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток, 1985. 140 с.
3. Ресурсы. Каталог. Современные скорости движений земной коры. (<http://wdbc.ru/mining/GPS/velosites.html>)

Ф.М. Гаджиев¹

Основные геоструктурные элементы азербайджанского сектора Каспийского моря и перспективы их нефтегазоносности в свете новых геолого-геофизических материалов

Согласно составленной тектонической карте нефтегазоносных и перспективно-нефтегазоносных территорий Азербайджана (рисунок), на его Каспийском секторе с севера на юг выделяются два геоструктурных элемента субглобального порядка – Скифско-Туранская эпигерцинская платформа (крайняя юго-западная часть) и Кавказская система складчатости Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского орогенного пояса (юго-восточная часть). В азербайджанском секторе Каспия, в пределах Скифско-Туранской молодой платформы располагаются фрагменты Среднекаспийского и Карабогазгольской сводов, на западе и на востоке, соответственно, и Среднекаспийско-Карабогазгольской седловины между ними.

Нефтегазоносность структур, по аналогии со структурами восточного Предкавказья на западе (гряда Карпинского, Восточно-Мангышский прогиб, Прикумское поднятие и Ногайская ступень) и Южно-Мангышлакско-Устюртской системы прогибов на востоке (Сегендыкская впадина, Песчаномыско-Ракушечная зона сводовых поднятий, Жетыбай-Узеньская и Аксу-Кендерлинская ступени и т.д.), связана в основном с мезо-кайнозойскими отложениями, общей мощностью 6,5–7 км.

Как известно, в пределах Скифской плиты восточного Предкавказья выявлены 42 месторождений нефти и газа. Основными объектами разработки являются нижнемеловые (апт, альб), частично средне- и верхнеюрские отложения в гряде Карпинского, нижнемеловые (неоком, апт,

¹ АзГосНИПИнефтьгаз, Баку, Азербайджан

альб), частично верхнемеловые, юрские (средняя и верхняя юра) и майкопские в Прикумском поднятий и нижнемеловые, юрские отложения в Ногайской ступени.

В Южно-Мангышлакско-Устюрской системе прогибов Туранской плиты основными нефтегазоносными объектами являются среднеюрские (аален, байос, бат), частично нижнетриасовые, верхнеюрские и меловые отложения.

Таким образом, по аналогии с вышеуказанными зонами Скифско-Туранской плиты можно прогнозировать нефтегазоносность мезозойских и частично майкопских отложений в азербайджанской её части.

Скифско-Туранская эпигерцинская молодая платформа отделяется от расположенной к юго-востоку от нее Кавказской системы складчатости Терско-Каспийской передовой (краевой) мегавпадиной, представленной на азербайджанском секторе Каспия Губинско-Североапшеронским прогибом регионального порядка. Последний отделяется от Скифско-Туранской плиты Центральнокаспийским глубинным разломом на севере и северо-востоке и от складчатого сооружения Большого Кавказа Казмакрыз-Сиазанским глубинным разломом на юге и юго-востоке. Перспективы нефтегазоносности Губинско-Североапшеронского прогиба, где мощность осадочных образований возрастает до 15–16 км, связаны, в основном, с меловыми (кампан, апт, маастрихт), при доступных глубинах, миоценовыми (тортонский ярус) и частично палеоценовыми, майкопскими и сарматскими отложениями. Подтверждением этому служат выявленные 22 нефтегазовые месторождения в Терско-Сунженской зоне и Дагестанском выступе, расположенные в крайней северо-западной части Терско-Каспийской мегавпадины. Следует отметить, что нефтегазоносность Губинско-Североапшеронского прогиба, по всей вероятности, будет возрастать в зоне Центральнокаспийского и Казмакрыз-Сиазанского глубинного разломов, где имеются благоприятные условия для разгрузки и миграции флюидов, а горизонты вышележащих палеоген-миоценовых отложений могут выклиниваться и образовывать ловушки неантиклинального типа.

Между Губинско-Североапшеронским прогибом на севере и северо-востоке и юго-восточной акваториальной частью Куринско-Южно-Каспийской межгорной мегавпадины на юге и юго-востоке расположено юго-восточное морское продолжение Большого Кавказа – Североапшеронское погребенное поднятие, которое отделяется от последней Североапшеронским глубинным разломом.

Перспективы нефтегазоносности этого погребенного поднятия, которое погружается в юго-восточном направлении, связано, в основном, с мезозой-палеогеновыми (при доступных глубинах залегания) на северо-западной и неогеновыми на юго-восточной частях. Следует отметить, что к северо-восточному и юго-западному крыльям этого погребенного поднятия примыкают, соответственно, Губинско-Североапшеронский прогиб и Южно-Хазарская впадина, и отдельные горизонты

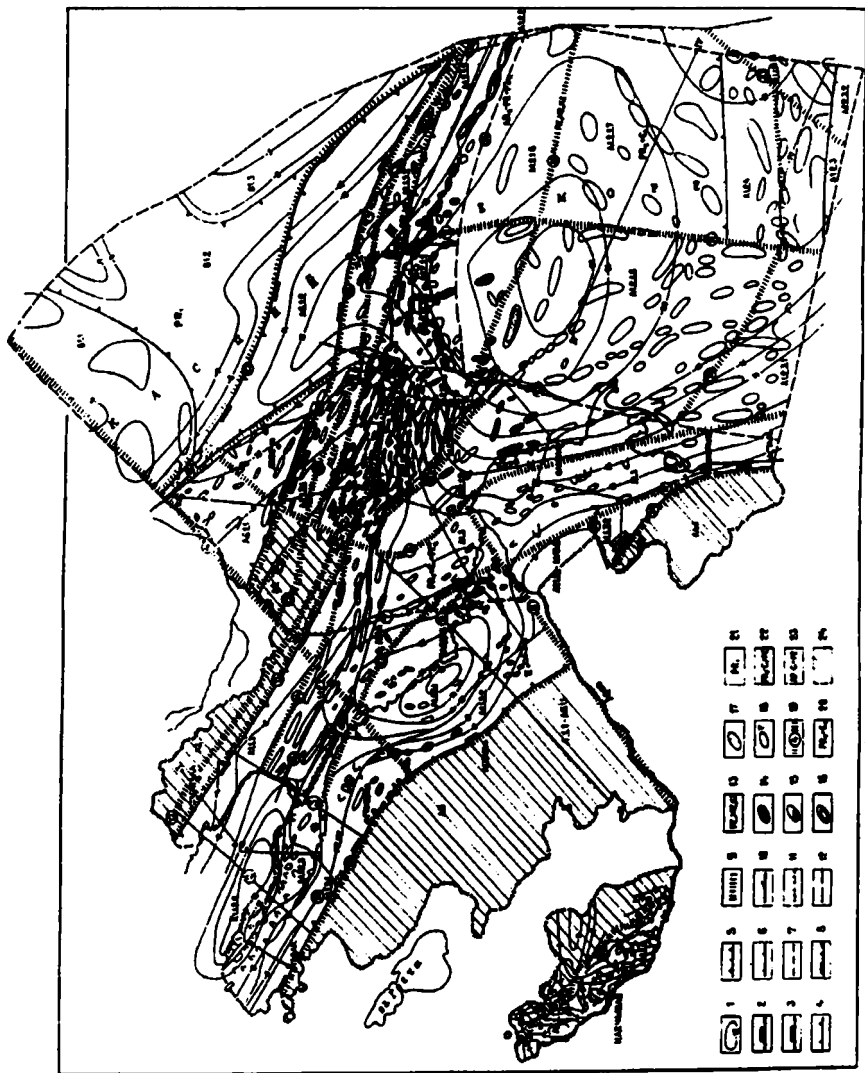


Рис.

1 – изогипсы поверхности доюрского фундамента, км; 2–8 – границы структурных элементов: 2 – субглобальных, 3 – надрегиональных, 4 – региональных; 5 – субрегиональных I порядка, 6 – субрегиональных II порядка, 7 – тектонических зон, 8 – совмещенные границы; 9 – глубинные разломы (4* – Арпа-Самурский, 5 – Азербайджанский, 6 – Нижнеарзский, 8 – Западнокаспийский, 11 – Шахово-Азизбековский, 12 – Гайнар-Зенгинский, 13 – Кварели-Абала-Герадильский, 17 – Мингечевир-Ленкоранский, 19 – Предмалокавказский, 20 – Нахичеванский, 22 – Центральнокаспийский, 23 – Казмакрыз-Сианзанский, 24 – Халтанский, 25 – Малкамутский, 26 – Гермианский, 27 – Ангилян-Североапшеронский, 30 – Сангачал-Огурчинский, 31 – Аджичай-Адятский, 32 – Мильско-Чишилярский, 33 – Гарабогазголь-Сефидрудский, 34 – Предталышский, 36 – Дербент-Абшеронский – Прикаспийский по Е.Е.Милановскому); 10 – крупные нарушения (1* – Газах-Сигнахское, 2 – Товуз-Лагодехское, 3 – Гянджачай-Алазанское, 10 – Западноапшеронское, 14 – Северокаспийско-Североаджиноурское, 15 – Удабно-Гейчайское, 16 – Удабно-Эрикарское, 18.Куринское, 21.Чалхангала-Негрманское, 28.Темизбулагское, 29.Абшеронско-Прибалханское, 35 – Южноабшеронско-Южночелекенское, 37 – Болгарчайское); 11 – флексуры (7 – Имишли-Огузская, 9 – Яшминская); 12 – прочие нарушения; 13 – время активизации разломов; 14–17 – месторождения: 14 – нефтяные, 15 – нефтегазовые и газонефтяные, 16 – газовые, 17 – нефтегазоконденсатные; 18 – локальные структуры; 19 – номера разломов и нарушений; 20–23 – предполагаемый возраст фундамента: 20 – позднпротерозойско-кембрийский, 21 – раннепротерозойский, 22 – позднпротерозойско-позднепалеозойский, 23 – архейско-палеозойский; 24 – бесперспективная зона горно-складчатых сооружений. Структурные элементы, субглобальные: А – Кавказская система складчатости Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса, В – Скифско-Туранская плита (ЮВ часть); надрегиональные: А1 – Куринско-Южно-Каспийская межгорная мегавападина, А2 – складчатое сооружение Большого Кавказа, А3 – складчатое сооружение Малого Кавказа, А4 – Талыш-Эльбурская складчатая система, А5 – Южно-Азербайджанский микроконтинент, А6 – Терско-Каспийская предгорная (краевая) мегавападина, В1 – Среднекаспийская синеклиза; региональные I порядка: А1.1 – Гянджинский прогиб, А1.2 – Южно-Хазарская впадина, А1.3 – Талыш-Вандамская зона погребенных поднятий, А2.1 – Тенги-Бешбармаг-Алтыгагач-Куркачидаг-Североапшеронская зона поднятий, А1.1-А5.1 – Нижнеарзский поперечный прогиб, А6.1 – Губинско-Североапшеронский прогиб, В1.1 – Среднекаспийский свод, В1.2 – Среднекаспийско-Карабогазгольская седловина, В1.3 – Карабогазгольский свод; субрегиональные I порядка прогибы: А1.1.1 – Алазан-Агричайский наложенный, А1.1.2 – Габырры-Аджиноурский, А1.1.3 – Евлах-Агдабединский, А1.2.1 – Азербайджанский (Западно-Южно-Хазарский), А1.2.2 – Туркменский (Восточно-Южно-Хазарский), А1.2.3 – Иранский (Предэльбурский), А5.1.1 – Нахчыванский (Аразский), А6.1.1 – Гусар-Девичинский наложенный, А6.1.2 – Североапшеронский; субрегиональные I порядка поднятия (зона), моноклиналь: А1.1.4 – Мингечевир-Гейчайское погребенное, А1.1.5 – Предмалокавказская; А1.2.4 – Зона широтной складчатости; А2.1.1 – Дибрар-Яшма-Хызы-Североапшеронская; субрегиональные II порядка, прогибы; А1.1.2.1 – Аджиноурский, А1.1.2.3 – Джейранчельский, А1.1.3.1 – Геранбой-Мурадханлинский, А1.1.3.2 – Джалилабадский (Предталышский), А1.2.1.1 – Апшеронский переклиниальный, А1.2.1.2 – Шамахы-Гобустанский, А1.2.1.3 – Джейранчекмезский, А1.2.1.5 – Нижнекуринский, А1.2.1.6 – Бакинского архипелага, А1.2.3.1 – Ленкорань-Рештский, А1.2.1.7 – зона поперечной складчатости, А1.2.1.8 – Юговостоапшеронский, А1.2.1.9 – Пираллахи-Келькорский, А1.2.3.2 – Чалусский, А5.1.1.1 – Собственно Нахичеванский; субрегиональные II порядка зоны поднятий и моноклинали; А1.1.2.2 – Чатминская, А1.1.5.2-А1.1.3.2 – Нижнеарз-Гарадолу-Имишлинская, А1.2.1.4 – Аджичай-Алятская, А2.1.2.1 – Дибрар-Яшма-Хызынская, А2.1.3.1 – Тенги-Бешбармагская, А2.1.1.2 – Североабшеронская, А5.1.2.2. – Джульфинская, А1.1.5.1 – Газахская, А1.1.5.2 – Гянджинская.

*условные номера на схеме

палеогеновых, особенно неогеновых отложений выклиниваясь в направлении к зоне погребенного поднятия, могут создавать ловушки для скопления углеводородов промышленного значения.

К югу и юго-востоку от Североапшеронского погребенного поднятия расположена восточная часть крупной Южно-Хазарской впадины, где мощность осадочных образований достигает 25 км и более. Она обособляется с северо на юг Пираллахи-Келькорским, Южноапшеронским, Ленкорань-Рештским (северная часть) прогибами, прогибом Бакинского архипелага, Апшероно-Прибалхазской зоной поднятий, зонами широтной и поперечной складчатости. Перспективы нефтегазоносности всех структур азербайджанского сектора Южно-Хазарской впадины, где выявлены более 30 месторождений нефти и газа, связаны, в основном, с плиоценовыми и частично с миоценовыми и четвертичными отложениями.

Р.Г. Гарецкий¹, А.И. Добролюбов²

Дискретно-волновое движение системы Земля–Луна и глобальная тектоника

1. О роли космических факторов в геодинамических процессах

Если раньше выдвигались предположения в основном об одной причине процессов глобальной тектоники, то в последнее время большинство исследователей в механизме глобальных тектонических движений видят влияние многих самых различных источников как эндогенных, так и экзогенных (прежде всего космических). Глобальные тектоногеодинамические процессы – явление многофакторное [1, 2]. Это явление справедливо определяется как типично нелинейная тектоника [3]. Одновременно каждый исследователь старается выделить из всех главный фактор: одни считают таким конвекцию (таких большинство), причем для объяснения многообразия тектонических процессов приходится обращаться не только к общемантийной, но и к двухъярусной или многоярусной конвекции или даже их чередованию, другие главную причину процессов глобальной тектоники видят в избыточном давлении в контактной зоне океан–континент [4], третьи – в космических явлениях и т. д.

Недавно проблемы глобальной тектоники детально рассмотрел Ю.М. Пушаровский [2], причем внес в них много новых аспектов. В частности, достойно поддержки предложение о расширении понятия «тектоносфера» (думается не только на всю мантию, но и ядро, особенно внешнее), об увеличении количества геосфер [5] и др.

Ранее [6, 7] мы обращали внимание на реальность влияния приливных сил луны и солнца на глобальные тектонические движения. Этот

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

² Объединенный институт проблем информатики, НАН Беларуси, Минск, Беларусь

механизм был замечен давно и практически еще со времен А. Вегенера никем не отрицался. Однако многие считают, что он по масштабам незначителен и не способен серьезно повлиять на такой мощный феномен как глобальная тектоника. О вземных факторах, воздействующих на тектогенез, последнее время пишет Ю.Н. Авсюк [8 и др.] В целом, подерживая его взгляды на огромное значение вземных факторов, мы должны отметить, что он не раскрывает конкретного механизма горизонтального переноса континентальных глыб литосферы, который имеет место в результате действия приливных сил системы Земля–Луна.

После того, как было доказано [7], что бегущие волны деформации генерируют дискретно-волновые движения, которые широко распространены в живой и неживой природе, могут переносить массу и тем самым накапливать энергию практически любой величины, было высказано мнение [6], что даже при относительно небольших амплитудах приливных дискретно-волновых однонаправленных движений этот постоянно действующий на Землю фактор отрицать нельзя, его необходимо учитывать в глобальной тектонике и он даже может оказаться основным, а все остальные многочисленные факторы могут стать только ослабляющими.

2. Механическая модель горизонтальных движений в литосфере

Мы исходим из признанного в настоящее время подавляющим большинством исследователей факта, что земная кора и ее блоки периодически совершают латеральные тектонические смещения под действием постоянно накапливающихся горизонтальных напряжений в твердых породах литосферы. Общеизвестным физическим объяснением такого рода подвижек является так называемый упруго-фрикционный срыв упругих слоев литосферы относительно друг друга. Можно показать, что такие подвижки относятся к случайным (стохастическим) во времени событиям.

Упрощенная механическая модель «стохастической рывковой тектоники» может быть продемонстрирована при помощи простого лабораторного прибора (рис. 1). Если два контактирующих друг с другом твердых упругих слоя *A* и *B* нагружать медленно нарастающей горизонтальной нагрузкой *F*, то есть создавать постепенно нарастающие напряжения T_x на контактной поверхности слоев, то можно наблюдать периодически возникающие упруго-фрикционные горизонтальные срывы контактирующих слоев.

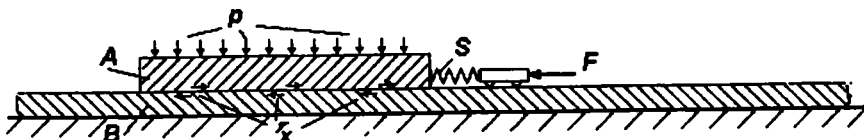


Рис. 1. Схема лабораторной установки для демонстрации упруго-фрикционных срывов контактирующих слоев твердых тел.

Если поставить задачу найти период времени между двумя упруго-фрикционными срывами контактирующих слоев A и B или задачу предсказать моменты очередных срывов слоев в этой экспериментальной установке, то можно убедиться, что эти задачи не имеют точного решения, поскольку исследуемые здесь явления представляют собой случайные события, и искомые величины периодов времени между очередными срывами являются случайными (стохастическими) величинами, точное нахождение которых невозможно. Приведенная установка позволяет понять случайные по своей природе факторы, от которых зависит исследуемый процесс внезапных упруго-фрикционных срывов. Факторами, определяющими этот процесс, являются физико-механические свойства и геометрические размеры контактирующих тел, величины и характер распределения нормальных сил p , прижимающих слои друг к другу, коэффициент сцепления слоев, продольная жесткость слоев (моделируемая в нашей установке пружиной S) и, наконец, скорость нарастания возмущающей «ведущей» силы F , создающей горизонтальные напряжения.

Чтобы рассматривать описанную лабораторную установку (см. рис. 1) как возможную упрощенную механическую модель генерации упруго-фрикционных горизонтальных подвижек слоев деформируемых тел литосферы, необходимо ответить на главный вопрос: как возникает первичная ведущая горизонтальная сила (сила F в нашей лабораторной модели), под действием которой происходят горизонтальные движения слоев литосферы. Таким «двигателем», по нашему мнению, являются приливные бегущие волны деформации.

3. Приливоно-волновая гипотеза горизонтальных движений земной коры

Бегущие приливные волны деформации, возникающие в литосфере под действием Луны и Солнца, являются главным источником горизонтальных движений слоев и блоков земной коры [6, 7]. Такое утверждение было сделано на основе теоретически и экспериментально доказанного существования особого рода *бегущих волн деформации*, при движении которых происходит волновой перенос массы деформируемых тел, жидкостей и газов [7]. Движения деформируемых тел под действием таких волн получили название дискретно-волновых. Согласно теории, одиночные волны деформации, движущиеся в одном направлении по слою, который лежит на жесткой или вязкой основе (рис. 2а), приводят к медленному тангенциальному перемещению этого слоя. Все точки (сечения) тела, находящиеся в движущейся волне деформации, совершают шаговые смещения вдоль движения волны, в то время как участки тела вне волны находятся в покое. Пробежавшая по продолговатому телу волна деформации длиной l , перемещает это тело относительно опорной поверхности на величину

$$\Delta x = \int_1 \epsilon_x dx \quad (\text{при } \epsilon_x = \text{const } \Delta x = l \epsilon_x), \quad (1)$$

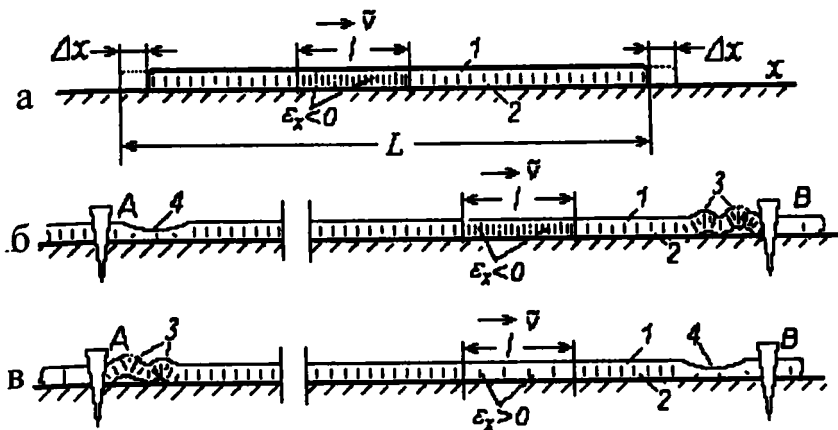


Рис. 2.

а – волна деформации длиной l , движущаяся вдоль твердого тела l , лежащего на опоре 2, перемещает это тело дискретно-волновым способом на расстояние Δx ; (б, в), – в случае наличия препятствий волна создают в теле участки сжатия (складки) – 3, и растяжения («рифты») – 4.

где ϵ_x – продольная вдоль оси x деформация тела в волне.

Главным качеством бегущих волн деформации, имеющим прямое отношение к горизонтальным движениям в литосфере, является их способность переносить массу деформируемых тел и сред, несущих эти волны. Показанная на рис. 2а волна деформации сжатия ($\epsilon_x < 0$) длиной l , движущаяся со скоростью \bar{v} вдоль продолговатого деформируемого слоя, лежащего на жесткой опоре, переносит со скоростью \bar{v} массу

$$\Delta m = \Delta x \gamma S = \Delta x \rho_x \quad (2)$$

этого слоя, где, γ ($\text{кг}/\text{м}^3$) – объемная плотность тела, S (м^2) – площадь поперечного сечения слоя, ρ_x ($\text{кг}/\text{м}$) – линейная (вдоль оси x) плотность продолговатого тела (слоя). Величина Δm названа массосохранением бегущей волны деформации.

Литература

1. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
2. Пуцаровский Ю.М. // Геотектоника. 2004. №3. С. 3–12.
3. Пуцаровский Ю.М. // Геотектоника. 1993. №1. С. 3–6.
4. Летников Ф.А. // Докл. РАН. 1997. Т. 354. №2. С. 224–226.
5. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. // Геотектоника. 1999. №1. С. 3–14.

6. *Гарецкий Р.Г., Добролюбов, А.И., Левков, Э.А., Середин Б.П.* // Докл. АН БССР. 1988. Т. 32. № 3. С. 248–251.
7. *Добролюбов А.И.* Бегущие волны деформации. Минск: Наука и техника, 1987. 145 с.
8. *Авсюк Ю.Н.* Внеземные факторы, воздействующие на тектогенез // В кн.: *Фундаментальные проблемы общей тектоники.* М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.

Р.Г. Гарецкий¹, Р.Е. Айзберг¹, М.А. Нагорный¹

Особенности развития интракратонных надрифтовых синеклиз Восточно-Европейской платформы

Итракратонные синеклизы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) развиты над подстилающими их палеорифтами – одним или несколькими [5]. Этот показатель, наряду с иными признаками генетических связей с предшествующими структурами, определяют особенности развития надрифтовых синеклиз. Рассмотрим характер эволюции интракратонных надрифтовых синеклиз на примере Московской, подстилающей системой палеорифтов, и Украинской, в основании которой развит Припятско-Днепровский палеорифт.

Московская синеклиза расположена в центре ВЕП над несколькими палеорифтовыми структурами. Главная из них – Среднерусский авлакоген северо-восточного простираения. В северо-восточной части он состоит из одной магистральной Сухонской ветви, а в юго-западной – из трех параллельных – Валдайской, Тверской и Московской. Кроме того, южный борт синеклизы ложится на северо-западное окончание Пачелмского авлакогена, а западный – на Оршанскую впадину. Палеорифты, подстилающие Московскую синеклизу, развивались главным образом в позднем рифее–раннем венде. В самом конце раннего венда над зоной сочленения Оршанской впадины и Среднерусского авлакогена, с одной стороны, и северо-западным флангом Пачелмского авлакогена – с другой, возник субширотный Смоленско-Рязанский прогиб, как прообраз будущей Московской синеклизы [1, 4].

В редкинское время позднего венда прогибание охватило значительные площади и, по существу, началось формирование синеклизы. Осевая зона прогибания бассейна, которая имела северо-восточную ориентировку, мигрировала на протяжении позднего венда–раннего (балтийского) кембрия на северо-запад на 150–400 км. Со второй половины котлинского времени позднего венда и на протяжении всего балтийского кембрия над всей Сухонской и северо-восточной частью Валдайской ветвей Среднерусского авлакогена формировался инверсионный Рыбинско-Сухонский мегавал. Его образование было вызвано процессами приращивания аккреционной линзы байкалид к северо-восточному

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

краю ВЕП. Максимальная амплитуда инверсионных движений достигала 600–1000 м [1].

В каледонский этап (ранний кембрий–ранний девон) развитие и миграция бассейнов в пределах Московской синеклизы имели тенденцию, заложенную в предыдущий позднебайкальский этап. Она заключалась в том, что оси депрессий сместились еще дальше к северо-западу, и максимальное прогибание охватило северную часть структуры.

В начале герцинского этапа (средний девон) вновь произошло значительное расширение синеклизы, размеры которой практически сравнялись с поздневендской, причем ее наиболее погруженные участки совпадали с Московской и Сухонской ветвями Среднерусского, а также Пачелмским авлакогеном [3]. В позднем девоне общая картина развития синеклизы оставалась прежней. Тенденция такого развития сохранялась и в раннем карбоне, когда Московская синеклиза резко сократилась по площади и состояла из двух впадин, расположенных над Сухонской и Московской ветвями Среднерусского авлакогена. Со среднего карбона синеклиза уже не представляла собой замкнутую впадину, а вся территория ее восточной части вошла в состав обширной Приуральской гемисинеклизы (моноклизы) [3], которая раскрывалась на восток. В перми и триасе эта моноклиза обозначилась еще более четко и все более смещалась в сторону Урала. Таким образом, Московская синеклиза развивалась на протяжении трех этапов: позднебайкальского, каледонского и герцинского.

На протяжении двух первых этапов наблюдалась закономерная миграция осей бассейнов с юга–юго-востока на север–северо-запад. Это могло быть вызвано прохождением литосферной плиты над астеносферным выступом, который первоначально образовался в раннебайкальский этап под Волыно-Оршанским прогибом и Пачелмским авлакогеном [6].

В начале герцинского этапа оси максимального прогибания синеклизы совпадают с Московской и Сухонской ветвями Среднерусского и Пачелмским авлакогеном. И, наконец, со второй половины герцинского этапа Московская синеклиза вышла из-под «контроля» палеорифтов и стала развиваться как периферия Приуральской моноклизы.

Украинская синеклиза, в отличие от Московской, имеет иные морфологические параметры, более простое строение и четкую унаследованную связь в развитии с подстилающим палеорифтом. Она имеет протяженность около 600 км при ширине 250–300 км. Синеклизный мезозойско-кайнозойский комплекс, мощность которого достигает 500–2500 м, в целом, наклонен к осевой зоне депрессии, которая проходит над Припятско-Днепровским палеорифтом, который развивался на протяжении почти всего герцинского этапа. В его эволюции выделяются три фазы – начальная, главная и поздняя, которые во времени различаются для Припятского и Днепровского прогибов [2]. На протяжении двух первых (поздний девон) осадконакопление ограничива-

лось краевыми разломами рифта, а в позднюю фазу синрифтовые осадки «выплескивались» на его плечевые обрамления. Процесс развития Днепровского звена рифта завершился, вероятно, в поздней перми, когда происходили инверсионные движения в Донбассе. С ранней перми в Припятской зоне, а с раннего триаса в Днепровской начинает развиваться более широкая депрессия – Украинская синеклиза. В средней–поздней юре происходит значительное расширение депрессии, однако ее осевая зона по-прежнему контролируется палеорифтом. Сходная картина наблюдается в меловой период, особенно в позднюю эпоху, когда осадконакоплением была охвачена вся южная часть ВЕП. Мощност меловых толщ над зоной Днепровского прогиба достигает 1000 м. Эта же тенденция сохранилась и в палеогене при общей регрессии бассейнов на юге ВЕП.

Таким образом, развитие Украинской синеклизы (пермь–палеоген) четко контролировалось положением Припятского и Днепровского рифтовых грабенов.

Унаследованное положение синеклизы относительно Припятско-Донецкого рифта могло быть вызвано длительным процессом остывания и уплотнения верхней части литосферы над зоной крупного астеносферного выступа, сформированного в начале герцинского этапа и вызвавшего вначале рифтогенез, а затем – по мере остывания – постепенное погружение коры.

Наиболее тесная связь между палеорифтом и надрифтовой синеклизой наблюдается при размещении последней над одиночной рифтогенной структурой. В этом случае совпадают их оси, синеклиза имеет четкую линейность с ярко выраженными периклинальными замыканиями, а также меньшую продолжительность формирования.

Синеклизы, расположенные над системой палеорифтов, имеют изометричную форму, более длительную историю развития, в течение которой происходили миграция их осевых частей и смена структурных планов.

Литература

1. Айзберг Р.Е., Аксаментова Н.В., Белонин Н.Д. и др. Докембрий Восточно-Европейской платформы: геология и нефтегазоносность. СПб, 2002. 391 с.
2. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Старчик Т.А. // Геотектоника. 2004. № 1. С. 51–62.
3. Гарецкий Р.Г. Осадочные бассейны древних платформ. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 146–156.
4. Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Николаев В.Г. // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 4. С. 506–509.
5. Гарецкий Р.Г., Назорный М.А. // Геотектоника. 1987. № 2. С. 46–53.
6. Назорный М.А. // Літасфера. 2004. № 1(20). С. 15–21.

Геораздел 102–103° на востоке Азии: структурные и металлогенические признаки

Квазилинейная зона заметных изменений различных геологических характеристик может быть прослежена через всю Азию с помощью электронного геодинамического глобуса, созданного в ГГМ. Она протягивается приблизительно вдоль 102–103° в. д. и на большей части своей длины характеризуется рассеянной или даже интенсивной сейсмичностью. На крайнем севере зона маркирует внешнюю кромку шельфа моря Лаптевых, а далее к югу проявляется в виргации к востоку и резком отклонении к северу палеозойских складок и надвигов на островах архипелага Северной Земли и на Таймыре. В Предтаймырском краевом прогибе с ней частично совпадает погребенный раннемезозойский рифт. В пределах Сибирской платформы зона проходит вдоль западного крыла Анабарской синеклизы и над рифейским рифтом, погребенным под Тунгусской синеклизой. Южнее с ней близко совпадает узкий южный выступ платформы и пережим в простирании складчатых структур Восточных Саян. Отметим, что в северном и центральном сегментах рассматриваемой зоны наблюдается заметное изменение главных значений тензора напряжений в коре на глубине 12,5 км с уменьшением их к востоку [1].

На территории Северной Монголии зона 102–103° совпадает с центральнональным замыканием Хангай-Хэнтейского синклиория, а южнее, к востоку от нее резко заканчиваются или сокращаются по ширине большинство палеозойских офиолитовых поясов. Здесь зона частично трассируется региональным сейсмоактивным разломом, ограничивающим с запада Амурский блок, или микроплиту, по [2]. В Северном Китае к востоку от рассматриваемой зоны наблюдается виргация каледонских складок Бейшаня и Циляньшаня, а далее к югу – четкая виргация складок в индосинидах Северо-Западной Сычуани, где они огибают массив Сонпань, представляющий собой погребенный фрагмент фундамента платформы Янцзы [3].

Наиболее яркое выражение зоны 102–103° можно видеть на крайнем юге Китая, где она весьма отчетливо трассирует ось Кам-Дян [3] или Кам-Юннань, как ее принято называть в русскоязычных работах. Эта ось сформирована метаморфическими и магматическими позднепротерозойскими породами фундамента платформы Янцзы, нарушенными субмеридиональными разломами, характеризующимися интенсивной сейсмичностью. Решения фокальных механизмов землетрясений указывают на преобладание левых сдвигов и на растяжение в находящихся

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

между ними *pull-apart* бассейнах [4]. По данным китайских геофизиков, с рассматриваемой зоной совпадают заметные градиенты плотности верхней мантии и значительное уменьшение скорости продольных сейсмических волн в коре [3]. Здесь же она фактически служит восточной стороной треугольника максимальной сейсмической активности Центральной Азии [5].

На п-ове Индокитай зона 102–103° проходит вдоль четкого западного края Индосинийского массива, подчеркнутого активными надвигами к востоку и субмеридиональными сдвигами. Южнее она маркируется поперечными разломами, пересекающими кайнозойскую рифтовую систему Сиамского залива, центральным складчатым поясом п-ова Малакка и флексуобразным изгибом простираения кайнозойских структур на Суматре. Отметим резкое изменение мощности земной коры, совпадающее с обсуждаемой зоной в Центральной и Юго-Восточной Азии. Глубина залегания поверхности М уменьшается здесь от 60–70 км на западе до 35–40 км на востоке [6]. Это изменение повсеместно сопровождается более широким развитием различных основных вулканитов, включая кайнозойские базальты, к востоку от зоны. На трансевразийском трансекте № 21 зона выделяется в виде гигантской ступени в коре и всей литосфере [7]. Таким образом, эта зона может быть интерпретирована как крупный геолого-геофизический раздел, сравнимый с такими структурами, как линия Торнквиста, Уральский и Аппалачский фронты и др.

Представляет интерес рассмотреть металлогенические характеристики площадей, прилегающих к зоне 102–103° с востока и с запада, на основе статистического анализа банков данных по месторождениям полезных ископаемых, собранных в ГГМ. Этот аспект оказывается более интригующим, чем можно было бы предположить. На площади между 103–108° в.д. количество золотых и сурьмяных месторождений в полтора раза, железорудных – в два раза и марганцевых – в шестнадцать раз больше, чем на площади между 97–102°. Число полиметаллических месторождений примерно одинаково на обеих площадях, однако, в целом, месторождения восточной площади крупнее. Кроме того, на востоке находятся наиболее значительные скопления руд цинка и меди, редкоземельных металлов, урана, а также абсолютное большинство месторождений сибирских алмазов. Ряд хорошо известных крупных и суперкрупных месторождений размещен к востоку от 103°: медные Эрденет в Монголии и Удакан в России, редкоземельные Баянобо в Китае и Намсе на севере Вьетнама, цинковые Холоднинское в России и Улаан в Монголии, урановое Стрельцовское и алмазное Мирный в России. Минералы ртути и мышьяка часто присутствуют среди руд.

На западной площади между 97–102° в.д. отмечается заметное преобладание месторождений олова и других редких металлов – в два с половиной раза больше, чем на востоке. В них обычна существенная примесь руд тантала и ниобия. В ряде случаев установлено более высокое содержание свинца в полиметаллических месторождениях по сравнению с вос-

точной площадью. Среди крупных и суперкрупных месторождений, находящихся на западе, могут быть названы: золото-оловянное Олимпиадинское, свинцовое Горевское и крупнейшее ниобиево-танталовое Белозиминское (Россия), полиметаллические Ситьеншан (Китай) и Бодуин (Мьянма), оловянные Куала Лангат (Малайзия) и Пукет (Таиланд). Можно отметить также некоторые специфические тренды в распределении рудных месторождений на обеих площадях. Так, концентрация золотых месторождений на западе растет к югу, а на востоке – к северу. И там, и там оловянные месторождения преобладают к югу от 25° с.ш. Большинство месторождений полиметаллов и ртути расположено на западе к югу от 25° с.ш., а на востоке – к северу от него.

Сама зона 102–103° характеризуется повышенными концентрациями рудных месторождений от мелкого до крупного размера (в полтора раза больше, чем на востоке и западе) при полном отсутствии суперкрупных. В ее пределах установлено в 10 раз больше месторождений железа, в 5 раз – свинца и цинка и в 4 раза – меди по сравнению с прилегающими областями. Вместе с тем месторождения олова, сурьмы, вольфрама и ртути полностью здесь отсутствуют. Упомянутые особенности наиболее отчетливо видны между 25–50° с.ш.

Таким образом, рассматриваемая зона расположена на границе двух крупных доменов литосферы Евразии: западного с мощной корой и существенно литофильным профилем металлогении и восточного с более тонкой корой, характеризующегося преимущественно халькофильным типом минерализации. Конечно, это только принципиальная схема, оставляющая место для определенных исключений. Так, в пределах блоков с достаточно мощной докембрийской корой на востоке литофильная тенденция явно возрастает. Это относится, прежде всего, к большей части платформы Янцзы с широко известным оловянным месторождением Гэцзю и к Катазии на юго-востоке Китая с многочисленными проявлениями олова, вольфрама, молибдена. Но даже в этих случаях примесь халькофильных элементов оказывается существенной.

Генетически такое деление на резко различающиеся домены может быть связано не только с недавним взаимодействием литосферных плит на востоке Евразии, что очевидно, но, по-видимому, также с более глубоинной неоднородностью вещества Земли. Это может быть проиллюстрировано некоторыми данными. Зона 102–103° близко совпадает с одной из площадей максимальных температур в верхней мантии, по крайней мере на глубине 150 км [8]. Она также маркирует проекцию на поверхность Земли существенных изменений томографических характеристик на глубинах до 220–400 км [9]. Мы полагаем, что установленные закономерности было бы целесообразно учитывать как при анализе тектоники и геодинамики Евразии, так и при общей оценке перспектив Восточной Азии на различные полезные ископаемые. Работа выполнена в рамках Программы Президента РФ по поддержке ведущих научных школ (НШ-99.2003.5).

Литература

1. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: Пробел, 2000. 487 с.
2. Зоненицайн Л.П., Савостин Л.А., Милиарина Л.А. и др. Геодинамика Байкальской рифтовой зоны и тектоника плит Внутренней Азии. Геолого-геофизические и подводные исследования оз. Байкал. М.: Наука. 1979. 190 с.
3. Ren J., Wang Z., Chen B. et al. The tectonics of China from a global view. Beijing: Geol. Publish. House, 1999. 32 p.
4. Xu X., Deng Q. // J. Geophys. Res.. 1996. V. 42. № В3. P. 6209–6231.
5. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
6. Geoscience Interactive Databases (v1.0c) – Cornell University INSTOC.
<http://atlas.geo.cornell.edu/webmap>
7. Arctic Ocean – Eurasia – Pacific Ocean geoscience transect. Sc. 1:1,000,000 / Eds. X. Yuan, A.S. Egorov. Publication №276 of the Intern. Lithosphere Program: GGT 21. 2000. 17 sheets.
8. Kaban M.K. // Rus. J. Earth Sci. 2004. V. 6. № 2.
9. Ritzwoller M., Levshin A. Surface wave tomography of Eurasia. 1996
<http://phys-geophys.colorado.edu/geophysics/eurasia>

Ю.Г. Гатинский¹, Д.В. Рундквист¹, Ю.С. Тюпкин²

Транзитные зоны в современной блоковой структуре Евразии

На восточных, южных и западных границах Северо-Евразийской литосферной плиты [1] по сейсмическим и структурным данным выделяются широкие зоны, отделяющие ее от соседних плит: Северо-Американской, Тихоокеанской, Филиппинской, Австралийской, Индийской, Аравийской и Африканской. Эти зоны состоят из многочисленных блоков, которые различаются по своим размерам, строению и характеру предшествующей эволюции. Некоторые из этих блоков ранее выделялись как микроплиты или «малые плиты» [2, 3]. Границы блоков проводятся по повышенной сейсмичности и развитию активных сдвигов, надвигов или современных рифтов. Часть таких зон была названа «диффузными границами плит» [4, 5]. Нам представляется более удачным термин «транзитные зоны», поскольку они расположены между крупными литосферными плитами и служат участками передачи и релаксации возникающих между ними тектонических напряжений. Рассматривая границы плит как широкие сложно построенные пояса, мы можем адекватно интерпретировать современную мозаичную структуру литосферы Евразийского континента.

Среди транзитных зон, обрамляющих Северо-Евразийскую плиту, с востока на запад могут быть выделены следующие. Восточно-Азиатская зона расположена на границах с Тихоокеанской, Филиппин-

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

² Геофизический центр РАН, Москва, Россия

ской и Австралийской плитами и включает такие блоки, как Охотский, Японско-Корейский, Амурский, Юго-Восточного Китая, Индокитайско-Зондский и ряд более мелких. Центрально-Азиатская транзитная зона соответствует сложно построенной области взаимодействия Индийской и Северо-Евразийской плит. Среди блоков, на которые она раздроблена, выделяются Гималаи, оба Тибета, Тарим, Цайдам, Тянь-Шань и др. Эта зона полностью совпадает с «треугольником» максимальной сейсмической активности Евразии, выделенным на основе анализа плотности распределения эпицентров землетрясений [6]. Характерно, что если в предыдущей зоне преобладают достаточно крупные блоки, некоторые из которых сопоставимы по размеру с Филиппинской плитой, то здесь они имеют относительно небольшие размеры, не превышающие 1300x500 км (Тарим). Можно думать, что это связано с большей интенсивностью процессов коллизии на границе с Индийской плитой по сравнению со спокойнее протекающими процессами субдукции на востоке.

Далее на запад может быть выделена транзитная зона Центрального Тетиса вдоль границ Северо-Евразийской плиты с Индийской, Аравийской и частично с Африканской плитами. Она включает такие блоки, как Афганский, Лут, Иранский, Эгейский и др. На большей части границы с Африканской плитой расположена Северо-Африканско-Апулийская транзитная зона, образованная рядом блоков Магриба, Восточного Средиземноморья и Апеннинского п-ова. Взаимоотношения между Северо-Евразийской плитой и крайней западной частью Европы (к западу от Рейнских грабен) во многом неясны. Хотя результаты спутниковых измерений для обоих доменов довольно близки [7], структурные и сейсмические данные позволяют предполагать их начинающееся разделение. В связи с этим нам представляется возможным проведение западной границы Северо-Евразийской плиты вдоль Рейнских грабен и далее на востоке Северного моря вплоть до соединения со Срединно-Атлантическим хребтом к юго-западу от Шпицбергена [1]. Это приводит к необходимости выделения самостоятельной литосферной плиты Северо-Восточной Атлантики и транзитной зоны между ней и Северо-Евразийской плитой, включающей Франко-Британский, Иберийский, Альборанский и более мелкие блоки.

По результатам спутниковых измерений, блоки в пределах рассмотренных транзитных зон Евразии имеют местные различия в направлениях и скоростях горизонтальных перемещений как в системе ITRF, так и, особенно, по отношению к предположительно стабильной Евразии. Это наиболее отчетливо видно на примере Центрально-Азиатской зоны, где устанавливается развал векторов блоков с отклонением к востоку и юго-востоку на востоке и к северу и северо-северо-западу на западе [1]. Влияние коллизии Евразии и Индостана приводит к тому, что скорости современных горизонтальных движений в этой зоне заметно отличаются от скоростей, предсказанных моделью NNR-

NUVELL-1A для перемещения Евразийской плиты. Количественная оценка уменьшения влияния процессов коллизии по мере удаления от границы Индийской плиты позволила выделить ряд сегментов, внутри которых модули отклонения экспериментальных векторов скоростей горизонтальных движений от скоростей, рассчитанных по модели NNR-NUVELL-1A, убывают линейно с увеличением расстояния от упомянутой границы. При этом скорость убывания коррелирует с уменьшением интенсивности выделения сейсмической энергии в пределах транзитной зоны. В то же время кинематика находящихся на ее периферии блоков Тарим и Тянь-Шань не может быть объяснена моделью движения жесткого блока, что, по-видимому, связано с все еще достаточно сильной деформацией этих блоков под влиянием процессов коллизии [8].

По-видимому, подобные транзитные зоны характерны для границ и других крупных плит. В частности, они могут быть выделены на западе Северной Америки между Северо-Американской и Тихоокеанской плитами, в Карибском регионе на границе двух Американских плит, к востоку от Австралии на границе с Тихоокеанской плитой, в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы между Африканской и Сомалийской плитами и т.д. Идея о транзитных зонах хорошо согласуется с представлениями о взаимной компенсации конструктивных и деструктивных процессов [9], поскольку в их пределах, с одной стороны, происходит наращивание континентальной земной коры за счет процессов субдукции и коллизии и в то же время наблюдается ее дробление на фракталообразные блоки под влиянием взаимодействия крупных литосферных плит.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. // Геотектоника. 2004. № 1. С. 3–20.
2. Zonenshain L.P., Savostin L.A. // Tectonophysics. 1981. V. 76. P. 1–45.
3. Ушаков С.А., Иванов О.П., Прозоров Ю.И. Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса. Жизнь Земли. Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М.: Изд-во МГУ, 1984. С. 3–14.
4. Stein S., Sella G.F., Okal E.A. Plate boundary zones. Eds. S. Stein, J.T. Freymueller. Washington, D.C.: Amer. Geophys. Union. 2002. Geodynamics Series. V. 30. P. 243–254.
5. Bird P., Kagan Y.Y., Shen Z.-K., Liu Z. Plate tectonics analysis of shallow earthquakes: Toward long-term seismic hazard models, based on tectonics. UGLA Department of Earth and Space Sciences. Oct. 1, 2003. Presented to USGS, Menlo Park, CA, USA.
6. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г., Буш В.А., Кособоков В.Г. Территория России в современной структуре Евразии // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 266–277.
7. Nosquet J.-M., Calais E. // Geophys. J. Intern. 2003. V. 154. P. 72–88.
8. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С. Деформируемость блоковой структуры Восточной и Центральной Азии // Геотектоника (в печати).
9. Гатинский Ю.Г. Современные представления о динамике континентальной земной коры. М.: Изд-во ВИЭМС, 1985. 49 с.

Структурные и динамические факторы сегментации речных долин восточного склона Южного Урала

На восточном склоне Южного Урала нами были изучены речные долины рек бассейна Тобола, включая составляющие Аята (Камышлы-Аят, Сухая, Акмулла, Карагайлы-Аят, Караталы-Аят и их притоки), Тогузака (Нижний, Средний и Верхний Тогузак) и Уя, а также бассейна реки Урала (долина Гумбейки). Цель наших исследований заключалась в выявлении динамики эволюции речных долин, в частности, формирования аллювиальных комплексов (как самих речных террас, так и слагающих их аккумулятивных образований), и установлении ее зависимости от структурных и геоморфологических факторов.

Одной из главных и наиболее значимых для понимания особенностей геоморфологической структуры речных долин восточного склона Южного Урала является их сегментированное строение, которое определяется на разных структурных уровнях. Сегментация речных долин определяется, в первую очередь, региональной геоморфологической зональностью Южного Урала. Основной структурно-геоморфологический раздел изученной территории, который принимается за границу Уральского горного сооружения и Западно-Сибирской низменности, маркируют долинные неотектонические структуры: русловые пороги, водопады или многометровые береговые уступы. В геологической структуре этой границе соответствует крупный сдвиг. Детальные полевые работы дают основания полагать, что подновленные сдвиговые движения в этой зоне продолжают поныне. В долине р. Уй, к западу от поселка Скалистый, около деревни Осиповка, река описывает крупный меандр к северу, при этом русло глубоко врезано в коренные склоны, аллювиальные террасы представлены лишь пойменной. В голье меандра, совпадающего географически с границей между Зауральским пенепленом и Западно-Сибирской низменностью, речная долина характеризуется порошками и двухрукавным руслом. Эту же границу маркируют береговые уступы среднеплейстоценовой поверхности в долине Среднего Тогузака севернее Новоивановского моста (к западу от поселка Большевик). На небольшом отрезке долина резко меняет простирание на меридиональное; уступы расположены на западном борту, со стороны восточного развиты невысокие аккумулятивные террасы. Наконец, восточнее Новониколаевки, в долине реки Караталы-Аят на аналогичном пограничном участке характер русла довольно резко изменяется, и появляются небольшие внутридолинные водопады. Схожие речные водопады (до 1.3м) встречаются в долине Нижнего Тогузака, которые маркируют край зоны «отпрепарированного пенеплена».

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Сегментация долин выражена в широком масштабном спектре. В случае субмеридиональных долин широко развиты эрозионные террасы, по высоте соответствующие, как правило, первой надпойменной (режевской) террасе. Субмеридиональные долины довольно симметричны и характеризуются значительным современным эрозионным врезом. (долины рек Акмулла и Камышлы-Аят около пос. Могутовский). В районе поселка Неплюевка современная речная сеть в плане представляет собой серию ортогональных водотоков (реки Акмулла, Яндырка, Каменная и их притоки), врезанных в низкую водораздельную поверхность выравнивания. В широтных сегментах долины широкие, с развитыми аккумулятивными террасами, в то время как меридиональные сегменты представляют собой глубокие узкие эрозионные структуры. Важной особенностью таких участков является наличие новейших подвижек, выраженных либо в порожистых участках, либо в малоамплитудных новейших разломах, смещающих в субвертикальной плоскости рыхлый покров склоновых (делювиальных, элювиально-делювиальных) образований. Схема динамического развития меридиональных речных долин заключается в наследовании геометрически сближенных ложбин сходного простирания в процессе этапов врезания русла на фоне общего поднятия территории либо в быстром субпараллельном перескоке русла водотока.

В местах сочленения субширотных и субмеридиональных сегментов долины, как правило, представляют собой систему коротких асимметричных впадин. Со стороны внешнего борта (по отношению к изгибу) могут быть развиты высокие цокольные террасы, либо склон молодой долины непосредственно причленяется к низкой эрозионной поверхности выравнивания. С противоположного борта, наоборот, развиты широкие низкие аккумулятивные поверхности, часто присутствуют ясно выраженные пойменные террасы нескольких генераций. Со стороны высокого борта могут быть развиты мощные высокие надпойменные аккумулятивные террасы, выполненные позднеплейстоценовым камышловским или среднеплейстоценовым исетским аллювиальными комплексами. В этих случаях аллювий литологически однороден, с согласными горизонтальными контактами между пачками. Сегменты запад-северозападного простирания могут характеризоваться резко увеличенной шириной речных долин по сравнению со смежными, отличающимися по простиранию. Эти сегменты также характеризуются многорукавными руслами, разделенными широкими низкими аккумулятивными поверхностями, и полным спектром аккумулятивных террас. В разрезах террас встречаются структуры узких и относительно глубоких вложений. Схема динамического развития подразумевает развитие таких сегментов в условиях относительного растяжения, ориентированного в северо-восточном направлении, коррелятного левосдвиговой кинематике подовленных на новейшем этапе киммерийских разломов Копейской шовной зоны [3,4]. Сегменты долины, характеризующиеся наличием высоких аккумулятивных террасовых комплексов, развиваются в условиях

относительного погружения (можно предполагать в ряде случаев обстановки конседиментационного погружения), а участки с преобладанием эрозионных форм и цокольных террас – в условиях относительного поднятия.

Деформационные структуры в новейших образованиях маркируют неотектонические сегменты, активность которых также связана с общей кинематической схемой и полем новейших деформаций [3,4]. Наименее крупными сегментами речных долин (сотни метров) являются широко распространенные П-образные в плане изгибы, характеризующиеся внутридолинными поднятиями или другими морфологическими особенностями. Природа таких структур неоднозначна. В частности, развитие таких блоков может соответствовать кинематике новейших сдвигов – в этом случае внутридолинное поднятие обусловлено относительным сжатием поперек долины при правосторонней транспрессии. На этих сегментах, как правило, присутствуют структуры вложения молодых аллювиальных комплексов в более древние, к ним же приурочены максимальные мощности аллювиальных образований.

Детальные исследования аллювиальных комплексов и их морфологической позиции позволили заключить, что перестройка орографической сети восточного склона Южного Урала происходила между первой и второй половинами среднего неоплейстоцена. Во всех изученных случаях уфимский аллювий, датируемый сывлицким (лихвинским) межледниковьем [2], вскрыт на значительном удалении от молодой долины, в сегментах, характеризующихся наличием ослабленных субмеридиональных зон. Все описанные разрезы расположены именно на площадях, географически соответствующих участкам палеодолин, выделяемых А.П.Сиговым [1], и соответствующих им эрозионно-структурным депрессиям. Разрез среднеплейстоценового аллювия около поселка Красный Яр территориально совпадает с Казанской долиной (и Казанской позднемезозойской депрессией). На данном участке собственно аллювиальный комплекс вскрыт на значительном удалении от молодой долины, а выше по течению молодая долина р. Сухой по зоне разлома вложена непосредственно в коренные породы. Близкая ситуация описана около пос. Сухореченского. Комплекс третьей (исетской) надпойменной террасы, развитый около водохранилища выше Сухореченского, вложен в коренной склон, выполненный элювированными базитами и их корами, а чуть ниже по течению, около пос. Рассветный, вскрыты среднеплейстоценовые осадки, в т.ч. контакт исетского и уфимского аллювия. На значительном расстоянии от долины, к югу от Рассветного, мощный комплекс уфимского аллювия вскрыт в искусственном обнажении. В данном случае уфимский аллювий приурочен к Георгиевской палеодолине (и одноименной депрессии). Мы предполагаем, что комплекс уфимского аллювия формировался в условиях меридиональных транзитных водотоков, а исетский аллювий накапливался уже в принципиально отличающихся условиях, близких к современным. Интервалы

речных долин, в которых уфимский аллювий залегает в цоколе третьей (исетской) террасы, географически совпадают с участками меридиональных палеодолин.

Таким образом, сегментация речных долин определяется комплексом геоморфологических, структурно-геологических и тектонических факторов, причем последний может играть ведущую роль. Морфотектонические характеристики долин при различном масштабе рассмотрения отвечают особенностям и региональных геоморфологических провинций, и локальных участков – блоков трансрессивного или трансенсивного режимов развития. Современное геоморфологическое положение речных долин оформилось в середине среднего неоплейстоцена в результате коренной перестройки орографической сети восточного склона Южного Урала.

Литература

1. Сизов А.П., Шуб В.С., Гузовский Л.А. и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. Саратов: Изд-во Саратовского ун-та, 1968. 252 с.
2. Стефановский В.В. Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала. В кн.: Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). Екатеринбург, 1997. С. 93–139.
3. Тевелев А.В. Альпийская тектоника Южного Урала. В кн.: Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 230–234.
4. Тевелев А.В., Георгиевский Б.В., Гаврилова Е.В. Тектонические факторы деформирования четвертичных отложений Южного Урала // Мат-лы XX Всероссийской молодежной конференции Строение литосферы и геодинамика. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. С. 35–37.

И.Ф. Гертнер¹, Д.Н. Войтенко¹, В.В. Врублевский¹, А.М. Сазонов²

Структурно-тектонические факторы формирования нефелиновых руд Кия-Шалтырского месторождения (Кузнецкий Алатау)

Многочисленные интрузии нефелинсодержащих пород, расположенные в пределах северного склона Кузнецкого Алатау, считаются производными щелочно-базитового магматизма и представлены магматическими ассоциациями раннепалеозойского возраста [1-3]. Их пространственная локализация контролируется тектоническими зонами северо-западного и субмеридионального простириания, которые трансформируются дайками субщелочных и щелочных габброидов, полевошпатовых и бесполевошпатовых фойдолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов [4].

¹ Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия

² Красноярский государственный университет цветных металлов и золота (КГУЦМиЗ), Красноярск, Россия

Одним из наиболее крупных проявлений высокосортных нефелиновых руд в регионе является Кия-Шалтырское месторождение, разрабатываемое в настоящее время. Его уникальность обусловлена пространственным совмещением в структуре единого плутона субщелочных габброидов и ультраосновных фойдолитов. Особенности строения и вещественного состава последних позволяют рассматривать их в качестве дифференциатов самостоятельного ийолитового расплава. Об этом свидетельствуют и сегрегации фенокристов нефелина в дайках микроийолитов, отсутствие вулканических аналогов уртитов, кумулятивный характер микроструктуры нефелиновых руд, а также их отличия по изотопному составу O и Sr от габброидов, предполагающие большую степень коровой контаминации первичной мантийной магмы [5].

Геологическое строение Кия-Шалтырского плутона обусловлено комбинацией трех последовательных фаз внедрения, представленных пойкилитовыми мелано- и мезократовыми субщелочными габброидами, уртитам и трахитоидными лейкогаббро. Интрузивные тела двух первых из них имеют отчетливо выраженное северо-западное простирание и по своей ориентировке близки к обрамляющим складчатонадвиговым структурам терригенно-карбонатной толщи раннекембрийского возраста. Надвиговый пакет в пределах месторождения характеризуется общим антиформным строением и на своих флангах осложняется более поздними субсогласными тектоническими зонами скольжения. По результатам микроструктурного анализа породобразующего кальцита, для данных нарушений устанавливается сдвиговый стиль смещения левосторонней направленности. Нами предполагается, что именно эти разрывные дислокации выступали в роли рудолокализирующих и способствовали раскрытию магматических камер пойкилитовых габброидов и уртитов по типу «pull-apart». Необходимая для этого нелинейная траектория тектонического транспорта выражается в вариациях простирания дизъюнктивов и осевых поверхностей складок в пределах вмещающей рамы.

Морфология уртитового тела имеет сложную дугообразную конфигурацию, которая определяется наложением на основную ромбовидную структуру сдвига-раздвига дополнительной полости отрыва северо-восточной ориентировки. Для них устанавливается единый план палеонапряжений, допускающий синхронность образования. По геофизическим данным, в точке сочленения этих элементов фиксируется субвертикальный подводящий канал цилиндрической формы [6], что подтверждается микроструктурным анализом нефелина в урритах. На удалении от него кристаллографическая ориентировка минерала изменяется, свидетельствуя о субгоризонтальном конвективном течении магмы [7]. Общий характер петроструктурных узоров фойдолитов указывает на вязкопластическое перемещение кашеобразного расплава в интрузивной камере. Аналогичное заполнение полости отрыва типа «pull-apart» наблюдалось нами в дайке уртит-порфира вблизи месторождения. По на-

шим данным, сегрегация фенокристов нефелина происходит именно в структурной ловушке сдвига-раздвига, а на ее выклинивании уртит-порфиры сменяются микройолитами.

Интрузивное тело трахитоидных габброидов Кия-Шалтырского массива отличается преобладающим субмеридиональным удлинением и, по-видимому, формировалось в другом динамическом режиме. Его линзовидная форма в большей степени соответствует полости отрыва при субширотной ориентировке вектора растяжения. Подобный тектонический стиль сходен с общим планом региональных структур девонской рифтогенной деструкции каледонид Алтае-Саянского складчатой области. На территории Кузнецкого Алатау ее типичными проявлениями считается формирование субмеридиональных грабенов, выполненных вулканогенно-осадочными отложениями, а также многофазных щелочно-габброидных плутонов. Например, расположенный южнее изученного месторождения Дедовогорский щелочно-базитовый массив обнаруживает сходство с интрузией трахитоидных габброидов Кия-Шалтыря не только по своей структуре, но и по петрографическому составу пород.

Предварительный анализ эволюции изотопов Nd в валовых пробах и минеральных монофракциях фойдолитов и пойкилитовых габброидов Кия-Шалтырского массива подтвердил их сходные параметры, отвечающие первичному мантийному источнику с $\epsilon Nd_T = +5,3+5,7$. Распределение составов пород на Sm-Nd диаграмме соответствует изохроне с возрастом 469 ± 45 млн лет (MSWD = 0,6). Близкое время формирования уртитов устанавливается и Rb-Sr изотопным методом ($T = 459 \pm 29$ млн лет, MSWD = 0,54). Sm-Nd изотопные характеристики трахитоидных габброидов Кия-Шалтырского плутона ($\epsilon Nd_T = +4,8$) в большей степени отвечают параметрам пород Дедовогорской интрузии ($\epsilon Nd_T = +5,5$), образуя линейную регрессию с возрастом 396 ± 30 млн лет, что вполне согласуется с полученной U-Pb датировкой ($400,9 \pm 6,8$ млн лет) ее пород [3]. Несмотря на наблюдаемое перекрытие возрастных интервалов указанных петрографических ассоциаций, вполне возможно допустить их хронологическую автономность, которая подтверждается различиями динамического режима деформаций структур Кузнецкого Алатау в ордовике-силуре и на рубеже силур-девон.

Резюмируя совокупность структурных и петрологических данных по щелочно-базитовому магматизму Кузнецкого Алатау, следует отметить, что наиболее реальными тектоническими факторами формирования богатых нефелиновых руд в регионе являются сдвиговые нарушения северо-западного простирания, которые способствуют образованию значительных по объему полостей раскрытия и процессам дифференциации фойдолитовых расплавов.

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. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Под ред. А.Ф. Морозова]. Новосибирск: Изд-во СО РАН: филиал «Гео», 2000. 187 с.
2. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Журавлев Д.З., Макаренко Н.А. // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 3. С. 378–382.
3. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Руднев С.Н., Борисов С.М., Войтенко Д.Н. У-Рb-изохронный возраст финальной стадии проявления щелочно-базитового магматизма в Кузнецком Алатау. В кн.: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс. конф. Санкт-Петербург, 2003. С. 121–124.
4. Гертнер И.Ф., Корчагин С.А., Макаренко Н.А., Осипов П.В. О пространственной локализации высокощелочных дайковых пород Марининской Тайги – индикаторов нефелинового оруденения. В кн.: Актуальные вопросы геологии Сибири. Тез. докл. научн. конф. Томск, 1988. Т. 1. С. 165–167.
5. Покровский Б.Г., Андреева Е.Д., Врублевский В.В., Гринев О.М. // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 259–273.
6. Осипов П.В., Макаренко Н.А. Структурно-геологические модели и вопросы механизма формирования эталонных нефелиновых месторождений щелочно-габбронидной формации Кузнецкого Алатау. В кн.: Геологические формации Сибири и их рудоносность. Вып. 3. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1991. С. 93–103.
7. Войтенко Д.Н., Гертнер И.Ф. // Вестник Томского государственного университета. 2003. Прил. 3. Т. 3. С. 156–158.

М.Д. Гесь¹

Геодинамические комплексы и террейновая структура каледонид Тянь-Шаня

Актуалистическая интерпретация геодинамических комплексов и террейновый анализ каледонского орогена Тянь-Шаня позволяют выделить в нем несколько микроконтинентальных, палеоокеанических и островодужно-краевоморских относительно автохтонных и аллохтонных террейнов, а также «сшивающие» и покрывающие их неавтохтонные комплексы. Террейны ограничены раннепалеозойскими шовными зонами (сутурами) или крупными надвигами, значительно нарушенными позднепалеозойскими и неотектоническими дизъюнктивами.

Микроконтинентальные террейны. В пределах каледонского орогена Тянь-Шаня под названием срединных или стабильных массивов с давних пор выделялись выступы раннедокембрийских комплексов глубокометаморфизованных пород. С учетом данных по соседним регионам Центральной Азии можно достаточно надежно предположить, что они представляют собой микроконтинентальные террейны, являющиеся фрагментами распавшегося в рифее-венде континента Восточная Гондвана [1; 2], окруженного до этого океаническими и, возможно, островодужными террейнами, впоследствии аккрегировавшимися к этому

¹ Институт геологии НАН, Бишкек, Кыргызстан

континенту. Вместе они образовали сложную аккреционную структуру, состоящую из фрагментов континентальных, океанических и других геодинамических комплексов, подвергшихся метаморфизму и коллизонной (постаккреционной) гранитизации [3]. Именно такое строение кристаллического основания и представляло собой краевую часть Восточной Гондваны. На нее впоследствии (в среднем рифее-венде) воздействовал континентальный рифтогенез, достигший в части рифтов спрединга и отделения микроконтинентальных террейнов, окружавшихся новообразованными океаническими бассейнами.

Фрагменты Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского террейнов включают в себя: 1) досреднерифейское глубокометаморфизованное аккреционное основание, 2) комплексы среднерифейско-вендских континентальных рифтов и 3) поздневендско-нижнепалеозойский осадочный чехол, представленный комплексами пассивных окраин этих микроконтинентальных террейнов: склона и подножья в Срединном Тянь-Шане и шельфовым – в Северном Тянь-Шане. Судя по такому строению террейнов, можно было бы предполагать, что толщи, залегающие на метаморфическом основании, представляют собой покрывающие единицы композитных террейнов. Однако учитывая то, что комплексы континентальных рифтов начинали дисперсию кратона Восточной Гондваны, а чехольные отложения завершали формирование уже раздельных микроконтинентальных террейнов – Срединно-Тянь-Шаньского и Северо-Тянь-Шаньского, более достоверным будет включать их в единую структуру каждого в отдельности из этих террейнов, ограниченных сутурными швами соответствующего возраста, трассирующими следы поглощения литосферы разделяющих микроконтиненты раннепалеозойских океанических бассейнов Жалаир-Найманского, ограничивающего Северо-Тянь-Шаньский террейн с севера (с запада в прошлой ориентировке), и Ишим-Нарынского, отделяющего его от Срединно-Тянь-Шаньского террейна. Кроме того, последний с юга ограничен сутурой герцинского океана Палеотетис.

Сохранившиеся признаки сутурного шва, отделяющего Срединно-Тянь-Шаньский террейн от Северо-Тянь-Шаньского, включают: 1) разницу в характере разновозрастных геодинамических комплексов их пассивных окраин; 2) присутствие местами круто погружающихся дуплексов, сложенных офиолитами, очевидно, представляющими собой фрагменты коры разделявшего микроконтиненты палеоокеанического бассейна; 3) приуроченность к этому шву резкой гравитационной ступени. Сутура (Жалаир-Илийская), отделяющая с севера Северо-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн от Атасу-Джунгарского микроконтинента, представляет собой систему сближенных разломов. К ней приурочен Чу-Балхашский офиолитовый пояс. По данным А.В.Авдеева [4], на северо-западном окончании эта сутура трассируется серпентинит-родингит-гидроэклогитовыми протрузиями с клиньями кембрийских базальтово-фтанитовых разрезом.

Палеоокеанические террейны представляют собой фрагменты коры упомянутых выше океанических бассейнов, при замыкании обдуцировавших на Северо-Тянь-Шаньский и Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейны. При этом образовались два аллохтонных террейна палеоокеанического происхождения – Жалаир-Илийский и Сарыджаз-Чаткальский. Границами, отделяющими их от микроконтинентов, представляются рассмотренные выше сутуры, а также подошвы обдукционных шарьяжей. В некоторых аллохтонах Жалаир-Илийского террейна (например, в Сарытауском покрове) разрез офиолитовой ассоциации представлен наиболее полно. По своим петрогеохимическим особенностям она соответствует MORB и частично базальтам симаунтов [5, 6]. Данными глубинного сейсмического зондирования и бурения [4, 7] для Сарытаусского покрова, как и для некоторых других фрагментов офиолитов в этом районе, доказано их аллохтонное залегание. Здесь они надвинуты непосредственно на гнейсовое основание Северо-Тянь-Шаньского террейна, а в других местах – на кембрийско-тремадокские сланцево-терригенно-карбонатные отложения его палеошельфа. Время обдукции офиолитов Жалаир-Найманского террейна на пассивную окраину Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента – преарденинское [4].

Сарыджаз-Чаткальский островодужно-палеоокеанический аллохтонный террейн образовался при закрытии упомянутого выше Ишим-Нарынского океанического бассейна и обдукции на Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинент сильнонарушенных фрагментов офиолитов из аккреционного клина, а также вулканитов разных частей ранне-среднеордовикской островной дуги, к которой относился этот клин. Границами террейна являются сутура Ишим-Нарынского бассейна («Линия Николаева») с севера и Атбаши-Иныльчекский разлом с юга, наследующий позднепалеозойскую сутуру Туркестанского палеоокеана. Нижняя часть аллохтонного террейна образована шарьяжным основанием обдукционного покрова офиолитов на Срединно-Тянь-Шаньском микроконтинентальном террейне. Здесь к ним относятся протрузии серпентинитов и серпентинитового меланжа, останцы тектонизированных полосчатых амфиболитованных габбро и пироксенитов, а преобладают метабазальтовые толщи, включающие горизонты метакремнистых сланцев с кембрийско-ордовикскими микропалеонтологическими остатками. По петрогеохимическим характеристикам аповулканиты сходны с MORB. Присутствие в зеленых сланцах глаукофана, интенсивный неравномерный динамометаморфизм, местами сложная изоклиальная складчатость, наличие серпентинитового меланжа свидетельствуют о принадлежности сохранившихся фрагментов офиолитов к аккреционному клину, обдуцированному на Срединно-Тянь-Шаньский микроконтинентальный террейн при его коллизии со среднеордовикской энсиалической островной дугой. Верхняя возрастная граница обдукции офиолитов Сарыджаз-Чаткальского террейна и время амальгамации его со Средин-

но-Тянь-Шаньским микроконтинентальным террейном выражается в перекрывающем постамальгамационном неоавтохтоне верхнеордовикской молассы.

Кыргызско-Терскейский островодужно-краевоморский аллохтонный террейн, судя по распространению его фрагментов, в качестве тектонических покровов (субтеррейнов) располагается исключительно на Северо-Тянь-Шаньском микроконтиненте, а с юга ограничен сутурой Ишим-Нарынского океанического бассейна. В строении этого террейна участвуют кембрийские вулканы с петрохимическими характеристиками энсиматической островной дуги (толеитовые базальты, суббониниты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, их туфы, туфоконгломераты) и задугового надсубдукционно-спредингового бассейна (офиолитовая ассоциация). Кроме того, с островодужными вулканитами тесно ассоциируют небольшие интрузивы кварцевых диоритов-тоналитов, а вулканы задугового бассейна покрываются глубоководными кремнистыми, глинисто-кремнистыми отложениями и вулканомиктовыми турбидитами. Аллохтонное залегание задуговых офиолитов и вулканитов островной энсиматической дуги, образующих Кыргызско-Терскейский террейн, на комплексах Северо-Тянь-Шаньского микроконтинента подчеркивается их положением в ядрах синформных складок, образованных конформно подошвой аллохтона и слоями отложений автохтона. При этом основании в тектонических офиолитовых покровах часто наблюдается серпентинитовый меланж и офиолитовые олистростромы.

Как обдукция описанного выше Жалаир-Илийского палеоокеанического террейна, так и шарьирование Кыргызско-Терскейского террейна на Северо-Тянь-Шаньский микроконтинент, произошли в начале аренингского времени. Таким образом путем амальгамации сформировался *композиционный супертеррейн*, который можно назвать *Северо-Тянь-Шаньско-Жалаир-Илийско-Кыргызско-Терскейским*. К завершению амальгамации было приурочено внедрение «сшивающих» этот составной террейн гранитоидных массивов. В свою очередь, после вскрытия эрозией эти гранитоиды совместно с другими комплексами были «запечатаны» неоавтохтоном верхнеаренингско-среднеордовикского флиша и вулканогенно-осадочных образований энсиалической островодужной системы, представляющих неоавтохтон этого композиционного террейна.

В позднем ордовике описанные выше супертеррейны в Северном и Среднем Тянь-Шане претерпели коллизию и амальгамацию с образованием еще более крупного *Тянь-Шаньского позднекаледонского супертеррейна* (Тянь-Шаньского каледонского орогена). Эти процессы сопровождались накоплением перекрывающих его верхнеордовикских молассовых отложений неоавтохтона, после которого происходило внедрение многочисленных крупных «сшивающих» массивов верхнеордовикских и силурийских гранитоидов.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, кн.1. М.: Недра, 1990. 327 с.
2. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т. Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
3. Гесь М.Д. Выступы древних комплексов в каледонидах Тянь-Шаня: Строение и происхождение. Тектоника Азии: Тез. докл. М.: ГЕОС, 1997. С. 62–64.
4. Авдеев А.В. // Советская геология. 1984. №4. С.63–72.
5. Гесь М.Д. Магматизм и геодинамическая эволюция каледонского орогена Тянь-Шаня. Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. // Изв. НАН Кыргызстана. 1999. С. 33–42.
6. Гесь М.Д. Офиолиты в каледонидах Тянь-Шаня: геодинамические типы и их положение в тектонической структуре. Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Тез. докл. М.: ГЕОС. 2003. С.133–135.
7. Краснобородкин В.К. Геологическое строение и палеозойская история развития Заилийского района (Южный Казахстан). Автореф. дисс. ... канд. Геол.-мин. Наук. Алма-Ата, 1985. 24 с.

Т.В. Гиоргобани¹

Альпийская коллизионная геодинамика Большого Кавказа и прилегающего Закавказья

Новейшая коллизионная геодинамика рассматриваемой территории обусловлена воздействием Черноморско-Закавказского микроконтинента (ЧЗМ) на южный край мегантиклинория Большого Кавказа (БК) на позд-некайнозойской (поздний миоцен–антропоген) стадии развития региона. В это время на Кавказе сменилась геодинамическая обстановка, вызвавшая переориентировку главного направления его сжатия с северо-восточного на субмеридиональное [1]. Происходило это под воздействием интенсивного долготного тангенциального сжатия, возникающего в результате сближения Аравийской платформы с Евразийским континентом, в частности со Скифской плитой. Этот процесс сопровождался резким сокращением ширины ЧЗМ и столкновением его со складчатой системой БК, что обуславливало их интенсивные деформации. Ограничивающая БК с севера Скифская платформа в этом коллизионном взаимодействии играла пассивную роль и оставалась относительно неподвижной. Поэтому основные деформации происходили в зоне сочленения мегантиклинория и микроконтинента. Эта пограничная линия представляет собой крупнейший глубинный разлом, который протягивается параллельно структурам БК с северо-запада на юго-восток на расстоянии 1250 км.

Детальное изучение морфологии коллизионных структур в зоне их соприкосновения позволяет судить о протекавшем здесь геодинамическом процессе. Было установлено, что этот процесс представляет собой не столкновение отдельных и целостных структур, как это считали большинство предыдущих исследователей, а является субмеридиональ-

¹ Геологический институт (ГИН) АН Грузии, Тбилиси, Грузия

ным и косым взаимодействием двух плит, предварительно испытывающих интенсивную поперечную сегментацию. Полученные новые данные свидетельствуют о значительно более сложном, чем это предполагали ранее, характере коллизии ЧЗМ под складчатую систему БК.

В начале новейшего этапа эти структуры совместно были рассечены субмеридиональными разломами на отдельные части. БК был разделен на Северо-Западный (СЗ), Центральный (Ц), Восточный (В) и Юго-Восточный (ЮВ) сегменты, а микроплита – на одноименные наноплиты. В результате этого процесса возникли четыре пары структур, состоящие из сегментов складчатой структуры БК и соответствующих им наноплит, разграниченных отрезками краевой разломной зоны (рисунок). Интенсивное долготное сжатие, кроме того, вызывало дробление самих наноплит на отдельные поперечные мелкие блоки – шоли. Кинематика движения этих плит обусловила автономную деформацию разных участков складчатой системы БК.

Северо-Западная наноплита в течение данного времени оставалась относительно неподвижной. Она была расчленена на мелкие блоки-шоли, которые вдавигались в долготном направлении в морфоструктуру БК. Кинематика перемещения шолей была разной. Одни шоли придвигались к разломной границе и внедрялись в складчатую структуру мегантиклинория, а другие – пододвигались под нее. В результате таких деформаций СЗ Кавказ испытывал только слабое вращение против часовой стрелки.

Центральная наноплита более монолитна, раздроблена только ее западный и восточный края, где происходили вдвижение и пододвигание этих блоков в структуры южной краевой зоны БК. Большая единая часть наноплиты неравномерно придвигалась и субмеридионально косо прижималась к складчатой системе. В результате Ц.Кавказ совместно с одноименной наноплитой испытывал поступательно-вращательное перемещение в северном направлении. Ротация происходила против движения часовой стрелки на 20°. Поэтому восточная часть Ц.Кавказа продвинулась на север на большее расстояние, чем западная. При этом Гагра-Джавская зона по Орхевскому разлому пододвигалась под Местия-Тианетскую и Чхалта-Лайлинскую зоны Южного склона БК. В свою очередь, эта последняя и Казбеги-Лагодехская зоны по Главному надвигу были пододвинуты под зону Главного хребта.

Восточная наноплита, которая почти не была сегментирована на мелкие блоки, кроме Иорской шоли, целиком продвигалась в северо-восточном направлении и пододвигалась под складчатую систему В.Кавказа. Тангенциальное сжатие, возникающее при поддвиге, передавалось мегантиклинорию, вследствие чего В.Кавказ, двигаясь вдоль ограничивавших его Чож-Арагвинского и Самурского разломов, перемещался в северо-восточном направлении. В результате происходило вклинивание в Терско-Каспийский прогиб краевой, самой узкой, части Дагестанского клина, с образованием вдвигово-надвиговых структур [2,3].

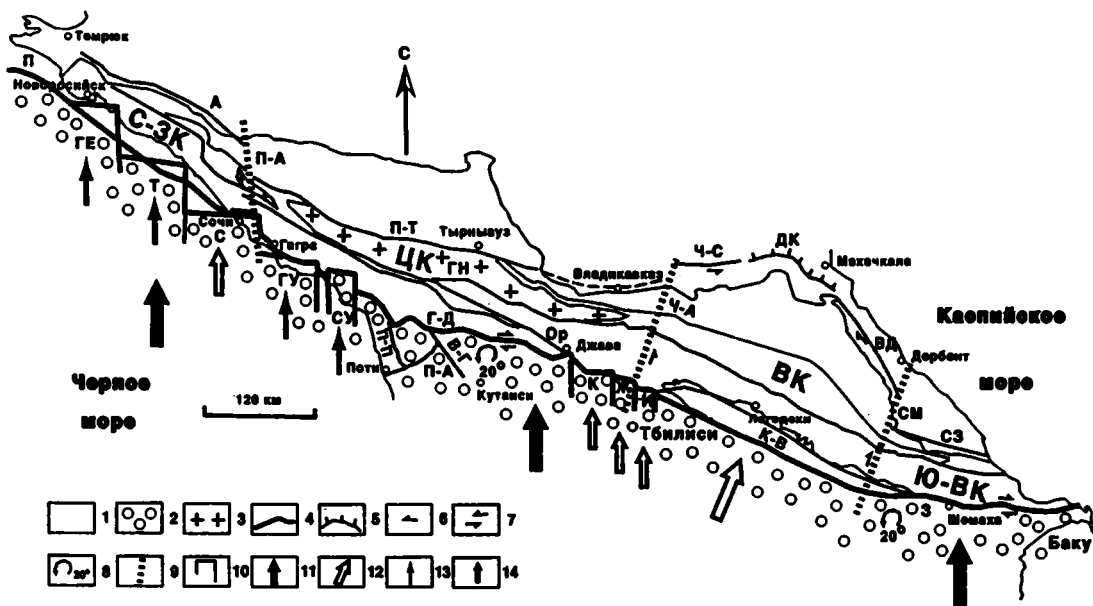


Рис. Схема альпийской коллизионной геодинамики Большого Кавказа и прилегающего Закавказья

1 – мегантиклинорий Б.Кавказа; 2 – Черноморско-Закавказский микроконтинент; 3 – кристаллическое ядро Б.Кавказа; 4 – южный краевой разлом мегантиклинория Б. Кавказа; 5 – вдвигово-надвиговая зона Дагестанского клина; 6 – направление перемещения В.Кавказа и Дагестанского клина; 7 – сдвиги; 8 – направление движения и угол вращения наоплит и сегментов мегантиклинория; 9 – границы сегментов Б.Кавказа; 10 – границы шолей; 11 – направление сжатия наоплитами сегментов Б.Кавказа; 12 – ориентация сил сжатия В.Кавказа; 13 – направление придвижения шолей к складчатой системе Б.Кавказа; 14 – направление поддвижения шолей под складчатой системой Б.Кавказа.

Сегменты Большого Кавказа и соответствующие им одноименные наоплиты Черноморско-Закавказского микроконтинента: С-ЗК – Северо-Западный Кавказ; ЦК – Центральный Кавказ; ВК – Восточный Кавказ; Ю-ВК – Юго-Восточный Кавказ. Шолы: ГЕ – Геленджикская; Т – Туапсинская; С – Сочинская; ГУ – Гудаутская; СУ – Сухумская; К – Ксанская; Ж – Живальская; И – Иорская. Поперечные разломы: П-А – Пшеха-Адлерский; Ч-А – Чож-Арагвинский СМ – Самурский; Ц-Ц – Цхакая-Цаишский; П-А – Поти-Абедатский; В-Г – Варцихе-Гегечкорский. Продольные разломы: А – Ахтырский; П-Т – Пшекиш-Тырынеузский; Ч-С – Черногорско-Сулакский; В-Д – Восточно-Дагестанский; СЗ – Сиазанский; ГН – Главный надвиг; ОР – Орхевский; П – Приморский; Г-Д – Гагра-Джавский; К-В – Кхети-Вандамский; З – Зангинский.

Юго-Восточная наноплита, также будучи единой нераздробленной структурой, придвигалась к складчатой структуре мегантиклинория и косо прижималась к ней в субмеридиональном направлении. В результате последняя и смежная наноплита вместе перемещались на север, испытывая при этом горизонтальное вращение по вертикальной оси против часовой стрелки под углом до 20°.

В результате различной кинематики и амплитуды северного движения разномасштабных плит ЧЗМ произошло смещение оси мегантиклинория на север, что свидетельствует о горизонтальном вращении до 20° БК в целом и прилегающего Закавказья против часовой стрелки, происходившем на коллизионном этапе развития региона. Кроме поперечных деформаций в зоне сочленения БК и Закавказья, в результате косоугольного сжатия происходят продольные правосторонние смещения вдоль отдельных ее участков, которые не блокированы внедрениями мелких плит. Коллизионные деформации определили также современную конфигурацию южного краевого разлома БК, который на некоторых участках имеет ступенчатое и непрямолинейное изогнутое в плане очертание.

Разнообразные локальные деформации зоны взаимодействия, вызванные неравномерностью поперечной сегментации ЧЗМ, и гетерогенная кинематика отдельных сегментов, наноплит и шолей определяют морфологию возникающих при этом структур. В придвиговых зонах образовались горизонтальные флексуры, линейные складки субширотного простирания, интерференционная складчатость и коллизионный кливаж, а в пределах поддвиговых участков в основном формировались покровно-складчатые структуры.

Литература

1. Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Проблемы альпийской деформации Большого Кавказа и смежных с ним областей. В кн.: Геология и полезные ископаемые. Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 35–39.
2. Соборнов К.О. // Геотектоника. 1991. № 3. С. 34–46.
3. Короновский Н.В. Современная геодинамика Кавказского сектора Альпийского пояса. В кн.: Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М. 1996. С. 67–68.

М.З. Глуховский¹

Пространственное совмещение алмазоносных кимберлитовых полей фанерозоя с гигантскими роями мафических даек докембрия – случайность или закономерность?

Настоящее исследование предпринято с целью выяснения природы пространственного совмещения алмазоносных кимберлитовых полей фа-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

нерозоя с гигантскими полями мафических даек докембрия: Хатангским роем на Сибирской платформе и роем Маккензи на Канадском щите.

Позднеархейский Хатангский рой мафических даек занимает центральную и восточную части кратона. Он начинается в 200 км к северо-западу от Анабарского щита у края крупной (300 км в диаметре) кольцевой структуры, выраженной соответствующей зональностью аномального магнитного поля. Эта структура интерпретируется как погребенный эндербитовый купол, который является производным мантийного плюма [1].

Хатангский рой веером простирается в юго-восточном направлении на 1100 км шириной 200 км в начале и 800 км в конце. Он отражен в аномальном магнитном поле в виде полосовых положительных магнитных аномалий как на Анабарском щите, так и за его пределами, под платформенным чехлом. Хатангский рой пронизывает три оvoidных сиалических террейна (нуклеара): позднеархейский Хета-Оленекский и раннеархейские Виллюйский и Тюнгский. На Анабарском щите дайки Хатангского роя (пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы) входят в состав гранулитового полосчатого комплекса, состоящего из низкокальциевых эндербитов инфракрустальной серии (3,3–3,4 млрд лет) и пород супракрустальной гнейсовой серии, с которыми дайки тесно ассоциируют, так же как и эндербиты повышенной щелочности (2,8–3,0 млрд лет). Полосчатый комплекс принимает участие в строении линейной структуры Анабарского щита. По простираанию этой структуры с северо-запада на юго-восток происходит ее осложнение за счет появления реоморфических складок разного порядка и самой причудливой формы. Такой структурный переход связывается с транспрессией: двусторонним боковым сжатием и продольным тектоническим течением материала верхней коры [1]. Особенности состава и изотопно-геохронологические характеристики коровых ксенолитов из кимберлитов Малоботубобинского и Накынского полей, расположенных на юго-восточном фланге роя, свидетельствуют о том, что по его простираанию происходит уменьшение степени метаморфизма метабазитов, слагающих дайки, и ассоциирующих с ними пород – от гранулитовой фации в начале роя (Анабарский щит) до амфиболитовой в его конце. В этом же направлении происходит и омоложение пород на 200–300 млн лет. Все это связывается с механизмом пропагации Хатангского роя мафических даек, следующего от центра мантийного плюма со скоростью 6–10 км/млн лет. В зоне влияния роя, по данным ГСЗ [2], установлены крупные морфологические и плотностные неоднородности в строении нижней коры и верхов мантии. Первые выражены в виде волнообразных колебаний толщины земной коры от 40 до 60 км за счет изменения мощности нижнекорового слоя (от 15 до 45 км), а также продольных и поперечных по отношению к простираанию роя раздувов и пережимов консолидированной земной коры; вторые – в виде высокоскоростных аномалий на границе кора–мантия (от 8,4 до 9,0 км/сек), которые вызваны

линзами высокоплотных пород. По всем данным, эти линзы сложены породами гранулит-базитовой ассоциации – продуктами архейской магмогенерации, претерпевшими метаморфизм высоких давлений (шпинелевые лерцолиты как реликты первичной мантии; перидотиты, дуниты и эклогиты как реститы; пироксениты, эклогиты и другие метабазиты как коровые компоненты дифференцированной магматической серии). Возраст эклогитов, перидотитов и алмазов из ксенолитов, определенный Rb-Os и Pb-Pb методами, колеблется от 3,5 до 2,57 млрд лет (см. сводку в [1]). Природа трансрессивной структуры Анабарского щита и пропагации Хатангского роя мафических даек, так же как и особенностей глубинного строения этой «сшивающей» тектоно-магматической системы, могут быть описаны моделью реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы (по Л.И.Лобковскому, 1990 г.). Можно думать, что на этапе мультиплитной тектоники позднего архея (по В.Е.Хаину, 2003 г.) под влиянием глубинного субгоризонтального тектонического потока, исходящего из центра мантийного плюма, в условиях высокого положения астеносферного слоя происходили аккреция (и) или амальгамация пластичных миниплит. Одновременно в отдельных астенолинзах этого слоя осуществлялись процессы высокотемпературного плавления мантии и гипербарического метаморфизма. Последний был связан с напряжениями сдвигового стресса, которые неизбежно возникали ходе продвижения нижнекоровой тектонической пластины с очагами магм, родоначальных для мафических даек. В астенолинзах могли формироваться скопления алмазоносных пород высокой плотности, которые и фиксируются в настоящее время на границе кора – мантия. Подтверждением этому выводу служит тот факт, что из 38 кимберлитовых полей Сибирской платформы только 5 относится к продуктивным, и все они локализуются исключительно в зоне развития Хатангского роя только там, где располагаются морфологические и плотностные неоднородности нижней коры и верхов нижней мантии. Ксеногенная природа алмазов и алмазоносных пород не оставляет сомнения в том, что их появление в диатремах было связано с разрушением древнего алмазоносного слоя и выносом его фрагментов в более высокие горизонты литосферы в ходе фанерозойского кимберлитового магматизма.

Среднепротерозойский (1267 млн лет) рой долеритовых даек Маккензи на Канадском щите начинается на северо-западе региона в районе залива Коронации там, где расположено поле базальтов Коппермайнеривер – центр мантийного плюма, с которым и связан этот рой. Рой Маккензи простирается на 2300 км в юго-восточном направлении и последовательно пересекает архейские провинции Слейв, Рей, Херн и Сьюпириор и в конце сливается со среднепротерозойским (1235 млн лет) роем долеритовых даек Садбери [3, 4]. Формирование магматических очагов даек этих роев протекало в условиях высокой степени плавления мантии на глубинах 100–125 км [5]. По данным сейсмической томографии, на этих же глубинах (100 – 150 км) располагаются протяжен-

ные полосы [6] и участки (провинция Слейв [7]) высокоскоростных (наиболее плотных) пород, которые в проекции на земную поверхность совмещаются с роями даек Маккензи и Садбери, что позволяет говорить об их парагенетической связи. Поскольку эти аномалии располагаются на расчетной глубине магмогенерации, то их можно рассматривать как следы астенолинз, в которых зарождались родоначальные магмы долеритов роев Маккензи и Садбери и в которых осуществлялись процессы тектонического сгущивания [6]. Эти процессы можно связать с глубинным сдвиговым стрессом, который, как и в случае с Хатангским роем, сопровождался гипербарическим метаморфизмом, как продуктов плавления, так и реститового материала. В таких условиях длительной тектонической эволюции могли формироваться и алмазоносные породы, что подтверждается протерозойским возрастом эклогитов (1,68 млрд лет) из среднеюрской кимберлитовой трубки Jericho провинции Слейв [8]. Палеомагнитные и петрогенетические данные [3, 5] позволяют предположить, что рой Маккензи является следом движения литосферной плиты (с континентом Лаврентия) над горячей точкой Маккензи в результате дрейфа этой плиты из зоны экватора в более высокие широты. Возможное присутствие алмазоносных пород в консолидированных астенолинзах, выраженных плотностными аномалиями, подтверждается тем, что из 10 кимберлитовых провинций Канадского щита только в трех из них (Слейв, Альберта и Северное Онтарิโอ) располагаются кимберлитовые поля с высокими и средними содержаниями алмазов. Все они локализируются в полосе влияния даек долеритов коллинеарной тектоно-магматической системы Маккензи–Садбери.

Таким образом, контроль алмазоносных кимберлитовых полей фанерозоя гигантскими радиальными роями мафических даек докембрия был связан как с закономерными, так и со случайными событиями. К первым можно отнести такие процессы, как: возникновение в астеносферном слое линз высокотемпературного плавления мантии; формирование в этих астенолинзах очагов магм, родоначальных для мафических даек; сдвиговый стресс и связанный с этим гипербарический метаморфизм исходных пород и продуктов магмогенерации и как результат этого образования алмазоносных пород. Все это осуществлялось на ранних этапах эволюции Земли на разных глубинах: сначала в режиме мультиплитной тектоники позднего архея на глубинах 40–60 км (современные отметки), а затем на более низком уровне (100–150 км) в условиях тектоники плит протерозоя, сочетающихся в обоих случаях с тектоникой плюмов. Индикаторами этих процессов являются гигантские рои мафических даек докембрия, а также структурно и парагенетически связанные с ними глубинные плотностные аномалии. На фоне закономерного проявления кимберлитового магматизма, свойственного древним кратонам (правило Клиффорда), только случайное попадание кустов диатрем фанерозоя в древние зоны влияния гигантских роев мафических даек докембрия и предопределило продуктивность относительно небольшого

числа кимберлитовых полей за счет насыщения трубок ксеногенным алмазоносным материалом, извлеченным с разных глубин верхней и нижней мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64554).

Литература

1. Глуховский М.З., Моралев В.М. // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57–74.
2. Суворов В.Д. и др. // Геология и геофизика. 1997. Т.38. № 2. С. 486–493.
3. Buchan R.L. et al. // Precam. Res. 2001. V.110. P. 9–32.
4. Ernst R.E., Buchan R.L. // J. Geodyn. 2002. V. 34. P. 309–342.
5. Condie K.C. et al. Geochemistry of Precambrian Mafic Dykes from the Southern Superior Province of the Canadian Shield. In: Mafic Dykes swarms. 1987. Geol. Assoc. of Canada. Spec. Paper 34. P. 95–108.
6. Van der Lee. // Science. 2001. V. 249. № 4. P. 94–98.
7. Bank C.-G. et al. // Tectonophysics. 2000. V. 319. P. 151–166.
8. Heaman L.M. et al. Zircons from eclogites in the Jericho Kimberlite Pipe northern Canada: Evidence for Proterozoic High Pressure Metamorphism Beneath the Slave Province // Severn intern. Kimberlite conf. Cape Town. April. 1998. Extended Abstracts. P. 325–327.

Р.В. Голева¹

Гидротермальная минерализация активизированных континентальных блоков земной коры (современная концепция)

Теоретические минерогенетические исследования имеют важное прикладное значение, так как нацелены на изучение условий формирования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре. Конечной их целью является создание универсальной теории геотектонической минерогенетической эволюции Земли. Эти цели и задачи должны решаться с учетом новейшей информации и нового фактического материала, полученных в различных направлениях геологических наук.

Известно, что значительная группа месторождений (Ta, Nb, Be, F, В, U, Th, W, Sn, Mo, Bi, Zr, Li, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, As, Hg, Sb и др.) обязана своим происхождением гидротермальному процессу. Их поиски ведутся путем выявления следов палеогидротермальной деятельности – ореолов гидротермалитов.

В последние несколько десятилетий достигнуты значительные успехи в плане познания природы гидротермальной деятельности в земной коре [1–4]. Выяснено, что гидротермальная деятельность характеризуется самостоятельностью, глобальностью и значительными глубинами

¹ Федеральное государственное унитарное предприятие (ФГУП ВИМС МПР), Москва, Россия

проявления, а также особенностями вертикальной зональности. Гидротермальный процесс занимает вполне определенное место в геотектонической эволюции блоков земной коры с различными эндогенными режимами.

Активно развивается новое научное направление «Эволюция гидротермальной деятельности в земной коре как отражение геотектонического развития ее отдельных блоков».

Особенно многочисленны и разнообразны гидротермальные месторождения, связанные с континентальной активизацией консолидированных блоков земной коры: щиты, срединные массивы, области завершённой складчатости, платформы, крупные впадины. На примере активизированных рудных территорий – Кировоградский и Волыно-Подальский блоки Украинского кристаллического щита, Микашевическо-Житковический выступ Припятской впадины, Северо-Казахстанская сводово-глыбовая структура, Ханкайский свод в Южном Приморье и др. – установлено, что разновозрастные гидротермалиты формируются на регрессивном (собственно рифтогенном) этапе континентальной активизации. Гидротермальный процесс развивается пульсационно на фоне деструктивных явлений при чередующихся сжатиях и растяжениях в виде единообразных эволюционно-дискретных циклов.

В составе гидротермальных циклов возникают минеральные ассоциации следующих этапов и стадий:

- высокотемпературный этап – стадии калий-кремниевых метасоматитов и грейзенов с Ta, Nb, Be, Th, TR, Zr, Li, B, W, Sn, Bi, F минерализацией;
- среднетемпературный этап – стадии альбититов (эйситов) и березитов с U, Mo, P, TR, Zn, Cu, Au, Ag рудами;
- низкотемпературный этап – стадии аргиллизитов, вторичных кварцитов с Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Hg, Sb и низкотемпературной Be и F минерализацией.

Единообразие гидротермальных циклов, возникающих в разных провинциях, активизированных в континентальных условиях, состоит в том, что рудоносные минеральные ассоциации, ранее рассматривавшиеся в литературе как независимые друг от друга и самостоятельные, генетически связаны между собой и формируются в неизменной (указанной выше) последовательности. Более ранние калий-кремниевые метасоматиты и грейзены образуются при высоких давлениях и близких к критическим температурах, альбититы и березиты возникают при флуктуациях и общем падении P и T, а на формирование аргиллизитов и вторичных кварцитов оказывают существенное влияние смешение с вадозными водами, действие кислорода и т.д. Состав растворов также эволюционирует от ранних калий-натрий-кремнистых к поздним углекисло-натриевым и, наконец, к углекисло-сероводородным.

Соответствующая рудная минерализация занимает четкую и всегда определенную позицию, завершая минералообразование каждой стадии.

Вариабельность и некоторые различия гидротермальных циклов в активизированных областях обусловлены причинами глобального порядка: глубиной заложения, интенсивностью и длительностью возбуждения глубинного очага, профилем глубинного магматизма и вулканоплутонической деятельности, стилем тектоники прогрессивного этапа активизации, степенью зрелости и длительности рифтогенного деструктивного этапа, зрелостью литосферы, составом доактивизационного фундамента, возрастом активизации и т. д.

В связи с выявленными вариациями гидротермальных циклов введено понятие об их типоморфизме. На основе сопоставительного анализа гидротермальных циклов блоков земной коры с различными геотектоническими режимами могут быть созданы их типизации и классификации и, тем самым, восстановлена геологическая история рудоносной гидротермальной деятельности.

Дифференцирование состава гидротермальных растворов в зависимости от их разгрузки на разных глубинах является причиной существования в земной коре региональной вертикальной зональности (гидротермальной колонны).

Соотношение гидротермальной колонны и гидротермального цикла выражается в том, что на глубинных уровнях колонны наиболее широко развиты ассоциации ранних этапов и стадий цикла, а на субвулканическом и приповерхностном – более поздних. Каждое конкретное месторождение соответствует определенному горизонтальному срезу региональной вертикальной гидротермальной колонны с адекватными этому уровню набором минеральных ассоциаций цикла и рудной нагрузкой.

На базе новых концептуальных построений разработана прогностно-поисковая технология, позволяющая решать задачи комплексной прогностной оценки активизированных территорий (металлогенический аспект), а также существенно увеличить запасы известных горнорудных районов за счет обнаружения новых объектов и рудных залежей на флангах и глубоких горизонтах месторождений (аспект поисков скрытого оруденения).

Литература

1. Щербakov А. В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
2. Басков Е. А. Палеогидрогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л.: Наука, 1976. 196 с.
3. Басков Е. А., Суриков С. Н. Гидротермы Земли. Л.: Наука, 1989. 241 с.
4. Голева Р. В. Урановые и парагенные с ними гидротермалиты областей континентальной тектоно-магматической активизации и их прогностно-поисковое значение. Автореф. дисс. ... доцтора геол.-мин. наук. М. 2000.

Особенности глубинного строения и минерагении Южной Карелии на примере Онежского и Ладожского рудных районов

Изучение глубинного строения и эволюции докембрийской земной коры относится к числу приоритетных проблем современных геологических исследований. Полученные в последние годы новые материалы по геолого-геодезическим исследованиям Карелии, охватывающие широкий комплекс работ с применением методов сейсмологии, геоэлектрики, гравиметрии, магнитометрии и др. методов, позволяют обсуждать более обоснованно связи древнейших элементов глубинного строения коры с тектоникой, минерагенией и современными мантийными и коровыми границами. Особенно актуально эти проблемы рассматривать применительно к рудным поясам, структурам и т.д., что и демонстрируется на примере Онежского и Ладожского рудных районов, сформировавшихся в различных геодинамических условиях и тектонических режимах.

Онежский рудный район представляет собой уникальный регион как в смысле геологического строения, так и по насыщенности минеральными месторождениями различного генезиса [Металлогения..., 1999]. В его пределах решаются фундаментальные проблемы стратиграфии и геохронологии позднего архея и протерозоя, геодинамических режимов формирования структур подобного рода, процессов рудогенеза в раннедокембрийских бассейнах седиментации и вулканизма в связи с основным, средним и кислым магматизмом и последующим метаморфизмом и метасоматозом. Разрез нижнего протерозоя по своей полноте не имеет равных не только в России, но и в мире.

Онежская впадина размещается в пределах юго-восточной части Карельского сегмента зоны грабеновых впадин Карельско-Лапландской рифтогенной системы. Ее образование обусловлено формированием в нижнепротерозойский период рифтовой зоны, охватывающей по времени Карельский тектономагматический цикл 2500–1950 млн лет. Появление и развитие Онежской структуры неразрывно связано с образованием нижнепротерозойского Водлозерско-Сегозерского сводового поднятия (первый этап развития рифта), обусловленного всплыванием астеносферного выступа аномальной мантии с центром в районе оз. Водлозеро, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума силы тяжести. Формирование свода сопровождается появлением зоны растяжения клиновидной формы протяженностью около 500 км, ограниченной трансоровыми разломами, один из которых совпадает с границей Беломорской коллизионной зоны.

Для раннего протерозоя рассматривается вариант развития внутриплитного континентального рифтогенеза, называемого еще рассеянным.

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

Предложена модель сводовалообразного поднятия и охарактеризованы этапы ее развития на примере Онежской впадины. Структуры оседания, формирующиеся по краям сводового поднятия, имеют мульдообразную форму и ровное днище. Согласно принятой нами схемы, процесс растяжения (рифтообразования) является следствием воздымания астеносферы и формирования свода, обусловленных дегазацией ядра, носившей массовый характер на границе архея и протерозоя. Астеносферное поднятие, вызванное процессами дегазации ядра и мантии, сопровождается интенсивным и длительно живущим флюидопотоком, повышенным температурным градиентом. Этапу сводообразования (включает внедрение расслоенных интрузий) сопутствует привнос калия, этапу прогибания (развития брахиформ с трапповым магматизмом) – преимущественно углеводородов, транспортирующих широкий комплекс рудных элементов – V, U, Mo, BM и др.

Онежский рудный район является уникальным мировым объектом по масштабам и уровню концентраций восстановленных форм углерода (преимущественно в виде шунгита) в раннем протерозое, отражающим интенсивность и длительность процесса флюидопереноса рудогенных компонентов, сопровождаемого трапповым магматизмом, и развивающимся в совокупности как единая трапповая углерод-аккумулирующая система. С ней связано комплексное благороднометальное оруденение нескольких рудно-формационных типов: полигенного черносланцевого Cu-U-Mo-V (падминский тип с прогнозными ресурсами – 100 т МПГ, 70 т Au, V и др.), титаномангнетитового –Ti-V-Fe-Cu – субвулканические интрузии в бортах структуры (пудожгорский тип – 370 т МПГ и 160 т Au). В нескрытой эрозией центральной части структуры прогнозируется сульфидный Cu-Ni с МПГ (печенгский) или малосульфидный (норильский) типы в связи с гипабиссальными дифференцированными базит-гипербазитовыми интрузиями. С расслоенным Бураковским массивом связано хромитовое оруденение с благороднометальной специализацией, измененные ультраосновные породы (кеместиты) и др.

Онежская структура хорошо дифференцирована в региональных геофизических полях, наиболее контрастным из которых является электрическое поле. Она располагается в пределах региональной магнитной аномалии, являющейся одной из самых обширных и интенсивных аномалий в Карельской части щита [Клабуков, 2001]. Природа проводимости людиковийской области разреза связана с шунгитоносными породами, проводимость же более глубоких горизонтов еще требует своего объяснения. Гравитационное поле, как и другие геофизические поля, отражает ярко выраженную северо-западную направленность чередующихся складчатых структур. Породы, слагающие Онежскую структуру, обладают избыточной плотностью по сравнению с породами основания ($\sigma_{изг} \approx 0,2 \text{ г/см}^3$). В связи с этим ядра антиклинальных структур, в которых уменьшена мощность осадочно-вулканогенных пород, отмечаются

отрицательными аномалиями, а синклиналильные структуры – положительными. Данные о мощности земной коры получены по результатам МОВЗ и для Онежской структуры находится в пределах 35 + 36 км. В южной части Онежского озера мощность земной коры увеличивается до 42 км [Глубинное..., 2004]. Тепловое поле Онежской структуры, по экспериментальным данным, ниже фонового для щита и составляет в среднем ~ 15 мВт/м². Это связывается с теплофизическими параметрами пород основного состава, слагающих мощные вулканогенные и интрузивные толщи геологического разреза структуры [Клабуков, 2001]. Учитывая данные о региональных геофизических полях, основной геофизической особенностью Онежской структуры следует считать наличие комплексной геофизической аномалии, характеризующей зону древней магматической активизации. Здесь отмечается уменьшение мощности земной коры, величин теплового потока, сопротивления, повышенные значения регионального магнитного поля.

Получены новые геолого-геофизические данные о глубинном строении Приладожья, в пределах которого особенности металлогении во многом определяются Северо-Ладожским мантийно-коровым сводом. В структурно-металлогеническом плане Приладожье представляет собой район пересечения свекокарельской (2300–1750 млн лет) ЛБЗ, включая примыкающую и подстилающую активизирующую краевую часть Карельского кратона, с поясом длительно развивающихся сквозьструктурных глубинных (рифтообразующих) разломов, обусловленных неоднократными проявлениями ТМА: раннерифейской (1650–1450 млн лет), среднерифейской (1400–1100) и, предположительно, каледонско-герцинской (450-300). Из установленных эпох ТМА наибольшее значение в рудообразовании принадлежит раннерифейской: в связи с дифференцированной интрузией многофазного Салминского массива гранитов раппакиви (месторождения Питкяранта, Китела, Укса, Люпикко и др. – Sn, Zn, Cu, Be, флюорит и др.) и со щелочнокалиевыми интрузивно-диатремовым ладогалит-тенсбергитовым комплексом Райвмякского и Кайвоякского массивов (проявления комплексного апатитового, редкоземельно-титанового и потенциально стронций-барийсодержащего полевошпатового сырья, а также установленной в нодулях ладогалитовых диатрем алмазосоносностью).

В выделяемых эпохах рудообразования для геоблока отмечается цикличность в эволюции рудных элементов и их концентраций – от сидерофильных (Fe, Ni, Co и др.) в начальные этапы к халькофильным (Cu, Zn, Pb, Sn и др.) в средние и к литофильным (F, Ta, Nb, W, Sn и др.) в завершающие. При этом от свекокарельской эпохи к последующим уменьшается относительное значение сидерофильных элементов, а затем халькофильных с нарастанием литофильных и с изменением их состава. Видимо, это является отражением перестроек верхней мантии, связанных с дифференциацией вещества и вовлечением в этот процесс ее более глубинных зон.

Северное Приладожье и северная часть акватории Ладожского озера являются районом корреляции регионального магнитного, теплового и электрического полей, или комплексной Ладожской геофизической аномалией [Голод, 1990]. Здесь отмечается повышенный тепловой поток (до 45 мВт/м^2), понижение сопротивления и регионального магнитного поля, повышение значения поля силы тяжести. По сейсмическим данным установлено увеличение мощности земной коры до 45 км за счет нижнего высокоскоростного слоя. Ладожский блок обладает уникальными структурно-вещественными параметрами [Глубинное..., 2004]. По данным МОВЗ, этот блок ограничивается падающими навстречу друг другу под углами $60\text{--}40^\circ$ Приозерским и Рускеальским рифтообразующими разломами, которые сочленяются в верхней мантии на глубине около 120 км. Удельное электрическое сопротивление земной коры глубже 5 км уменьшается до 70 Ом.м. Максимальная величина поля силы тяжести достигает более 50 Мгл и смещена от структурной оси свода на северо-восток. Аномалии магнитного поля локализируются также вблизи оси свода.

Литература

1. Голод М.И. О корреляции региональных геофизических полей. В кн.: Проблема изучения докембрийских образований геофизическими методами. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1990. С. 5–18.
2. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления /Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 353 с.
3. Клабуков Б.Н. Региональные геофизические поля Онежской структуры и их связь с органическим веществом. В кн.: // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. Вып.3. С. 113–118.
4. Металлогения Карелии. Под. ред. С.И. Рыбакова, А.И. Голубева. Петрозаводск: КарНЦ Ран, 1999. 340 с.

В.В. Гончар¹, Е.И. Паталаха², О.Б. Гинтов¹

К развитию представления о коллизионно-экструзивном процессе в Горном Крыму

Совместный анализ данных по структуре, сейсмотектонике и полю напряжений Горного Крыма позволил ранее создать модель коллизионно-экструзивного взаимодействия сегментов литосферы Крыма и Черноморской впадины [1–3]. Новая концепция, существенно ограничив набор механизмов деформирования, дала возможность приступить к конкретным количественным реконструкциям в Горном Крыму. Здесь мы рассматриваем ее приложение к структурам Западного Горного Крыма, развивавшимся в условиях экструзии.

¹ Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

² Отделение морской геологии ННПМ НАН Украины, Киев, Украина

Латеральная экструзия – южное смещение – Западного Горного Крыма (ЗГК) относительно Восточного сопровождается сдвиговой деформацией в зоне Центрально-Крымского разлома (ЦКР) и растяжением [1,3]. Эти две обстановки деформирования используются для определения величин смещения, выяснения исходного местоположения и конфигурации известняковых массивов Главной гряды, а также для обоснования модели формирования структурной зональности ЗГК [4].

Примыкающая к ЦКР с запада зона левого сдвига северо-западного простирания (рисунок А), выделена на основании разворота простираемый известняковых массивов Главной гряды ЗГК. Исходным состоянием для трех рассматриваемых массивов является такое, при котором простирание в них соответствует восток-северо-восточному простиранию пород Долгоруковской яйлы (блок Д на рисунке А), принимаемой в качестве неподвижной системы. Возвращение массива Чатырдаг (блок Ч) в недеформированное состояние производилось путем жесткого поворота относительно полюса вращения, находящегося на его северном мысу. Недеформированное состояние испытавшего изгиб блока Б (Бабуган-Яйла) достигалось путем его кручения в горизонтальной плоскости относительно полюса; поворот точек массива стремился к нулю вблизи юго-западной границы – где сходится на нет сдвиговая деформация. Никитовский массив (Н), находящийся вне зоны сдвига, испытывал в ходе смещения ЗГК к югу только поступательное движение. Геометрически возвращение деформированного объекта в недеформированное состояние означает применение к данному объекту такой же деформации, но с обратным знаком, что в нашем случае означает операцию деформирования правосторонним сдвигом. Выполнение ее приводит к закрытию зияния между Чатырдагом и основной частью Главной гряды. В итоге известняковые массивы занимают первоначальное положение вблизи северной границы современного Горного Крыма (см. рисунок А). Полученный максимальный масштаб смещения – 22 км, по-видимому, близок к величине общего левостороннего перемещения ЗГК относительно восточной части Горного Крыма.

Растяжение реологически расслоенной осадочной толщи может рассматриваться в качестве основного механизма, обеспечившего оформление структурных единиц к западу от ЦКР, в классической трактовке воспринимаемых как антиклинорий (поднятия) и синклинорий. Принципиальная схема процесса, учитывающая данные экспериментов [5], представляется следующей (рисунок Б). Горнокрымский комплекс первоначально состоявший из двух слоев – пластичного (преимущественно флиш таврической серии) и хрупкого (известняки поздней юры) – был подвергнут общему растяжению при одностороннем смещении масс к югу, в ходе которого в пластичном слое проявлялась также обстановка правостороннего (в плоскости рисунка) сдвига. В ходе растяжения сложились основные элементы структуры и морфотектоники будущих «синклинорий» и «антиклинорий» (см. рисунок Б, стадия 2). Первые

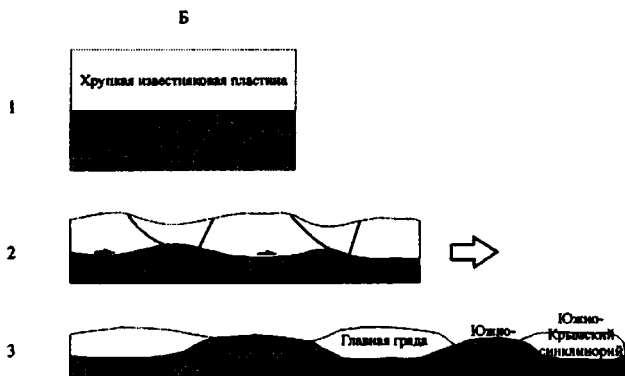
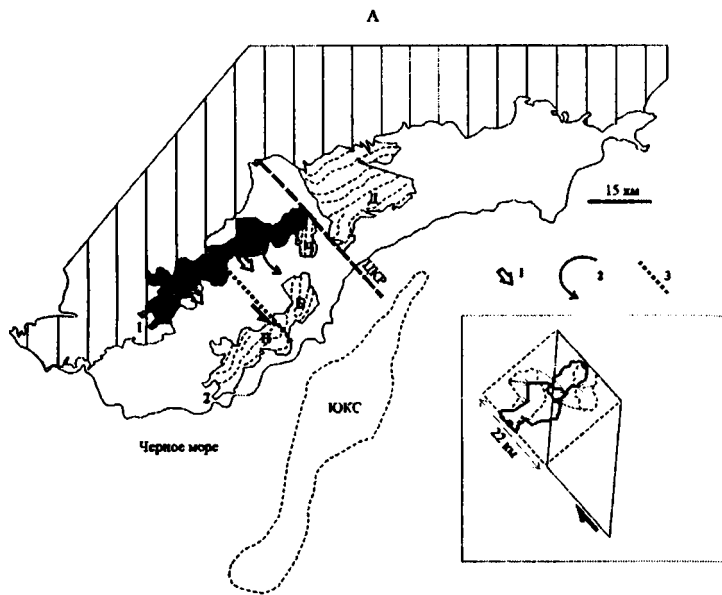


Рис. Реконструкция ЗГК на основе моделей сдвиговой деформации и растяжения

А. Начальное (1) и конечное (2) положения известняков Главной гряды. 1,2 – направления поступательного перемещения (1), вращения (2) блоков, 3– западная граница зоны сдвига ЦКР. Буквами обозначены известняковые массивы: Д– Долгоруковский, Ч– Чатырдаг, Б– Бабуган, Н– Никитовский; ЮКС– Южно-Крымский синклиниорий (по [6]).

На врезке: схема возвращения массивов Чатырдаг и Бабуган в недеформированное состояние за счет вращения в условиях правосторонней деформации (обратной смещению в зоне ЦКР). Черными точками показаны центры вращения.

Б. Модельная схема развития структур ЗГК в условиях растяжения (вне масштаба). 1–3– стадии развития (см. текст).

представляют из себя фактически тектонические будины, обособившиеся вследствие неравномерного растяжения, вторые – сложные диапиро-подобные поднятия, компенсирующие перепады давления со стороны перекрывающей толщи. При прогрессирующем растяжении на фоне общего смещения ЗГК к югу происходило утонение, разрыв перемычек между будинами-«синклиориями», что способствовало дальнейшему росту и расширению поднятий подстилающей пластичной толщи. На заключительной стадии произошло окончательное оформление морфоструктуры ЗГК с участием эрозии. Весьма вероятным является то, что в пределах морского продолжения ЗГК находится другой тектонический останец верхнейюрской известняковой плиты, выделяющийся по сейсморазвечным данным как Южно-Крымский синклиорий [6] (см. рисунок А).

Литература

1. Гончар В.В. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 2. С. 18–25.
2. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Трегубенко В.И. // Геологический журнал. 2003. № 1. С. 118–126.
3. Паталаха Е.И., Гончар В.В., Сенченков И.К., Червинко О.П. Инденторный механизм в геодинамике Крымско-Черноморского региона. Киев, 2003. 151 с.
4. Гончар В.В., Паталаха Е.И., Гинтов О.Б. // Докл. НАНУ. 2004. № 6. С.112–119.
5. Malavielle J. // Tectonics. 1993. V. 12, № 5. P. 1115–1130.
6. Морзунов Ю.Г., Калинин А.В., Калинин В.В. и др. // Геотектоника. 1979. № 4. С. 90–97.

М.А. Гончаров¹

Оценка характерной скорости деформации в иерархически соподчиненных геосферах: эффект «слабого звена»

Недавно В.Е. Хаин установил «определенное соответствие» между выявленной автором [3] «иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертрана и Штилле» [8, с. 13]. Краткое описание геодинамических систем (ГС) и геодинамических циклов (ГЦ) разного ранга содержится в прилагаемой таблице, заимствованной из [4]. Полная характеристика ГС дается в [5].

Исследование количественной связи параметров ГС и ГЦ привело к неожиданному результату [4]. Главными параметрами являются мощность (h) геосферы, в которой функционирует конвективная ГС, и длительность (t) ГЦ. Отношение этих параметров (h/t) как раз и характеризует названную количественную связь. Оказалось, что для всех пяти рассмотренных рангов ГС и ГЦ усредненное отношение h/t находится в весьма узких пределах – $(0,45 \pm 0,10)$ см/год – и может быть квалифицировано как «геодинамическая константа». Это отношение имеет размерность скорости. Поэтому его *формальный* физический смысл – это *усред-*

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Таблица. Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

Ранг ГС	Геосфера h (км)	Ареал	Процессы, структуры	Ранг ГЦ t , Ма	h/t , см/год
ГС-0	Вся Земля 6370	Повсеместно	Западная и северная компоненты дрейфа континентов, связанные с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики по «правилу буравчика»	Цикл северного дрейфа 1700	0,37
ГС-1	Вся мантия 2900	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона 650	0,45
ГС-2	Верхняя мантия 660+670	Под океанами	Субдукция, коллизия и спрединг	Циклы Бертрана 175+200	0,33+ 0,38
ГС-3	Астеносфера + литосфера	В зонах повышенного теплопотока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция:		
	ГС-3а 300+400		В зонах субдукции и коллизии – мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны Бенъоафа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии	?	?
	ГС-3б 100+220		В зонах коллизии – системы линейных продольных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями»	Циклы Штилле 30	0,33+ 0,73
	ГС-3в 50+100		В зонах спрединга – системы линейных поперечных поднятий с корнями и впадин с антикорнями	?	?
ГС-4	Осадочный чехол 5+15	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Антиклинории и синклинории, складки	Фазы складчатости 1+3	~ 0,50

ГС – геодинамические системы. ГЦ – геодинамические циклы; циклы Вилсона, Бертрана и Штилле – по В.Е. Хаину [8]. h – мощность геосферы; t – длительность цикла.

ненная по времени скорость подъема элементарного объема от подошвы к кровле геосферы с мощностью h в течение ГЦ с длительностью t . Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер.

Неожиданность результата заключается в следующем. Можно было предполагать, что в геосферах разной мощности (от 6370 км до 10 км) характерная скорость конвекции, зависящая от числа Рэлея, в которое в качестве множителя входит h^2 , должна существенно различаться. Однако все эти ГС тесно взаимосвязаны, наподобие шестерен разного размера в часах и других механизмах; *линейная* скорость таких *цепленных* шестерен одинакова при резко различной *угловой* скорости их вращения.

Как известно, тектоническое течение состоит из трех относительно независимых компонент: поступательного движения (перемещения), вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды [6]. Выше речь шла только об относительно постоянном значении средней скорости *поступательной* компоненты тектонического течения в геосферах разного ранга. Теперь попытаемся оценить среднюю скорость его *деформационной* компоненты, используя количественное соотношение этих двух компонент, установленное в механике сплошной среды и адаптированное применительно к тектоническому течению в работе [2]:

$$\varepsilon'_z = \frac{d}{d} \frac{v_z}{z}. \quad (1)$$

Здесь начало координат помещено в центр конвектирующего слоя, имеющего мощность h . Ось координат Z направлена вверх вдоль оси восходящего конвективного потока; v_z и ε'_z обозначают, соответственно, скорость вертикального поступательного перемещения элементарного объема и скорость его деформации, которые изменяются вдоль названной оси координат от подошвы до кровли конвектирующей геосферы. В этих крайних точках $v_z = 0$, поскольку в них вертикальное конвективное перемещение сменяется компенсирующим его горизонтальным перемещением элементарных объемов. Между этими точками v_z изменяется по определенному закону. Для простейшего случая конвекции такой закон установлен еще Дж. У. Рэлеем [9] и представляет собой периодическую функцию:

$$v_z = A \cos \frac{\pi}{h} z, \quad (2)$$

где A – константа, численно характеризующая максимальную скорость v_z в начале координат (в середине слоя), $z = 0$. Используя формулу (1), находим:

$$\varepsilon'_z = - A \frac{\pi}{h} \sin \frac{\pi}{h} z. \quad (3)$$

Сравнение формул (2) и (3) показывает, что оба параметра – скорость поступательного перемещения элементарного объема v_z и скорость его деформации ϵ'_z – выражаются одинаковыми по своей структуре периодическими функциями. Поэтому их усредненные по вертикали (по мощности слоя) характерные значения отличаются лишь множителем π/h .

Характерная усредненная по вертикали скорость v_z для всех ГС, функционирующих в соответствующих геосферах, примерно одинакова и составляет $0,45 \text{ см/год} \approx 0,45 \text{ см} / (3,15 \cdot 10^7) \text{ с} \approx (4,5/\pi) \cdot 10^{-8} \text{ см/с}$. А вот характерная усредненная по вертикали скорость деформации ϵ'_z для ГС и соответствующих геосфер разного ранга сильно различается из-за весьма различной мощности этих геосфер (см. таблицу), входящей в множитель π/h . Для ГС-1 и всей мантии она будет иметь порядок $(4,5/\pi) \cdot 10^{-8} \text{ см/с} \times \pi / (2,9 \cdot 10^8 \text{ см}) \approx 1,5 \cdot 10^{-16} \text{ с}^{-1}$, для ГС-2 и верхней мантии – $(4,5/\pi) \cdot 10^{-8} \text{ см/с} \times \pi / (0,665 \cdot 10^8 \text{ см}) \approx 7 \cdot 10^{-16} \text{ с}^{-1}$, для ГС-3 и геосферы астеносфера+литосфера – от $(4,5/\pi) \cdot 10^{-8} \text{ см/с} \times \pi / (0,35 \cdot 10^8 \text{ см}) \approx 1,3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$ до $(4,5/\pi) \cdot 10^{-8} \text{ см/с} \times \pi / (0,075 \cdot 10^8 \text{ см}) \approx 6,0 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, для ГС-4 и осадочного чехла в складчатых поясах – $(4,5/\pi) \cdot 10^{-8} \text{ см/с} \times \pi / (0,01 \cdot 10^8 \text{ см}) \approx 4,5 \cdot 10^{-14} \text{ с}^{-1}$.

Средняя скорость деформации в складчатых поясах, определенная независимыми методами, составляет $6 \cdot 10^{-14} \text{ с}^{-1}$, с точностью до порядка [1], что весьма близко к вышеприведенной оценке для ГС-4 и свидетельствует об ее относительной достоверности. Для ГС других рангов средняя скорость деформации обратно пропорциональна мощности геосферы соответствующего ранга. В то же время из таблицы видно, что, с повышением ранга, не только геосфера имеет все меньшую мощность, но и соответствующая ГС функционирует во все более локальных ареалах. Этот факт является конкретным воплощением абстрактной компьютерной модели «каскадной» конвекции в геосферах Земли [7]. Увеличение скорости деформации во все более локальных ареалах является одним из выражений эффекта «слабого звена», который наиболее отчетливо проявляется при сочетании обширной, но медленной пластической деформации с более локальной, но быстрой разрывной деформацией.

Исследование выполнено в соответствии с программой «Университеты России».

Литература

1. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
2. Гончаров М.А. // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
3. Гончаров М.А. // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
4. Гончаров М.А. Внеплановая «геодинамическая константа»: отношение мощности геодинамических систем к длительности геодинамических циклов разного ранга // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Том 1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 105–107.
5. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом «Университет», 2004 (в печати).

6. Лукьянов А.В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
7. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. // Геотектоника. 1989. № 5. С. 5–13.
8. Хаин В.Е. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–14.
9. Rayleigh, Lord. // Philosophical Magazine. Ser. 6. 1916. V. 32. P. 527–546.

С.И. Гордеев¹, В.Н. Волошина¹

Прогнозирование землетрясений островов

Прогнозирование землетрясений – наиболее важная проблема, которой занимаются ученые во многих странах мира. Однако, несмотря на все усилия, этот вопрос еще далек от разрешения. Прогнозирование землетрясений включает в себя как выявление их предвестников, так и сейсмическое районирование, т.е. выделение областей, в которых можно ожидать землетрясение определенной магнитуды или бальности. Предсказание землетрясений состоит из долгосрочного прогнозирования на десятки лет, среднесрочного прогнозирования на несколько лет, краткосрочного на несколько недель или первые месяцы и объявление непосредственной сейсмической тревоги. Существует большое количество разнообразных предвестников землетрясений, начиная от собственно сейсмических, геофизических и кончая гидродинамическими и геохимическими.

Довольно надежны в качестве предвестников измерения колебания уровня подземных вод, поскольку любое сжатие в горных породах приводит к повышению этого уровня в скважинах и колодцах. С помощью гидрогеодеформационного метода были сделаны успешные краткосрочные предсказания: например, в Японии в Изу-Ошима 14 января 1978 года, в Ашхабаде перед сильным землетрясением 16 сентября 1978 г. с $M = 7.7$. В качестве предвестников используется также изменение содержания радона в подземных водах и скважинах. Но даже наряду с другими удачными предсказаниями землетрясений они скорее исключение, чем правило.

По наблюдениям, последние годы сопровождалась постоянными вспышками на Солнце, увеличением количества пятен. Вспышки происходят всегда, даже в период спокойного Солнца. Если все эти процессы рассматривать с точки зрения физики, то Землю нужно представить как открытую систему, которая связана со всем мировым пространством, в первую очередь с Солнцем, как с ближайшей звездой. Все, что происходит на Солнце, отражается на Земле. Вспышки на Солнце приводят к обжатию магнитного поля Земли. Каждая солнечная вспышка сопровождается мощным потоком протонов, электронов.

¹ Дальневосточный государственный технический университет (ДВГТУ), Владивосток, Россия

В атмосферу прорываются заряженные частицы, возникают полярные сияния, нарушается радиосвязь. Возникают мощные токи в ионосфере. Эти токи взаимодействуют с токами, проходящими в Земле. Когда говорят, что повысилась солнечная активность, это означает, что планетарная сейсмичность Земли увеличивается. Кстати, последние разрушительные землетрясения в Турции как раз приходились на период активного Солнца. Поэтому сейсмические явления необходимо рассматривать с точки зрения физического процесса землетрясения и влияния на него всех внешних факторов.

В качестве физической модели процесса землетрясения можно рассмотреть движение плит земной коры. Толщина островных плит 30–50 км, а континентальных – около 100 км. Плиты движутся по верхнему слою мантии – астеносфере. Средняя скорость движения плит 10 см/год. Согласно табл. 8.1 [1], вязкость астеносферы на глубине 100 км около $4 \cdot 10^{19}$ м²/с, а остальной мантии около $1 \cdot 10^{21}$ м²/с. Удивительно малая вязкость нижней мантии – очень важный аргумент в пользу предположения, что при движении плит происходит разрыв сплошности и образование каверн в нижней мантии. Размеры каверн зависят от геометрических размеров плит, особенно в направлении движения. Если каверна достигнет размеров более половины площади плиты, то при прохождении кромки плиты каверны плита упадет в каверну, как бы опрокинется назад. Так как падение плиты происходит на мантию с малой вязкостью, то оно вызовет затухающие колебания плиты. Внешне это будет выглядеть как землетрясение. Причем в начальный период – в период опрокидывания – перемещение точек на поверхности плиты изменят свое направление на противоположное, и величина их будет определяться глубиной каверны и радиусом поворота точки плиты от центра опрокидывания. Если плита континентальная, то рассчитывать на то, что каверна достигнет размеров плиты вряд ли целесообразно. А вот плиты островов, размеры которых превосходят в 5–10 раз их толщину, являются очень хорошими объектами по своим параметрам для рассмотрения модели землетрясения, изложенной выше. Для контроля за движением земной коры используется система IGS (International GPS Service for Geodynamics) [4].

Данные системы IGS по движению точек плиты о-ва Хоккайдо до землетрясения приведены на рис.1.

Данные системы IGS по движению точек плиты о-ва Хоккайдо на начало землетрясения приведены на рис.2.

Интересно заметить, что:

- направление перемещений точек GPS на о-ве Хоккайдо с началом землетрясения поменялось на противоположное;

- величина перемещений точек по данным IGS возрастает по мере удаления от центра опрокидывания плиты острова, которая располагается на линии меридиана, проходящего через г. Сетана.

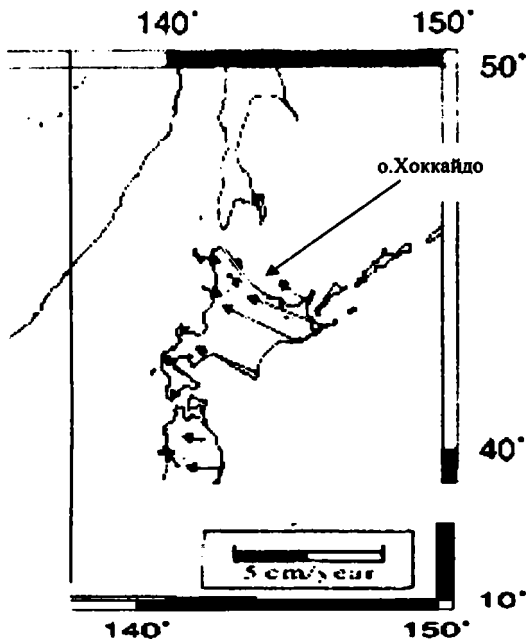


Рис. 1. GPS velocity field in Japan relative to NIIGATA station (from the result of observation by the GEONET, GPS Earth Observation Network of the Geographical Survey Institute) [4].

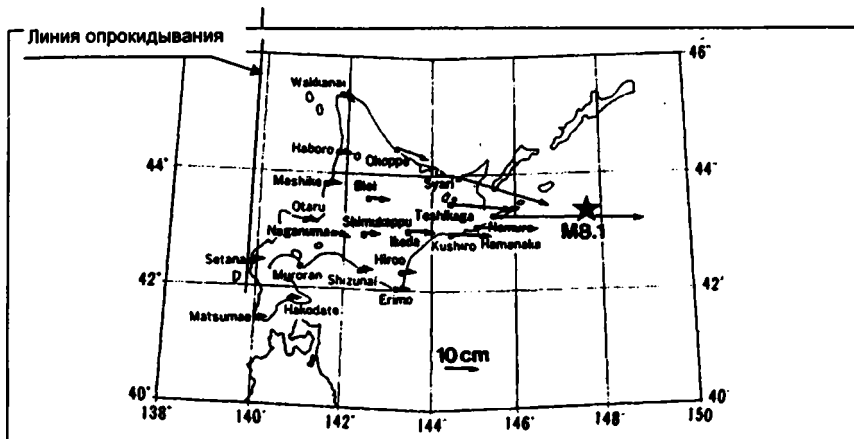


Рис.2. The station at Nemuro, 170 km west of the epicenter, moved 44 cm to the east A Horizontal crustal deformation from the Hokkaido-Toho-Oki earthquake [4].

Проведем расчеты для подтверждения работы модели.

Длину плиты острова в направлении движения определим как расстояние между линией опрокидывания и эпицентром землетрясения – $L_{\text{плиты}}$. По данным о землетрясении эпицентр его находился на расстоянии 170 км от г. Немуро или около 2° по широте; расстояние между линией опрокидывания и эпицентром землетрясения по широте – около 8° , что составляет около 720 км. Пусть толщина плиты острова – $b_{\text{плиты}} = 50 \text{ км}$ [2,3].

Город Сетана находится на линии опрокидывания и его перемещения были в основном горизонтальны и составили – $L_{\text{гор, Setana}} = 3 \text{ см}$, согласно рис. 2. Угол, на который повернулась плита, рассчитаем как:

$$\text{tg } a = L_{\text{гор, Setana}} / b_{\text{плиты}} = 3 \text{ см} / 50 \text{ км} = 6 \cdot 10^{-7}.$$

Зная угол поворота плиты, можно определить вертикальное перемещение $L_{\text{эп}}$ плиты в эпицентре:

$$L_{\text{эп}} = L_{\text{плиты}} \times \text{tg } a = 720 \times 6 \cdot 10^{-7} = 45.2 \text{ см}.$$

Результат расчета $L_{\text{эп}} = 45.2 \text{ см}$ хорошо согласуется с материалами системы IGS, по данным которой перемещения точек плиты о-ва Хоккайдо в районе эпицентра землетрясения с магнитудой 8.1 было свыше 44 см, и подтверждает возможность использования данной гипотезы для контроля за землетрясениями на островах типа Хоккайдо, Тайвань с целью объявления непосредственной сейсмической тревоги при изменении направления перемещения точек островных плит на обратное. Набор данных по плитам островов и результатам контролируемых землетрясений (скорость и ускорение при опрокидывании плит островов) несомненно позволит повысить точность прогноза и его надежность.

В заключение хотелось бы отметить еще один важный результат как следствие гипотезы о возникновении землетрясений при движении островных плит – возможность вообще избежать землетрясений островов, закачивая в каверны под островами раствор как это успешно уже не один десяток лет делают при добычи газа и нефти.

Литература

1. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М: Мир, 1984. 262 с.
2. Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Метаморфизм и тектоника: Русскоязычная исследовательская группа по структурной геологии и тектонике, sgt@uiggm.nsc.ru.
3. Структурная геология и тектоника плит: В 3 т. / Под ред. Сейферта. / Пер. с англ. М.: Мир, 1991. 350 с.
4. The Nationwide GPS Array in Japan // Geographical Survey Institute, Ministry of Construction, Japan. 2000. С. 1–8.

Впадины и прогибы длительного развития на докембрийских массивах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и их металлогения

Одной из особенностей тектоники докембрийских массивов (микроконтинентов) Центрально-Азиатского пояса является наличие в них депрессионных структур (впадин и прогибов), испытывавших длительное время (свыше 300 млн лет) тенденцию к опусканию.

В них часто наблюдается телескопическое вложение одного в другой разновозрастных бассейнов осадочного или терригенно-вулканогенного типов, с некоторым смещением их центров, а также многостадийный интрузивный магматизм различного состава. Выделены Южно-Синегорская и Кабаргинская впадины на Ханкайском, Кимканский прогиб на Цзямусы-Малохинганском и Мельгинский на Турано-Чжангуанцайлинском докембрийских массивах (рисунок).

Длительность развития депрессионных структур объясняется, вероятно, их формированием над очагами долговременной эндогенной активности типа мантийных диапиров, возникших в позднем докембрии в местах максимальной проницаемости литосферы и существовавших вплоть до позднего карбона. Именно их тепловая энергия способствовала прогибанию над ними земной коры, ее разогреву и образованию разнотермических магматических очагов.

Характерными чертами вышеупомянутых структур является отложение в них на начальном этапе развития углеродисто-кремнисто-карбонатно-терригенных толщ значительной (до 8500 м) мощности. В дальнейшем развитие впадин шло индивидуально в каждом случае, но на конечном этапе завершилось внедрением карбонатных лейкогранитов, близких по химизму к литий-фтористому типу.

Южно-Синегорская впадина [3] площадью около 11 тыс. км² расположена в юго-восточной части Ханкайского массива. Впадина сложена рифей-кембрийскими углеродистыми кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями мощностью 8700 м, молассаами нижнего-среднего кембрия (1350 м), кислыми эффузивами верхнего кембрия (свыше 400 м), молассоидными и терригенно-пестроцветными ордовик-силурийскими отложениями (6100 м), риолитами и их туфами нижнего девона (2100 м), средне-верхнедевонскими мелководно-морскими и континентальными отложениями (3200 м), верхнедевонскими щелочнобазальтово-терригенными красноцветными образованиями (800 м) и нижне-среднекарбонатными кислыми эффузивами (3000 м). Осадочные толщи смяты в линейные и брахиформные складки северо-западного и субмеридионального простирания с углами падения крыльев от 30 до 70°. Эффузивы слагают вулканотектонические депрессии, кальдеры просе-

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

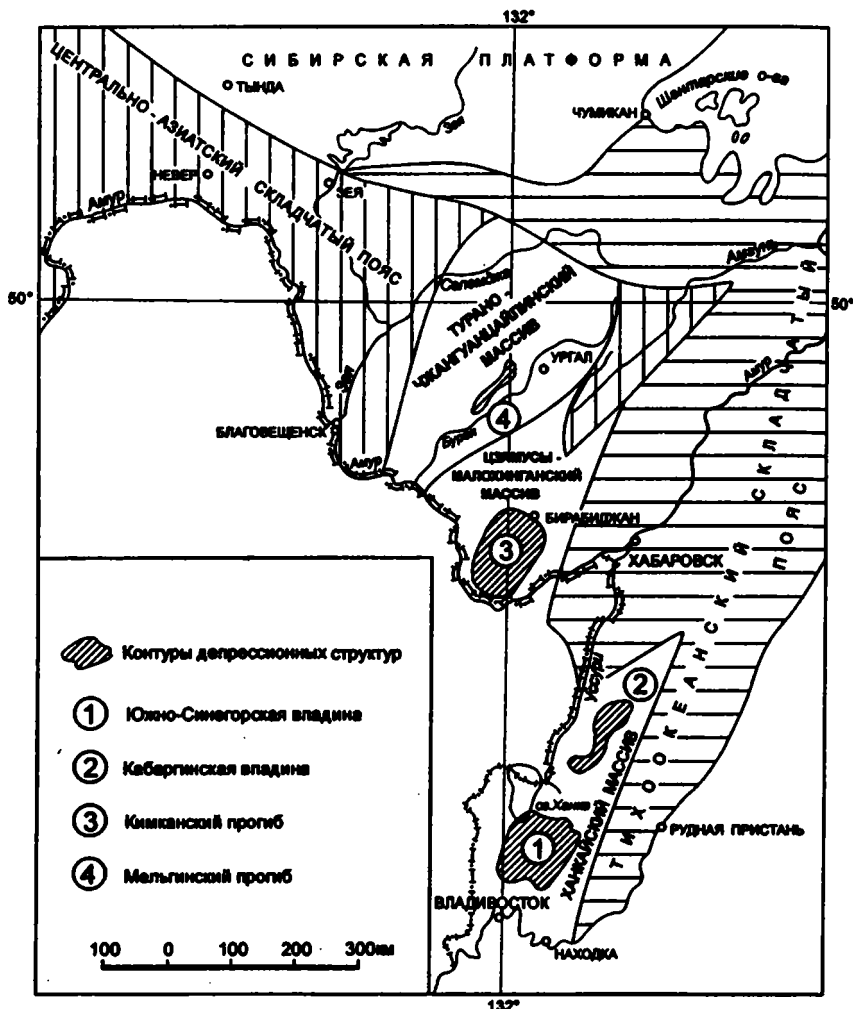


Рис. Положение длительно развивающихся депрессионных структур на юго-востоке России

дания и вулcano-купольные структуры в западной, центральной и южной частях Южно-Синегорской впадины [6,8]. Для впадины характерна напряженная многостадийная интрузивная деятельность. Выделяются нижнекембрийский (дмитриевский) гипербазитовый, позднекембрийский (вознесенский) лейкогранитовый, ордовикский (гродековский, анучинский) гранодиорит-гранитовый, девонский (кленовский) габбро-гранитовый, ниже-среднекарбонные: габбро-сиенитовый и (куйбы-

шевский) лейкогранитовый, позднеальбский гранодиоритовый интрузивные комплексы [6,8].

Кабаргинская впадина расположена в северо-восточной части Ханкайского массива, на границе с Сихотэ-Алинским складчатым поясом [8]. Площадь впадины около 5 тыс км². Заложение впадины произошло в рифее на гранито-гнейсовом фундаменте дорифейского возраста [1,6]. Рифейские отложения мощностью до 5300 м представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации углеродисто-кремнисто-карбонатно-терригенными образованиями с прослоями джеспилитов и марганцевых руд. Для верхней части разреза имеются определения возраста 650–700 млн лет, что указывает на их верхнерифейский возраст. Нижнепалеозойские (силурийские) карбонатно-терригенные отложения мощностью до 4600 м сложены кварцитовидными графитистыми песчаниками, сланцами, филлитами и известняками. Все породы смяты в складки субширотного простирания с углами падения крыльев до 60°.

Верхнепалеозойские кислые вулканогенные образования впадины мощностью 400–1050 м являются возрастным аналогом ниже-среднекарбонových эффузивов Южно-Синегорской впадины [6]. Ими сложено несколько вулкано-тектонических депрессий и интрузивно-купольных структур.

Кабаргинская впадина характеризуется длительной и интенсивной магматической деятельностью. Здесь выделяются позднепротерозойский гранитовый, силурийские кимберлитовый и гранодиорит-гранитовый (шмаковский), ранне-среднекарбонные габбро-граносиенитовый и лейкогранитовый комплексы.

Кимканский прогиб расположен на восточной окраине Цзямусы-Малохинганского докембрийского массива. Площадь прогиба около 9 тыс км². Фундамент прогиба слагают метаморфические образования верхнего архея. Прогиб выполнен преимущественно верхнерифейскими, вендскими и нижнекембрийскими углеродистыми кремнисто-карбонатно-терригенными отложениями общей мощностью около 4600 м. Породы вмещают пластовые тела магнетит-гематитовых, браунит-гематитовых и родохрозит-гематитовых руд. Метаморфизм пород крайне неравномерный, но не выше зеленосланцевой фации. Породы смяты в узкие линейные складки субмеридионального простирания. Многочисленные интрузивные тела расчленены на ордовикский (биробиджанский) диорит-гранитовый и среднее-верхнекарбонный (тырмо-буреинский) гранодиорит-лейкогранитовый интрузивные комплексы. Среди «биробиджанских» гранитов заключительной фазы выделяются двуслюдяные и турмалиновые лейкограниты, близкие по составу и металлогенической специализации «вознесенским» гранитам Ханкайского массива.

Мельгинский прогиб, расположенный в северной части Турано-Чжангуанцайлинского массива, представляет собой цепочку тектонических блоков и останцов кровли среди палеозойских гранитоидов, сложенных рифейскими и палеозойскими вулканогенно-осадочными поро-

дами. Их можно интерпретировать как реликт прогиба, в значительной мере уничтоженного палеозойской и мезозойской гранитизацией. Прогиб вытянут вдоль реки Буреи на 150 км при ширине около 10 км. По геофизическим данным, максимальная глубина прогиба не превышает 3000 м. Фундамент прогиба сложен верхнеархейскими гнейсами, кристаллическими сланцами и тесно связанными с ними анатектоидными и метасоматическими гранитоидами. Рифейские отложения в нижней части разреза представлены углеродисто-карбонатно-кремнисто-терригенными образованиями, в средней – туфогенно-осадочной толщей, а в верхней – метаморфизованными риолитами, их туфами, игнибридами и дацитами. Мощность рифея порядка 3500 м. Вендские отложения мощностью 850–1000 м [7] представлены известняками, доломитами и, в меньшей мере, филлитовидными сланцами. Кембрийские отложения мощностью 550–900 м сложены различными сланцами, в том числе углистыми, алевролитами, песчаниками, гравелитами и известняками. Все породы смяты в крутые узкие линейные складки. Нижнедевонские терригенные породы и вулканиты среднего-кислого состава залегают в небольших изолированных блоках на юге и в центральной части прогиба. Их мощность оценивается в 300 м. Каменноугольные метаморфизованные песчаники, липарито-дациты, туфы и туффиты мощностью до 200 м закартированы в северной части Мельгинского прогиба.

В Мельгинском прогибе выделены пять интрузивных комплексов: рифейский (кивилийский) гранодиорит-гранитовый, ордовикский (суларинский) гранитовый, средне-позднекарбонный (тырмо-буреинский) гранодиорит-лейкогранитовый, позднепермский (алтахтинский) граносиенит-гранитовый, позднемеловой диорит-порфириновый. Два последних интрузивных комплекса, вероятно, оказали метаморфизирующее воздействие на доалтахтинское оруденение.

Описанные прогибы являются важнейшими рудоносными структурами. Всех их объединяют общие металлогенические особенности: наличие месторождений железа, марганца и платиновых проявлений в углеродисто-кремнисто-карбонатно-терригенных толщах [5], бериллиевых, олововольфрамовых и флюоритовых грейзеновых месторождений, связанных с раннепалеозойскими гранитами, урановых месторождений и проявлений в связи с завершающим карбонным этапом развития структур [3, 4]. Признаки золотоносности установлены во всех прогибах и впадинах, но промышленных объектов до настоящего времени не выявлено. В углеродисто-кремнисто-карбонатно-терригенных отложениях рифея Мельгинского прогиба выявлены медно- и серноколчеданные проявления стратиформного типа [3], алмазопоявления установлены в Кабаргинской впадине Ханкайского массива (Курханское проявление) [6].

Литература

1. Бажанов В.А. Стратиграфия докембрия Приморья: новые варианты корреляции. В кн.: Стратиграфия нижней докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 89–101.

2. Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист М-52, (53). Благовещенск. Под ред. Е. М. Заблоцкого, А. С. Стуканова). Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 215 с. Владивосток, 1987. 152 с.
3. Горошко М.В. Геология и металлогения интракратонных впадин рифейского заложения на Дальнем Востоке. В кн.: Проблемы геологии и металлогении северо-востока Азии (библинские чтения). Том 1. Региональная геология, петрология и геофизика. Магадан, 2001. С. 26–29.
4. Горошко М.В., Чеканцева Н.К. // Тихоокеанская геология. 2001. № 4. С. 19–30.
5. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
6. Изосов Л.А. Среднепалеозойские формации и тектоника Япономорского региона. Владивосток: Дальнаука, 2002. 275 с.
7. Карсаков Л.П., Змиевский Ю.П. Докембрийские комплексы Буренинского массива. В кн.: Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 19–30.
8. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края (в 3-х книгах). Владивосток, пре-принт. 152 с.

В.М. Гранник¹

Зоны Беньоффа: седиментация, магматизм, метаморфизм, металлогения и деформации

Сейсмофокальные зоны или зоны Беньоффа соответствуют сейсмоактивным пододвигающимся частям литосферных плит [1 и др.]. Формируются они в ходе сложнейших тектонических процессов, протекающих в пределах переходных от континентов к океанам зон и определяющих основные особенности рельефа, тектоники, сейсмичности, магматизма, металлогении, геофизических полей, глубинного строения активных окраин. Образование их связано с механическими перемещениями горнопородных и термофлюидных масс, фазовыми переходами горных пород погружающейся плиты и ее взаимодействием с подластеносферной мантией. Палеозоны Беньоффа представлены в складчатых поясах субдукционными сутурами, выполненными офиолитовым меланжем, включающим фрагменты океанской плиты, гайотов, аккреционных клиньев, микроконтинентов, эксгумированных включений глаукофановых сланцев и эклогитов, погруженные в серпентинитовый меланж либо матрицу перетертых обвальнo-оползневых отложений. Фрагменты палеозон Беньоффа могут также присутствовать в составе коллизионных сутур, фиксирующих полное закрытие палеоокеанов. Формируются они в процессе коллизионного взаимодействия двух континентальных плит и характеризуются более разнообразным составом и большой протяженностью (сотни и тысячи километров), интенсивной, как правило, многоэтапной дислоцированностью и метаморфизмом пород. Впервые установлены Центрально-Сахалинская и Охо-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

томорская субдукционные сутуры (палеосубдукционные зоны, палеозоны Беньоффа), которые дополнительно включены в состав структурных элементов раннемеловой и поздне меловой–палеогеновой активных окраин региона. Централно-Сахалинская палеосубдукционная зона была заблокирована Поронайским, а Охотоморская палеосубдукционная зона – Охотоморским микроконтинентом, западнее которого располагалась океанская плита с энсиматической дугой Восточного Сахалина, что вызвало столкновение энсиалической Восточно-Сахалинской и энсиматической Восточного Сахалина островных дуг и проявление ларамийской фазы сжатия.

Погружающаяся литосфера до определенной глубины порождает очаги упругих колебаний, а далее продолжается как асейсмичный процесс. Это явление объясняется снижением упругих свойств субдуцирующей литосферы по мере ее разогрева. Глубина зон Беньоффа зависит главным образом от возраста (плотности) и мощности субдуцирующей океанской литосферы, а также от скорости субдукции. Методами сейсмической томографии субдуцирующая литосфера прослежена до глубин 670–1200 км и более. Глубина зон Беньоффа изменяется также и по простиранию одних и тех же зон. Вертикальное распределение сейсмических очагов в зонах Беньоффа крайне неравномерное. Максимальное количество очагов располагается в верхней части зон, постепенно снижаясь до глубин 250–300 км. После этого оно снова возрастает, образуя пики в интервале от 450 до 600 км. Асейсмичный пробел наблюдается также под активными вулканическими поясами на глубине 100–150 км. Наклон каждой сейсмофокальной зоны меняется с глубиной. Вблизи земной поверхности их наклон составляет 35–15°. Затем он постепенно увеличивается вплоть до отчетливого перегиба, за которым возможно дальнейшее постепенное нарастание наклона вплоть до почти вертикального положения. Вероятной причиной неравномерного нарастания крутизны уходящей в мантию СФЗ считают нарастающее уплотнение субдуцирующей литосферы вследствие фазовых переходов горных пород и минералов. Наиболее глубокие сейсмические очаги трассируют изгиб литосферы у поверхности нижней мантии, которая скользит по этой поверхности либо ложится на неё по мере перемещения ее линии перегиба у желоба в сторону океана. Решение фокальных механизмов указывают на наличие в зонах Беньоффа напряжений сжатия или растяжения, ориентированных в направлении субдукции. Во многих случаях до глубин около 300 км очаги землетрясений локализируются в двух параллельных кровле литосферы фокальных зонах, отстоящих одна от другой на 25–40 км. К верхней плоскости приурочены очаги сжатия, а к нижней – очаги растяжения. Глубже 300–350 км зоны Беньоффа выражены главным образом очагами сжатия, обусловленными взаимодействием литосферы с подастеносферной мантией. Более короткая сейсмофокальная поверхность падает от островной дуги под океан и прослеживается только до глубин, не превышающих толщину поддвигаемой ли-

тосферы (т.е. на 80–90 км). Эта поверхность соответствует зоне пластических деформаций пододвигаемой плиты.

Рельеф, возникающий вследствие конвергентного взаимодействия литосферных плит, предопределяет закономерное размещение седиментационных бассейнов, в которых формируются структурно-вещественные комплексы, обладающие своеобразными индикаторными признаками. В глубоководном желобе накапливаются терригенные и туфогенные турбидиты, формирующие флишеидные комплексы. В преддуговом и тыловом бассейнах образуются континентальные и мелководные морские комплексы молассового облика мощностью до нескольких километров.

Магма вулканов магматических дуг имеет мантийное происхождение. Образуется она в процессе частичного плавления перидотита мантийного клина под воздействием летучих компонентов, отделяющихся от его (клина) нижней части и пододвигающейся плиты. Формирующееся под магматическими дугами тепловое поле определяет местоположение и количество зон магмообразования и химический состав возникающих расплавов. От зон магмообразования отделяются диапиры, снабжающие магматическими расплавами разноуровневые магматические очаги, располагающиеся под вулканами на глубинах: 50–60 км, 20–30 км и 2–5 км. Расстояние между поднимающимися диапирами соответствует расстоянию между крупными вулканами или группами вулканов магматических дуг, изменяющемуся от 35 до 100 км. В среднем оно составляет 70 км. На состав вулканитов определенное влияние оказывает также состав и мощность земной коры висячего крыла зон субдукции.

Термические и барические эффекты, формирование и перемещение флюидов, магм и гидротерм, сопровождающие конвергентное взаимодействие литосферных плит, обуславливают метаморфические преобразования пород в зонах субдукции и над ними. Субдукция порождает парные метаморфические пояса. Метаморфизм высоких давлений–низких температур происходит под глубоководным желобом (фашия жадеит-глаукофановых пород или «голубых сланцев»), а метаморфизм низких и умеренных давлений – высоких температур (фашия андалузит-силлиманитовых пород) – под вулканическим хребтом. Как установлено в настоящее время, эклогиты и глаукофановые сланцы образуются в зонах субдукции на глубинах 40–100 км и более. Важную роль при этом играет скорость субдукции, вариации которой контролируют неравномерность проявления глаукофанового метаморфизма во времени. Во второй зоне проявляется метаморфизм амфиболитовой фашии, образуются гнейсы и происходит палингenez, обусловленные подъемом флюидов и магм над субдуцирующей плитой, а вместе с ними и подъемом геоизотерм. Быстрое выведение (эксгумация) высокобарических образований к поверхности осуществляется возвратным течением, возникающим из-за неустойчивости субдукционного клина при блокировке (закупорке, заклинивании) зоны субдукции микроконтинентом, гайотами, подводными поднятиями, фрагментами древней

островной дуги или при субдукции молодой и горячей литосферы или срединно-океанского хребта.

В магматических дугах отчетливо проявлена закономерная смена в направлении падения зон Беньоффа формационного состава вулканических и интрузивных комплексов: от толеитовых и известково-щелочных фронтальных зон к субщелочным и щелочным тыловым зон. Закономерно меняется по мере удаления от выходов зон Беньоффа и рудоносность активных окраин, обусловленная отмеченной выше сменой составов магматических комплексов. Местам выхода зон Беньоффа на континентальном склоне глубоководного желоба свойственны руды фемического профиля с хромом, платиной, медью, никелем, кобальтом, марганцем и железом. Для внутренних вулканических дуг особенно характерен пропиловый рудный ряд с медью, молибденом, цинком, свинцом, золотом, серебром, сурьмой, ртутью и мышьяком. Окраинно-континентальным вулканоплутоническим поясам свойственны олово-полиметаллическое, медно-порфировое, вольфрамовое, золото-серебряное и редкометальное оруденение. В различно удаленных от зон Беньоффа структурах отмечается последовательное изменение руд колчеданного типа. Собственно колчеданные и медно-колчеданные руды локализируются во внешних прогибах, колчеданно-полиметаллические месторождения (в том числе и типа Куроко) – во внутренних вулканических дугах, порфировые медные руды – в окраинно-континентальных вулканоплутонических поясах. В тыловых прогибах, в соседстве с вулканической дугой, иногда формируются стратиформные полиметаллические месторождения. Поперечные разломы, пересекающие зоны Беньоффа, ВОД и ОКВПП, являются важными магмоконтролирующими, рудоконтролирующими и рудовмещающими структурами. Возле них заметно повышается рудная продуктивность магматических формаций.

Конвергентное взаимодействие литосферных плит сопровождается фрагментацией и тектоническими деформациями взаимодействующих литосферных плит и структурных элементов активных окраин. Океанская плита расчленена трансформными разломами на разновозрастные и разнородные участки, самостоятельно субдуцирующие, иногда под разными углами. На океанском склоне желоба литосфера осложнена продольными сбросами и грабенами. В островных дугах происходит фрагментация земной коры продольными взбросами и сбросами, а также поперечными разрывами и сдвигами. На активных окраинах андского типа в тылу горного сооружения нередко формируются структуры сжатия: взбросы, надвиги, изоклиналильные складки. В основании континентального или островодужного склона осадки желоба сминаются в изоклиналично-чешуйчатые структуры аккреционного клина, иногда содержащие зоны тектонического меланжа, состоящего из обломков различных пород, погруженных в серпентинитовый меланж либо матрицу обвальнo-оползневых отложений. Тектонические чешуи аккреционных призм надвинуты в сторону желоба. Для них весьма характерно повторение

пакетов разновозрастных отложений. Вверх по склону желоба появляются все более древние элементы аккреционной призмы, а наклоны слоев и надвиговых поверхностей становятся круче. Субдукционная аккреция происходит за счет несубдуцированной части чехла океанской плиты и отложений глубоководного желоба. По возрасту вовлеченных в аккрецию турбидитов обычно устанавливается время образования аккреционной призмы или отдельных ее частей. Ширина аккреционных призм составляет первые десятки, а иногда и сотни километров, а вертикальная мощность – 4–5 км, иногда 20 км. В случае проявления субдукционной эрозии пододвигающейся плитой срезаются нижние части континентального склона и (или) аккреционной призмы. Тектоническая эрозия сопровождается оседанием континентального блока и миграцией оси желоба по направлению к континенту.

Мезозойские и кайнозойские субдукционные пояса шириной 2500–3000 км представляют поверхностное выражение нисходящих ветвей мантийной конвекции. Изменения в пространстве и времени структуры крупномасштабной мантийной конвекции приводили и, очевидно, могут приводить к возникновению новых пространственно-временных ориентировок нисходящих мантийных конвективных потоков и соответственно новых глобальных субдукционных поясов.

Литература

1. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 2003. 121 с.

В.М. Гранник¹

Охотоморский сектор Западно-Тихоокеанского тектонического пояса: особенности строения и формирования

Западно-Тихоокеанский тектонический пояс (ЗТП) соответствует Азиатскому сегменту Тихоокеанского тектонического пояса. В его строении отчетливо выделяются две зоны: тыловая со сформированной складчатой структурой и фронтальная, формирование складчатой структуры которой не завершено. Геологической границей этих двух зон служит Восточно-Азиатский (Катазиатский) окраинно-континентальный вулcano-плутонический пояс. По простиранию пояс подразделяется на три сектора: Северо-Восточный (СВ), Центральный (ЦА) или Дальневосточный (ДВ) и Юго-Восточный (ЮВ), различающиеся особенностями геологического строения и развития. Пограничными образованиями Западно-Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов являются кристаллические массивы, сформировавшиеся в обстановке ак-

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

тивных окраин архипелагового типа на границе Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов первично неоднородной Земли [1].

В Охотоморском секторе ЗТПП установлены многочисленные фрагменты фанерозойских окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов, островных дуг, преддуговых прогибов, аккреционных призм, субдукционных сутур, окраинных морей, океанских плато и микроконтинентов, блокировавших зоны субдукции, входивших в состав континентальных разновозрастных окраин. Полученные данные указывают на то, что в фанерозое существенная роль в формировании геологической структуры Охотского сектора ЗТПП принадлежала разновозрастным континентальным окраинам, отражавшим конвергентное и трансформное взаимодействие литосферных плит. Складчатая структура Охотского сектора Западно-Тихоокеанского тектонического пояса формировалась постепенно в процессе субдукции и аккреции и пульсационно в процессе периодических коллизий и левосдвиговых перемещений, приводивших к образованию складчатых зон, частичному или полному закрытию океанских или окраинно-морских бассейнов. Развивающаяся часть Охотского сектора ЗТПП соответствует Охотоморскому сектору кайнозойской активной окраины Пацифики, в состав которой, помимо структурных элементов Курило-Камчатской островодужной системы, дополнительно включены задуговые рифтовые системы и рифтовые вулканоплутонические пояса толейтового, известково-щелочного, сульфидно-щелочного и щелочного магматизма. Палеозойские активные окраины были представлены островодужными и окраинно-континентальными магматическими дугами и задуговыми бассейнами, формировавшимися в начале в южных широтах Северного полушария и затем перемещенными и причлененными к Азиатскому континенту в местах их современного расположения. При закрытии океанского пространства Амурсо-Охотского (Монголо-Охотского) залива субдукционные процессы в среднем и позднем палеозое проявлялись как вдоль окраин Северо-Азиатского кратона, так и массивов Амурского супертеррейна. Вследствие этого вдоль границ плит были сформированы аккреционные комплексы, которые в течение палеозоя причленялись к сходящимся окраинам и в мезозое образовали сложное аккреционно-коллизийное складчатое сооружение. Состав, строение, особенности бореальной фауны и возраст отложений Ульбанского террейна свидетельствуют о его принадлежности к южной части Охотско-Корякского орогенного пояса. Полученные палеомагнитные характеристики нижнедевонских, среднедевонских, средне-верхнедевонских, верхнедевонских отложений Ольдойского террейна Амурского супертеррейна свидетельствуют о том, что этот террейн в раннем девоне находился в приэкваториальных широтах. С раннего-среднего до позднего девона происходило последовательное его смещение на север, которое сохранялось вплоть до юры. Кроме того, Северо-Азиатский кратон в девонское время был развернут относительно современного положения на 180° , а его нынешняя южная

окраина располагалась на широте 50–60° [2]. Эти данные позволяют предполагать, что формирование аккреционных комплексов вдоль южной окраины Северо-Азиатского кратона происходило, преимущественно, в условиях косо́й субдукции. В результате мезозойских событий на месте океана к концу верхней юры–началу раннего мела сформировалось складчатое сооружение со структурным планом, близким современному.

Образования складчатых сооружений фронтальной части Западно-Тихоокеанского тектонического пояса формировались в процессе развития раннемеловой и поздне меловой–палеогеновой активных окраин и продолжают формироваться в процессе развития кайнозойской активной окраины Пацифики. Раннемеловая субдукция террейнов океанской плиты была остановлена Поронайским микроконтинентом, заблокировавшим в альбское–сеноманское время Центрально-Сахалинскую субдукционную палеозону. В поздне меловое–палеогеновое время на востоке Сахалина происходила вначале субдукция, сменившаяся впоследствии коллизией. Плита Кула вместе с океанским плато, перекрытым аккреционными комплексами (Охотоморским микроконтинентом), и океанской плитой с энсиматической дугой Восточного Сахалина заблокировала в начале палеогена Охотоморскую субдукционную зону. Произошло коллизионное взаимодействие энсиматической дуги Восточного Сахалина с энсиалической Восточно-Сахалинской дугой. На Хоккайдо в готеривское время произошло столкновение плато Сорачи с континентальной окраиной Азии, похожее на коллизию континент–континент. В результате этого произошел подъем протяженного аккреционного комплекса, но горообразования не последовало. Субдукция океанской коры в течение раннемелового периода привела к образованию метаморфических пород высокого давления пояса Камуикотан и меланжевого аккреционного комплекса, фиксирующих раннемеловую субдукционную зону, превратившуюся в субдукционную сутуру, являющуюся продолжением Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры. В течение поздне меловой эпохи была сформирована новая система дуга–желоб. Пояс Токоро с метаморфическими породами высокого давления и офиолитами фиксирует поздне меловую–раннепалеогеновую субдукционную зону, превратившуюся в субдукционную сутуру, являющуюся продолжением Охотоморской субдукционной сутуры. Вдоль юго-юго-восточной окраины Охотского (Палеоохотского) микроконтинента располагался преддуговой бассейн (группа немуро) Палеокурильской (Малокурильской) дуги, представленной щелочными базальтовыми породами. В маастрихте–раннем эоцене (70–50 млн лет) происходили интенсивная магматическая активность и эксгумация сформировавшихся в процессе субдукции Камуикотанского и Сусунайского метаморфических поясов, что было обусловлено субдукцией океанского хребта Кула–Пасифик, фронтальной аккрецией и андерплейтингом (ростом снизу). В раннем эоцене хребет столкнулся с желобом.

Образования кайнозойской активной окраины Пацифики, принадлежащие фронтальной развивающейся части ЗТТП, накапливались в рифтовых и пострифтовых Западно-Сахалинском, Южно-Сахалинском, Северо-Сахалинском и Пограничном седиментационных бассейнах, а также в рифтовой впадине между зонами Ребун-Кабато и Камуикотан, испытавших несколько эпизодов рифтообразования, проявлявшихся периодически (в палеоцене—эоцене, позднем олигоцене, среднем и позднем миоцене) с неодинаковой интенсивностью в различных частях региона. Подъем территории острова Сахалин и деформации сжатия, проявившиеся в плиоценовое—четвертичное время, положили начало формированию альпийской Сахалинской складчатой области. Сформировавшиеся в это время правые сдвиги, взбросо-надвиگی и сбросы вызвали дислокации кайнозойских отложений и существенно усложнили структуру складчатых сооружений нижнего структурного этажа. Формирование геологической структуры острова не завершено. В настоящее время оно выражается в проявлении сейсмоактивных тектонических деструктивно-преобразовательных, седиментационных и магматических процессов, сопровождающих развитие Охотоморского сектора кайнозойской активной окраины Пацифики. Развитие Курило-Камчатской островодужной системы сопровождалось постепенной миграцией системы «островная дуга—глубоководный желоб» по направлению к Тихому океану. С конца олигоцена в пределах Камчатки и Курил существовала система из двух дуг — Срединно-Камчатской и Южно-Камчатско-Курильской. В плиоцене зона субдукции Тихоокеанской плиты на участке между Шипунинским п-овом и сочленением с Алеутской дугой оказалась заблокированной, вследствие чего произошел перескок зоны субдукции на современное положение, и Курило-Камчатская островодужная система сформировалась в современном виде [3]. Остров Хоккайдо в современном виде сформировался в среднем миоцене под влиянием косо́й коллизии между Евразийской и Северо-Американской плитами. Развитие структуры Хоккайдо продолжается и в настоящее время.

В течение позднего миоцена островодужный тип вулканизма проявлялся вдоль дуг Тохоку-Хонсю Западного Хоккайдо и Курильской дуги Центрального и Восточного Хоккайдо. Исследования современной геодинамики и сейсмичности Курило-Камчатской и Японской островных дуг позволили разделить их на три сегмента, характеризующиеся маринанским и чилийским типами субдукции [4].

Западно-Тихоокеанский тектонический пояс образован разновозрастными складчатыми сооружениями, завершившими свое развитие, и складчатыми сооружениями, формирование которых продолжается в настоящее время. Следовательно, проявлявшиеся импульсы интенсивного сжатия приводили к приращению к континентам значительных участков океанской плиты, преобразованных в континентальную или субконтинентальную кору. Образование орогенных поясов связано с частичным или полным закрытием существовавших на их месте океан-

ских бассейнов. Блокировка субдукционных зон океанскими поднятиями, микроконтинентами, фрагментами островных дуг и других образований сопровождалась интенсивными пликативными и дизъюнктивными деформациями пород, развитием надвигов и покровов и приводила к образованию горно-складчатых сооружений. Формирование орогенных поясов сопровождалось крупными (в сотни и тысячи километров) продольными сдвиговыми перемещениями примерно параллельно границе континент–океан, что определило многие их структурные особенности.

Литература

1. Пуцаровский Ю.М., Моссаковский А.А., Руженцев С.В. // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 1. С. 88–91.
2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Наука, 1990. Кн. 1. – 327 с; кн. 2. –334 с.
3. Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник Краунс. Науки о Земле. Петропавловск-Камчатский, 2003. С. 32-59.
4. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Булов С.В. Современные активные окраины Восточной Азии: геодинамика, сейсмичность и металлогения. В кн.: Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Материалы Всероссийского совещания, посвященного 90-летию академика Н.А. Шило (XII годовичное собрание Северо-Восточного отделения ВМО). Т. 1. Магадан, 3–6 июня 2003 г. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 13–16.

**И.И. Греков¹, В.Н. Арбузкин¹, Г.В. Литовко¹, Н.И. Прудкий¹,
Е.А. Трофименко¹, С.У. Кухмазов², А.М. Морозова³**

Геолого-геофизическая модель Кавминводского интрузивно-купольного поднятия (Северный Кавказ)

Позднеальпийское Кавминводское интрузивно-купольное поднятие (КМВ ИКП) кольцевой морфологии является частью Эльбрусской вулканической области. Оно располагается в пределах Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса в осевой части тектономагматически активного Транскавказского поперечного поднятия, на северном фланге Северо-Кавказской складчатой системы. Формирование КМВ ИКП протекало в обстановке регионального коллизионного взаимодействия Евразийской и Аравийской литосферных плит [6] и связано с локальной внутриплитной зоной растяжения в ядре КМВ трехлучевой системы [4].

Анализ материалов по Приэльбрусскому геолого-геофизическому профилю совместно с данными региональной геофизики, математи-

¹ ФГУП «Кавказгеолсъемка», Ессентуки, Россия

² ООО Центр геофизических исследований, Москва, Россия

³ ООО «Северо-Запад», Санкт-Петербург, Россия

ческого моделирования и опубликованными материалами [1, 2, 5] выявляет в районе КМВ ИКП аномальную структуру земной коры и верхней мантии, обнаруживающую причинно-следственную связь с развитием локальной коро-мантийной флюидно-магматической системы (рис).

КМВ ИКП располагается в пределах тектонически и магматически активной Предкавказской межблоковой шовной зоны, отделяющей друг от друга различные по степени консолидации и структуре земной коры Предкавказский и Центрально-Кавказский мегаблоки Скифской эпигерцинской плиты [2].

Морфология границ обмена земной коры и положение аномальных объектов в пределах Предкавказской межблоковой шовной зоны подчинены сводовому поднятию КМВ ИКП. В составе верхней мантии на глубинах 70 км и более располагается расширяющаяся с глубиной область относительной сейсмической «прозрачности» среды. Она характеризуется потерей корреляции границ обмена, которые здесь или отсутствуют, или трассируются неотчетливо.

Аномальными элементами геофизического разреза на уровне корамантия являются: 1. Наклонная зона относительной сейсмической «прозрачности» среды. Зона воздымается в северном направлении, трассируя глубинную часть области сопряжения Предкавказского и Центрально-Кавказского мегаблоков Скифской эпигерцинской плиты. По восстанию она проникает в «гранулит-базитовый» слой земной коры, где теряется. 2. Зона протяженностью до 20 км локальных деформаций и «поднятий» поверхности Мохо и «гранулит-базитового» слоя. Амплитуда деформаций достигает 3 – 5 км. 3. Субгоризонтальная область пониженной ($-1 - 4\%$) скорости распространения Р-волн и разуплотнения (на $-0,07 \text{ г/см}^3$) «гранулит-базитовой» коры и верхней мантии общей протяженностью 70 км при мощности до 20 км. Аномально низкоскоростная («разогретая») часть зоны (-4%) ограничивается погружающейся на север камерой 5 x 15 км, расположенной в области сопряжения «гранулит-базитового» слоя с зоной сейсмической «прозрачности» среды.

В «гранитно-метаморфическом» слое расположились: 1. Высокоомное (до 6000 Ом) тело мощностью 20–30 км с повышенными плотностными (до $+0,15 \text{ г/см}^3$) и скоростными (до $+3\%$) характеристиками. Оно ограничено сходящимися на глубине Нагутским и Подкумским внутрикоровыми разломами. 2. Аномальный геофизический слой (до 10 – 14 км) с относительно пониженными скоростями сейсмических волн ($-0,4 - 0,6 \text{ км/сек}$) [1] и плотностью пород ($-0,05 - 0,1 \text{ г/см}^3$). 3. Два локальных блока с контрастно низкими плотностными характеристиками ($2,55 \text{ г/см}^3$) в интервале глубин 10–16 км [1] и 3–5 км [2]. Эти блоки проектируются на эпицентральной части КМВ трехлучевой и кольцевой структуры с аномально отрицательными значениями магнитного и гравитационного полей [8] и максимальными значениями конвективного теплового потока [3].

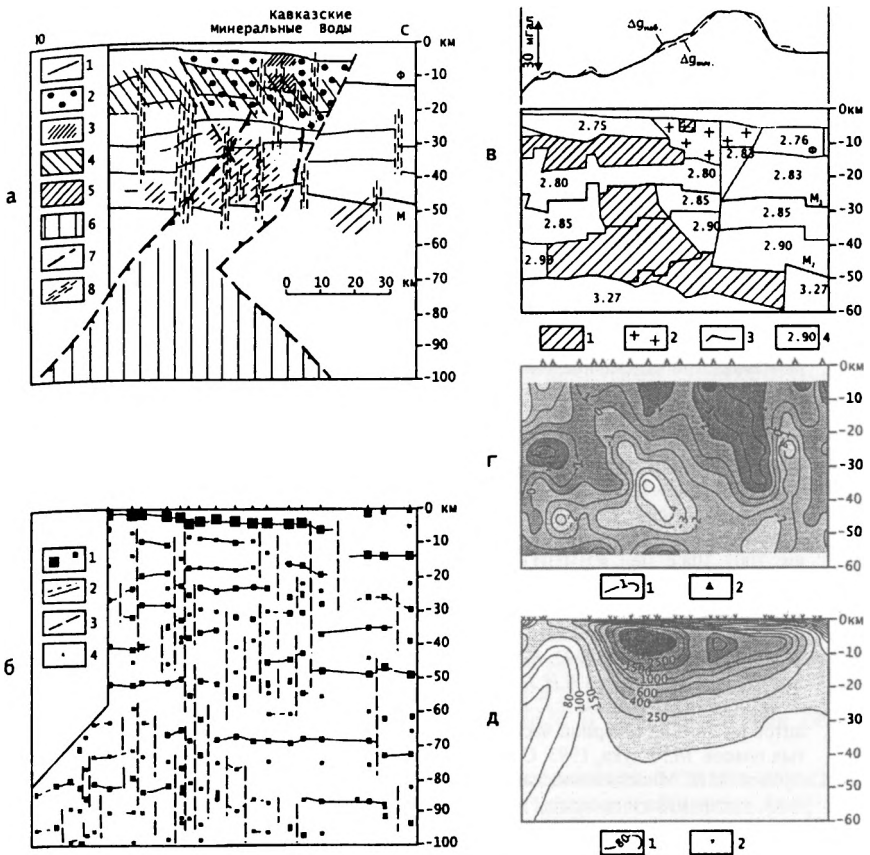


Рис. Обобщенная геолого-геофизическая модель (а), сейсмический разрез (б), плотностная модель (в), схема относительных аномалий скорости Р-волн (г), геоэлектрический разрез (в) Кавминводского интрузивно-купольного поднятия по Призльбрусскому профилю.

1 – а. 1 – границы «геофизического» фундамента (Ф) и поверхности Мохо (М); 2 – область повышенных сопротивлений (более 600 Ом) и плотности (до 2,85 г/см³); 3 – блоки локального разуплотнения (2,55 г/см³); 4–5 – зоны и области разуплотнения в составе «гранитно-метаморфического» слоя (4) и в зоне кора-мантия (5); 6 – область относительной сейсмической «прозрачности» среды; 7 – тектонические нарушения; 8 – зоны рассогласования сейсмического разреза.

1 – б. 1 – точки обмена (вличина значка пропорциональна амплитуде обменной PS-волны); 2 – границы, прослеженные по данным МОВЗ; 3 – линии рассогласования сейсмического разреза; 4 – станции МОВЗ. 1 – в. 1,2 – области разуплотнения (1) и повышенной плотности (2); 3 – границы блоков; 4 – плотности пород ($\rho \times 10^3$ кг/м³). 1 – г. 1 – изолинии относительных аномалий скорости Р-волн; 2 – сейсмические станции (МОВЗ). 1 – д. 1 – изолинии кажущихся сопротивлений (Ом); 2 – точки МТЗ

Таким образом, в составе земной коры КМВ ИКП имеет место трехуровневая колонна геофизических аномальных объектов, укладываемая в модель флюидно-магматической системы [2, 6, 7], предполагающей наличие на верхне- и нижнекоровом срезах земной коры Эльбрусской вулканической области зон разуплотнения и разогрева, благоприятных для формирования магматических очагов и периферических магматических камер. Кроме того, глубинное строение КМВ ИКП вписывается и в геодинамическую модель [9], допускающую подъем плюмов типа *hot finger* в обстановке внутриплитного коллизийонного сжатия на участках локальных глубокофокусных зон растяжения.

Литература

1. *Гаретовская И.В., Краснопецева Г.В., Сизов А.В. и др.* Изучение глубинного строения Северо-Кавказской сейсмоопасной зоны с помощью сейсмических и гравиметрических методов (Кавказские Минеральные Воды и Приэльбрусье). В кн.: Основные проблемы сейсмо-тектоники. М.: Наука, 1986. С. 105–119.
2. *Греков И.И., Компаниец М.А., Литовко Г.В. и др.* Геолого-геофизическая модель Эльбрусской вулканической области (Центральный Кавказ). В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Землию Т.1. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 124–127.
3. *Греков И.И., Ослопов Д.С., Пруцкий Н.И. и др.* Тектонодинамическая структура Северного Кавказа (опыт геологической интерпретации конвективного теплового потока). Эссен-туки., 2001. 108 с. Деп. в ВИНТИ №1912 – В2001.
4. *Греков И.И., Пруцкий Н.И.* Трехлучевые системы Северного Кавказа и их металлогеническое значение. В кн.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск: НПИ, 2002. С. 53–59.
5. *Коновалов Ю.Ф., Попова О.Г., Кухмазов С.У. и др.* // Разв. и охр. недр. 2001. № 2. С. 26–29.
6. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
7. *Поль И., Хесс Ю, Гурбанов А.Г. и др.* Происхождение и петрогенезис миоценовых трахириолитов (А-тип) из северной части Большого Кавказа. В кн.: Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 108–124.
8. *Смирнова М.Н.* Минераловодская тектономагматическая кольцевая структура. В кн.: Тектоника, динамика и процессы метаморфизм. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 153–155.
9. *Ярмолюк В.В., Богатиков О.А., Коваленко В.В.* // Докл. РАН. Т. 395. № 1. С. 91–95.

И.И. Греков¹, Л.Д. Пруцкая¹, О.Н. Круткина¹

Сеймотектонические зоны Северного Кавказа

Северный Кавказ является частью Кавказской сейсмической провинции активной окраины Евразии, сеймотектонический облик которой связывается [6, 7, 11] с механическим конвергентным взаимодействием Скифской и Закавказской эпигерцинских плит. В пределах последних обособилось несколько сейсмоочаговых зон, парагенетически связанных с дрейфом Аравийской плиты в северном направлении [11] и с отражен-

¹ Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие (ФГУГП) «Кавказгеол-сьемка», Эссен-туки, Россия

ным субвертикальным и латеральным «течением» и «растеканием» тектонизированных блоков Большого Кавказа и Предкавказья [9, 10, 11] в широтном направлении, а также возникновением ряда деструктивных зон сжатия, растяжения и сдвига.

Анализ данных о глубинности и плановом расположении эпицентров землетрясений магнитудой менее 3 и выше за период с 1991 по 2001 гг. расширяет наши знания о связи сейсмичности с особенностями строения Северо-Кавказского региона. Полученная дополнительная информация сводится к следующему.

На территории Северного Кавказа выделены Северо-Кавказская и Черноморская независимо развивающиеся сейсмические области, геодинамически связанные с межблоковыми шовными зонами и внутриблоковыми линеаментами Скифской и Закавказской эпигерцинских плит, соответственно.

Северо-Кавказская сейсмическая область (СКСО) охватывает выделенные [3] Центрально-Кавказский (ЦК) и Восточно-Кавказский (ВК) кристаллические («жесткие») массивы и южный фланг более «пластичного» Предкавказского мегаблока Скифской эпигерцинской плиты, реализованные в альпийский тектонический цикл в центральный и восточный сегменты Большого Кавказа и Предкавказскую зону краевых прогибов.

Подавляющее число землетрясений СКСО локализовано в секторе между Армави́ро-Невинномы́ским [3] и Аграха́но-Тбили́ско-Левантуйским [5] линеаментами. Здесь и в ближайшей периферии оконтурены 26 максимумов сейсмической активности, которые группируются в линейно-координированные диагональные и ортогональные сейсмические зоны различной глубинности.

Морфология сейсмомаксимумов, их геологическая позиция вместе с данными о современной тектонодинамике Северного Кавказа [11] позволяют выделить среди них структуры растяжения, сжатия и сдвига.

Области растяжения характеризуются погружением корневых («сейсмофокальных») зон в сторону отрицательных структур. В качестве последних здесь выступает Предкавказская зона краевых прогибов, в том числе Терско-Сунженский фрагмент Терско-Каспийского краевого прогиба, и в меньшей степени южная предгорная часть Восточно-Кубанской впадины. В зонах сжатия «сейсмофокальные» зоны сейсмомаксимумов погружаются в сторону горного сооружения и парагенетически связаны с Армави́ро-Невинномы́ским, Невинномы́ским, Нагутским, Северо-Нагутским, Владикавказским, Восточно-Дагестанским разломами Предкавказской межблоковой шовной зоны и с разломами Главного Кавказского краевого шва Скифской плиты. Зоны сжатия предпочтительно разместились по периферии ЦК и ВК кристаллических массивов в эпицентральной части и на флангах Армавирской, Кавминводской, Ардонской, Сулакской и Самурской внутриплитных трехлучевых систем [4], тектонодинамика которых укладывается в схему сдвиг-сдвиг-раздвиг. Сдвиговые напряжения допускаются по Невинномы́с-

скому, Черкесскому, Нагутскому разломам, а также по разломам Софийско-Клычской депрессии и по Мамисонскому отрезку Главной Кавказской шовной зоны.

В пределах СКСО выделены несколько диагональных и ортогональных линейно-координированных сейсмических зон (ЛКСЗ), далеко не всегда отвечающих установленной региональной делимости земной коры. Приоритетными и наиболее ярко выраженными являются ЛКСЗ запад-северо-западной (300–310°) ориентировки. К их числу принадлежат (с севера на юг): Буденевская и Сулак-Дербентская, Зеленокумск-Грозный-Кумухская (Грозненская), Невинномысск-Владикавказ-Тляротинская, Тимашевск-Майкоп-Теберда-Мамиссонская ЛКСЗ. Из них только Грозненская зона является глубокофокусной верхнемантийного заложения, а остальные – коровые. ЛКСЗ зоны северо-восточного направления не всегда отчетливы. Среди них наиболее выразительной является ЛКСЗ, связанная с Аграхано-Тбилиско-Левантийским (АТЛ) левым сдвигом. Остальные зоны фиксируются по ступенчатому изменению сейсмической активности, нарастающей по мере приближения к АТЛ линеаменту. Ортогональная система ЛКСЗ осложняет общий сейсмический рисунок СКСО.

По глубинности среди сейсмических максимумов выделяются максимумы верхнекорового, нижнекорового и мантийного заложения. Последние расположены преимущественно в пределах широтного отрезка Терско-Капийского краевого прогиба, по своей морфологии они отражают тектонодинамику растяжения. Наиболее глубокофокусной сейсмоактивной зоной растяжения здесь является Грозненская (более 70 км). Эпицентральная часть этой зоны сопровождается Грозненским мантийным «выступом» с амплитудой до 3–4 км [1], а на поверхности – Чеченской локальной впадиной. Контролируется она областью сопряжения линеаментов северо-западной ориентировки с Кизлярским и Владикавказским граничными разломами Терско-Капийского краевого прогиба, а в структуре домезозойского фундамента – с офиолитовым швом [1] между ВК кристаллическим массивом и Предкавказским мегаблоком. Грозненский мантийный выступ имеет северо-западную ориентировку и является ключевой сейсмогенерирующей структурой Северо-Кавказской сейсмической области. В его пределах располагаются все наиболее глубокофокусные (более 70 км) эпицентры землетрясений, а в ближайшей периферии – все эпицентры землетрясений коромантийного уровня (40–70 км). Эпицентры коровых землетрясений центробежно расходятся от Грозненского мантийного выступа, что, вероятно, связано с потерей пластичности земной коры снизу вверх по разрезу и с функционированием мантийного выступа по схеме асимметричной конвективной многокорневой ячейки.

Черноморская сейсмоактивная область в пределах Северо-Кавказского региона представлена Новороссийско-Сочинской сейсмоактивной тектонической зоной, ориентированной субпараллельно Гроз-

ненской. Она отличается от СКСО пониженной сейсмичностью, характером размещения потенциальных зон сжатия и растяжения, отсутствием здесь «жестких» массивов, небольшой мощностью консолидированной коры и автономным развитием. Новороссийско-Сочинская зона укладывается в рамки Туапсинского краевого прогиба, заложившегося в теле Закавказской эпигерцинской плиты. Здесь выделяются два района максимальной концентрации эпицентров землетрясений мантийной глубинности, пространственное положение которых контролируется Черноморской межблоковой шовной зоной с Анапской ступенью и с Пшехско-Лазаревской складчато-разрывной зоной. Оба максимума тектонодинамически отражают обстановку сжатия, парагенетически связанную с дрейфом Западного Кавказа на запад [11] и с поддвигом вала Шатского под вовлеченное в горное сооружение Большого Кавказа Гагрско-Джавское складчато-глыбовое поднятие.

Таким образом, на Северном Кавказе получили развитие сейсмоочаговые зоны двух типов. Их тектонодинамика в одних случаях связана с инденторным конвергентным взаимодействием блоков земной коры различной жесткости, в других (Грозненская очаговая зона и Терско-Сунженский сегмент Терско-Каспийского краевого прогиба) – больше отвечает схеме асимметричной конвективной многокорневой ячейки в рамках концепции континентальных рифтов или сейсмоактивных флюидно-магматических систем [8]. Последнее замечание согласуется с установленным недавно [2] повышенным конвективным тепловым потоком в пределах Терско-Каспийского краевого прогиба.

Литература

1. Греков И.И., Литовко Г.В. Геолого-геофизическая модель Северо-Кавказского складчатой системы и Скифской эпигерцинской плиты по профилю Ахмета – Южно-Сухокумское. В кн.: Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 163–167.
2. Греков И.И., Ослопов Д.С., Пруцкий Н.И. и др. Тектонодинамическая структура Северного Кавказа (опыт геологической интерпретации конвективного теплового потока). Эссендуки: 2001. 108 с. Деп. в ВИНТИ №1912 – В2001.
3. Греков И.И., Пруцкий Н.И. Трехлучевые системы Северного Кавказа и их металлогеническое значение. В кн.: Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т.1. Новочеркасск: НПИ, 2002. С. 53–59.
4. Греков И.И., Пруцкий Н.И. Проблемы тектоники и металлогении Северного Кавказа. // Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Эссендуки, 2000. С. 208–226.
5. Короновский Н.В. // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геология. 1984. №6. С. 7–18.
6. Короновский Н.В. Современная геодинамика Кавказского сектора Альпийского пояса. В кн.: Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Тез. докл. М.: 1996. С. 67–68.
7. Короновский Н.В., Демина Л.И. В кн.: Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.
8. Пронин А.П., Пруцкая Л.Д., Круткина О.Н. и др. // Геологический вестник центральных районов России. 2001. №3–4. С. 23–37.
9. Расцветаев Л.М. Тектонические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа. В кн.: Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 69–96.

10. *Расцветаев Л.М., Греков И.И., Компаниец М.А. и др.* Глубинное строение Большого Кавказа: содвиговая модель. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. С. 100–103.
11. *Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др.* // Физика земли. 1999. № 9. С. 3–18.

Г.В. Грушевой¹, И.Г. Печенкин²

Металлогения урана коллизионных областей и их обрамления (на примере Средиземноморско-Гималайского подвижного пояса)

В пределах западной и центральной частей Евразийского континента урановые месторождения расположены дискретно, и рудоносные территории чередуются с безрудными. Актуальной задачей является сопоставление ураноносных блоков и оценка возможности выявления аналогичных урановорудных территорий севернее и восточнее Памира – в России, Монголии и Китае. Изучение тектонических проблем подвижных поясов и их обрамления с точки зрения плейт-тектоники, а также горячих точек позволяет наметить новый подход к металлогеническим исследованиям.

Проведенный анализ базируется на двух постулатах. 1. Крупные урановые месторождения песчаникового типа приурочены к осадочным бассейнам (ОБ) различного типа, число которых ограничено. 2. Каждый ОБ проходит последовательно несколько стадий развития, которым отвечают соответствующие рудообразующие системы (РС). Осадочный бассейн рассматривается как самостоятельная геологическая структура, связанная в своем развитии с тектонической эволюцией вмещающего его континентального блока.

Эпигенетическая стадия развития пород ОБ объединяет три РС: катагенетическую (стадиальную), эксфильтрационную и инфильтрационную, каждая из которых генерирует свой набор полезных ископаемых. Последняя, инфильтрационная, главенствует при формировании полиминеральных урановых пород песчаникового типа.

Новейшая история тектонического развития Средиземноморско-Гималайского пояса определяется интенсивным проявлением горизонтальных сжатий, связанных с коллизией Африкано-Аравийской и Индийской плит со стабильной Евразийской. В результате коллизии сформировался протяженный (более 10 000 км) Коллизионный пояс (рис.) широтного простирания, где горные цепи чередуются с впадинами различных размеров и морфологии. Последние рассматриваются как ОБ

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) Санкт-Петербург, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ВИМС), Москва, Россия

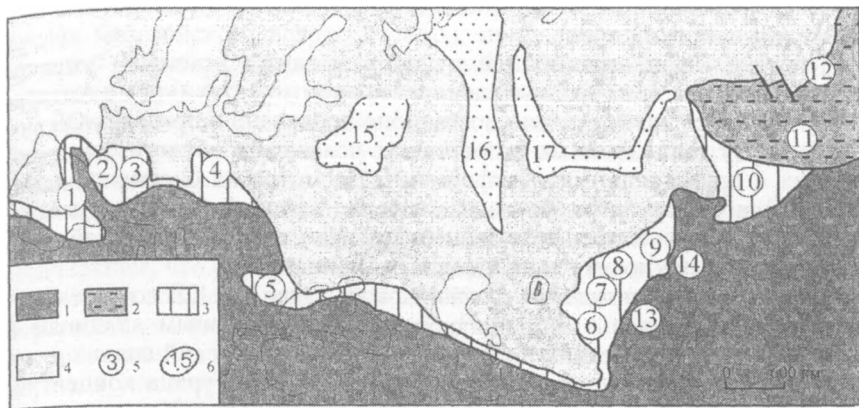


Рис. Схематичная карта ураноносности северного борта Альпийско-Гималайского подвижного пояса

1–4 – пояса: 1 – Коллизионный пояс, 2 – Байкало-Гобийский пояс, 3 – Суборогенный пояс, 4 – Северный; 5 – урановорудные провинции и районы (1 – район Иберийской Ривьеры, 2 – район Аквитанской впадины, 3 – Центральный Французский район, 4 – Лабский район, 5 – Восточно-Радопский район, 6 – Центрально-Кызылкумская провинция, 7 – Сырдарьинская провинция, 8 – Чу-Сарыуская провинция, 9 – Балхашский район, 10 – район Джунгарской впадины, 11 – Чойренский район Монголии, 12 – Витимский район, 13 – Ферганский район, 14 – Илийский район); 6 – перспективные металлогенические пояса неактивизированных платформенных частей (15 – Подмосковный, 16 – Предуральский, 17 – Западно-Сибирский).

тектоно-седиментационного типа. Севернее Коллизионного пояса на обширной территории Евразийского континента в пределах внутриконтинентальных областей господствующим распространением пользуются ОБ структурно-породного типа (Северный пояс). Они приурочены к чехлам древних и молодых платформ. Область сопряжения Коллизионного пояса с платформами выделяется в виде самостоятельного Суборогенного пояса, в пределах которого осадочный чехол платформ испытал интенсивное воздействие коллизионных процессов. Структурно-породные ОБ в пределах Суборогенного пояса следует рассматривать как тектоно-седиментационные. В пределах Северного пояса к чехлу Русской платформы приурочены только ОБ осадочно-породного типа.

В обрамлении палеозойских орогенных сооружений к основанию чехла Западно-Сибирской платформы тяготеют ураноносные ОБ мезозойского этапа развития региона. В восточной части Евразийского континента широко проявлены орогенные сооружения палеозойского Урало-Монгольского пояса, которые испытали ослабленное коллизионное воздействие молодого (N-Q) Средиземноморско-Гималайского. С палеозойскими структурами Урало-Монгольского пояса смыкаются участки вскрытого фундамента древней Сибирской платформы. В пределах упомянутых складчатых сооружений в небольших впадинах Монголии и

Забайкалья установлены тектоно-седиментационные ураноносные ОБ (Байкало-Гобийский пояс).

Действие инфильтрационной рудообразующей системы – универсальный процесс, который выявлен на всех континентах (кроме Антарктиды). С наибольшей интенсивностью оно проявлено в пределах ОБ молодых (N-Q) коллизионных и орогенных поясов и в области стыка последних с прилегающими платформами. Несмотря на очевидное влияние тектонического фактора на размещение крупных урановых месторождений, авторы не меньшее значение отдают осадочным бассейнам – как главной арене проявления инфильтрационной РС.

Урановые месторождения песчаникового типа MZ-KZ возраста широко распространены в ОБ, приуроченных к межгорным впадинам и чехлам молодых и древних платформ. Металлогенический анализ рудоносных ОБ показывает, что крупные месторождения урана концентрируются в пределах двух поясов широтного простираия (Коллизионном и Суборогенном). Осадочные бассейны Северного пояса (чехлы платформ) еще не заняли достойного места в качестве источника урана. Положение промышленных урановых месторождений обусловлено геодинамическим фактором – приуроченностью к области сочленения молодого Средиземноморско-Гималайского коллизионного пояса с древними и молодыми платформами. Отмечается четкая зональность в распределении ураноносных ОБ в направлении от Коллизионного к Северному платформенному поясу.

В пределах межгорных впадин Коллизионного пояса располагаются мелкие, средние и крупные урановые месторождения песчаникового типа в терригенных, угленосных и реже карбонатных отложениях ОБ тектоно-седиментационного типа. В Суборогенном поясе отмечается узловое распределение ураноносных ОБ тектоно-седиментационного типа в пределах отдельных блоков (срединные массивы, активизированные участки платформ). В этих ОБ располагаются средние, крупные и уникальные по запасам урановые месторождения роллового типа. Структурные особенности Коллизионного и Суборогенного поясов предопределяют многообразие взаимоотношений рудных систем (стадиальной, эксфильтрационной и инфильтрационной) в ОБ и проявление термальных процессов в пределах рудных полей отдельных урановых месторождений.

К Северному ураноносному поясу тяготеют структурно-породные ОБ, которые контролируют размещение мелких и средних пластовых урановых месторождений базального и внутрiformационного типов. Их следует рассматривать как разновидность ролловых месторождений, сформированных в палеорулах в условиях свободного и затрудненного водообмена при значительной скорости продвижения грунтовых и грунтово-пластовых вод. Для них характерно единообразие морфологии пластовых залежей и состава руд, как в чехле молодых, так и древних платформ. В настоящее время промышленную ценность приобретают урано-

вые месторождения базального типа в эрозионно-тектонических палеорусле мезозойского возраста (J_3-K_1), приуроченных к южному борту молодой Западно-Сибирской платформы. Обосновывается возможность выявления ураноносных палеодолин базального и внутрiformационного типов и в чехле Русской платформы, развивающихся не только от обрамляющей рамы, но и от крупных массивов центрального типа (Воронежский массив).

В пределах Суборогенного пояса выделены Памирский и Гималайский секторы, к которым приурочены три типа металлогенических зон. Подчеркнем, что ролловые месторождения-гиганты в пределах металлогенических зон расположены на наибольшем расстоянии от границы суборогена (до 200 км). Проведенное сопоставление инфильтрационного рудообразования (по урану), стадиальных и эксфильтрационных процессов в упомянутых секторах показало, что эти процессы проявились по-разному. В Памирском секторе поэтапное однонаправленное развитие тектонических процессов в N-Q время привело к непрерывному наращиванию по протяженности рудоносных зон пластового окисления и соответственно увеличению масштабов урановых месторождений. Коллизионные процессы в Гималайском секторе обусловили более сложный мозаичный структурный рисунок, частое смещение направления инфильтрационных рудообразующих процессов в ОБ, а также перемещение очагов разгрузки подземных вод во времени. Это предопределило более скромное развитие рудообразующего процесса в ОБ данного сектора. При этом следует подчеркнуть несравненно меньшую его изученность по сравнению с Памирским сектором.

Ведущая роль экзогенных факторов в размещении всех урановых месторождений (кроме месторождений-гигантов) во всех четырех поясах (Коллизионном, Суборогенном, Северном и Байкало-Гобийском) бесспорна и обусловлена активной «работой» кислородсодержащих ураноносных вод по извлечению урана из рудовмещающих отложений и пород местных областей питания в верхней оболочке земной коры.

Формирование ролловых месторождений-гигантов невозможно без внешнего источника, который располагается на значительном удалении от них (от 300 до 500 км) и тяготеет к области максимальных стрессовых усилий, которые возникают в местах активного соприкосновения коллизионных плит (Памирский «клин»). В качестве возможной модели формирования крупных скоплений металла авторами привлечена концепция И.И. Абрамовича о возникновении мантийного термобарического сепаратора, которая допускает латеральное перераспределение флюидов и связанных с ними рудных компонентов (включая уран).

Эта концепция по-новому позволяет подходить к прогнозированию ролловых месторождений-гигантов в ОБ, расположенных в области, где возможна аккумуляция специализированных флюидов в астеносфере в зонах максимальных коллизионных стрессов.

Фундаментальные и прикладные аспекты металлогенического анализа основных типов тектонических сооружений России

Фундаментальные основы металлогенических исследований заложены Ю.А.Билибиным и Н.С.Шатским, обосновавшими генетическую связь рудообразования и локализации полезных ископаемых с геологическими процессами – тектоническими, магматическими, осадочными и метаморфическими. Главенствующее значение тектоники в изучении размещения экзогенных и эндогенных полезных ископаемых впервые доказал Н.П.Херасков. В современном металлогеническом анализе взаимосвязи геологических и рудообразующих процессов исследуются на геодинамической основе: теоретических положениях и прикладных следствиях глубинной геодинамики, исследующей плитотектонические и плюмтектонические процессы, с привлечением палеогеографических и историко-геологических факторов рудообразования.

Геодинамические условия определяют вещественные (в первую очередь геохимические) и структурные особенности геологических формаций, структурных, метаморфических, метасоматических преобразований. Палеогеографические обстановки играют ведущую роль в составах гипергенных преобразований и осадочных формаций. Вся совокупность этих геологических факторов формирует концентрацию полезных компонентов в месторождениях. На этой комплексной геодинамической, структурной и вещественной основе решаются фундаментальные и прикладные аспекты металлогенического анализа. Методические вопросы современного металлогенического анализа в общих чертах разработаны и опубликованы коллективами МЦГК «Геокарт» и ИМГРЭ в многотомной серии методических руководств по металлогеническому анализу на геодинамической основе.

Прикладные следствия металлогенического анализа в концентрированной форме реализуются в металлогеническом и прогнозно-металлогеническом районировании исследуемых территорий. В наиболее полном виде такое районирование представляет собой комплект карт, в содержании которых отражена ресурсная и прогнозная оценка

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

² Межрегиональный центр по геологической картографии (МЦГК «Геокарт»), Москва, Россия

³ Министерство природных ресурсов РФ (МПР РФ), Москва, Россия

⁴ Российская академия наук (РАН), Москва, Россия

металлогенических таксонов полного масштабного ряда – от обзорного до детального.

К настоящему времени на территории России ансамбли металлогенических объектов глобального, трансрегионального, регионального и территориального рангов с известными и прогнозируемыми рудно-формационными, структурно-вещественными и геодинамическими характеристиками полностью представлены только на двух картах – на опубликованной в 2002 году «Схеме металлогенического районирования России ...» и на подготовленной к изданию «Карте прогнозно-металлогенического районирования России...». На них в составе единиц глобального ранга впервые выделены Восточно-Европейско-Баренцевская и Восточно-Сибирская платформенные металлогенические мегапровинции, а также определены границы сегментов Урало-Охотского, Средиземноморского, Арктического и Западно-Тихоокеанского металлогенических поясов, Центральноарктической и Тихоокеанской океанических мегапровинций.

К трансрегиональным единицам платформенных мегапровинций относятся металлогенические области щитов и платформенные провинции. В разрезах щитов обособляются два структурных этажа. Нижний – главный, представленный группой метаморфических и метаморфизованных комплексов, и верхний – перекрывающий, сложенный группой внутриплитовых комплексов, а на Алдано-Становом щите и активнопольских комплексов. В метаморфическом этапе выделяются два основных типа металлогенических единиц – в метаморфических геологических комплексах с неустановленной геодинамической природой и в метаморфизованных комплексах с установленными геодинамическими обстановками их формирования. В составе первого типа выделяются гранулит-гнейсовые и гранит-зеленокаменные металлогенические единицы. Гранулит-гнейсовые – специализированы на железорудное и флогопитовое оруденение, а гранит-зеленокаменные – на железорудное, медноколчеданное, сульфидное медно-никелевое и золотое. Метаморфизованные геологические комплексы внутриплитовой и надсубдукционной природы специализированы на сульфидное медно-никелевое, медное, молибденовое и золотое оруденение. Существенная часть платинового, хромитового, медно-никелевого и редкометально-редкоземельного оруденения связана с проявлениями ультрамафит-мафитового и щелочного ультрамафит-мафитового внутриплитного магматизма. На Алдано-Становом щите золотое и урановое оруденение контролируется в основном магматитами позднеюрско-раннемелового активнопольского пояса.

Платформенные провинции состоят из парагенезов внутриконтинентальных (собственно платформенных) осадочных бассейнов и вулканогенно-осадочных бассейнов континентальных рифтов – авлакогенов, а также проявлений локального и траппового внутриплитного магматизма. На платформах с осадочно-диагенетическими процессами осадкона-

копления и последующими катагенетическими преобразованиями связано формирование нефтегазовых, угольных, горючесланцевых, железорудных, марганцевых, урановых, стронциевых, фосфоритовых, палеороссыпных титан-циркониевых и других месторождений. Гипергенные преобразования платформенных осадочных толщ специализированы на железорудное и бокситовое оруденение, а инфильтрационные – в основном на урановое. Известные на платформах проявления внутриплитного магматизма и ассоциирующие с ними алмазные и железорудно-апатит-редкометалльные месторождения заметно не нарушают металлогенических особенностей платформенных провинций. Исключение представляют лишь траппы, которые специализированы на многометальное (Cu, Ni, Co, Pt, Au, Sr) оруденение. Значительный интерес на выявлении нового уран-ванадий-никель-молибденового оруденения представляют горючие сланцы Новгородской металлогенической зоны. Особенности геохимической специализации указывают на возможность выявления этого типа оруденения и в других сланцевых бассейнах России.

В составе покровно-складчатых поясов на территории России выделяются металлогенические области трех типов: коллизионные, аккреционно-коллизионные и аккреционно-коллизионно-активноокраинные.

Коллизионные области являются теми металлогеническими единицами, которые изначально формировались в обстановке внутриплитовых пассивноокраинных осадочных бассейнов, а на последующем этапе – в обстановке коллизионного столкновения с образованием покровно-складчатых сооружений. На территории России к коллизионным относятся Пайхой-Новоземельская, Таймыро-Североземельская, Верхояно-Колымская и Новосибирско-Чукотская металлогенические области. Для них характерны рудные формации двух типов: бинарные, связанные с коллизионными структурно-метаморфическими и метасоматическими преобразованиями пассивноокраинных рудных накоплений (золото-кварцевая, платина-золотосульфидная, серебро-свинцово-цинковая, сурьмяно-ртутная), и простые – собственно коллизионные гранитоидные (оловянные, вольфрамовые, реже молибденовые), а также осадочные – предгорных и межгорных бассейнов (угольные, нефтегазовые, соляные, медные, марганцевые). В их пределах существенное наращивание ресурсов золота, платины, серебра связано, в первую очередь, с черносланцевыми пассивноокраинными формациями.

Главные геологические комплексы аккреционно-коллизионных областей формировались в островодужных обстановках. Подчиненное значение имеют комплексы и пассивноокраинной и аккреционной обстановок. Покровно-складчатые сооружения аккреционно-коллизионных областей «сшиты» интрузиями коллизионных гранитоидных поясов и перекрыты комплексами коллизионных осадочных и вулканических впадин. В этих областях преимущественно развиты месторождения островодужных (главным образом, колчеданных медно-цинковых и колчеданно-полиметаллических) и коллизионных (в основном золоторудных) форма-

ций. На территории России к числу аккреционно-коллизийных отнесены Кавказская, Уральская и Колымо-Омолонская металлогенические области. В них, так же, как и в коллизийных, основные перспективы наращивания ресурсов нетрадиционного благороднометалльного оруденения связаны с пассивноокраинными формациями и их структурными и метасоматическими преобразованиями. Это в первую очередь золото-сурьмяно-ртутный мелкодисперсный (карлинский) тип оруденения.

Аккреционно-коллизийно-активноокраинные металлогенические области образовались в результате аккреции террейнов разной геодинамической природы, их последующего коллизийного раздавливания и перекрытия вулканоплутоническими и осадочными комплексами активных континентальных окраин. Для этого типа областей весьма заметен вклад проявлений внутриплитного магматизма, трудно опознаваемого в силу смешения с магмами субдукционного происхождения. На территории России к аккреционно-коллизийно-активноокраинным отнесены Алтае-Саянская, Байкало-Витимская, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алинская, Охотско-Чукотская, Корякско-Камчатская и Хоккайдо-Сахалинская области. Все они отличаются значительным разнообразием типов металлогенических зон и рудных формаций. Среди них наиболее перспективными в отношении наращивания прогнозных ресурсов благородных металлов являются черносланцевые формации задуговых бассейнов, активноокраинных тыловых рифтов и прогибов.

Наконец, выделяются современные металлогенические провинции и области. Потенциально нефтегазоносные пассивноокраинные провинции – Лаптевская, Восточно-Сибирская, Чукотская – и нефтегазоносные провинции шельфовых задуговых бассейнов – Берингоморская и Охотоморская, а также островодужные области – Алеутско-Командорская и Курило-Камчатская, специализированные в основном на золото-серебряное и полиметаллическое оруденение.

**А.В. Дворова¹, Н.В. Лубина², В.С. Буртман¹,
Г.З. Гурарий¹, А.Н. Диденко¹**

Геодинамика и кинематика венд-палеозойских пород Урала по палеомагнитным данным

В течение последних лет коллективом авторов было проведено изучение палеомагнетизма докембрийских и палеозойских пород Полярного, Среднего и Южного Урала [1,2,3,4 и др.], результаты которого обобщены в настоящей работе. На Полярном Урале были изучены породы докембрия протоуральской островной дуги (участок Манюку-Яха),

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

раннепалеозойские породы шельфа и континентального склона Восточно-Европейского континента (уч-ки Енганэ-Пэ, Погурей), ранне- и среднепалеозойские породы коры Уральского палеоокеана (уч-ки Лагорта-Ю, Правая Паейра, Норитовый, Сьум-Кеу, Нырдовоменшор), породы Малоуральской островной дуги (уч-ки Войкар, Харматалоу).

На Среднем и Южном Урале изучены ордовикские и силурийские породы Восточно-Уральского микроконтинента (уч-ки Тогузак, Варна, Багаряк), девонские породы Ирэндикской островной дуги (уч. Сибай) и уральских окраин Восточно-Европейского континента (уч. Кага) и Казахстанского микроконтинента. (уч. Тобол). Были изучены: породы океанической коры, вулканогенно-осадочные образования островных дуг и осадочные отложения континентальных окраин (таблица).

Все палеомагнитные коллекции прошли полное ступенчатое термо-размагничивание в печах, помещенных в двух-трехслойный экран из металла (остаточное магнитное поле в печи менее 20 нТл) до температур 585–700° С. Шаг нагрева менялся в зависимости от поведения намагниченности в ходе исследования от 100–50°С в низкотемпературном диапазоне до 30–10° в высокотемпературных. Измерение естественной остаточной намагниченности (ЕОН) производилось в Москве на магнитометре JR-4, установленном в кольцах Гельмгольца, и в Мюнхенском университете на криогенном магнитометре с чувствительностью не более 1мкА/м. Выделение компонент ЕОН производилось при анализе данных температурного размагничивания путем использования программ [6]. Были использованы тесты складки, обращения и конгломератов. Статистика приведена по образцам.

Во всех коллекциях Полярного и Среднего Урала, кроме высокотемпературной первичной компоненты намагниченности (таблица), были выделены послескладчатые компоненты намагниченности, совпадающие с направлением позднепалеозойского перемагничивания, и компоненты, близкие по направлению к направлению современного поля в районе исследования. В коллекциях Южного Урала за исключением первичной компоненты также выделяются обе вышеупомянутые послескладчатые компоненты намагниченности; лишь в силурийской коллекции уч-ка Варна, кроме первичной компоненты выделяется только современная компонента намагниченности. Таким образом, на Полярном Урале в коллекции (уч-к Манюку-Яха) была выделена доскладчатая компонента в температурном интервале 450–570°С, имеющая возраст, близкий ко времени образования пород (650–640 млн лет). На уч-ках Енганэ-пэ и Погурей были выделены доскладчатые компоненты намагниченности в температурных интервалах 460–670°С и T=400–630°С соответственно. В породах уч-ка Норитовый была получена доскладчатая компонента намагниченности в температурном интервале от 420 до 630°С, на уч-ке Войкар – от 460 до 620°С, на уч-ке Нырдовоменшор от – 560 до 600°С. На Среднем Урале (уч-к Багаряк) была выделена доскладчатая компонента в температурном интервале от 340 до 580°С. На Южном Урале доскладчатая компонента была

получена на уч-ках Тогузак ($T=440-660^{\circ}\text{C}$), Варна ($T=100-500^{\circ}\text{C}$), Сибай ($T=200-610^{\circ}\text{C}$), Кага ($T=200-600^{\circ}\text{C}$). Доскладчатая компонента на уч-ке Тобол была выделена в температурном интервале от 610 до 700°C . Полярность древних компонент намагничённости пород Восточно-Европейского континента (ВЕК), полученных в настоящей работе, определялась с помощью известной кривой миграции полюса ВЕК [5,7]. Полярность древних компонент намагничённости пород микроконтинентов и островных дуг определялась, исходя из принципа минимизации перемещения и вращения объектов.

В результате проведенных палеомагнитных исследований сделаны следующие выводы.

1. Протоуральская островная дуга в вендское время находилась у уральской окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) на широте $34,9 \pm 7^{\circ}$ ю. ш.

2. Лемвинская зона в кембрии–тремадоке находилась около экватора на широте $3,9 \pm 4^{\circ}$ с.ш.

3. Елецкая шельфовая зона ВЕК в арениге находилась на широте $9,3 \pm 2^{\circ}$ ю.ш.

4. Офиолиты Полярного Урала в ордовике формировались на широте $10,8 \pm 2,6^{\circ}$ с.ш.

5. Формирование пород Малоуральской энсиматической островной дуги в позднем ордовике – раннем силуре происходило вблизи Казахстанского микроконтинента на широте $14,9 \pm 6,3^{\circ}$ ю.ш.

6. Восточно-Уральский микроконтинент в среднем–позднем ордовике находился на широте $4,0 \pm 3,2^{\circ}$ ю.ш, для раннего силура в разных частях этого микроконтинента определены палеошироты $9,1 \pm 4,5^{\circ}$ и $12,2 \pm 3,4^{\circ}$ ю.ш.

7. Палеоширота края ВЕК, ближайшего к участку Тогузак на Восточно-Уральском микроконтиненте, определена относительно среднеордовикского палеомагнитного полюса ВЕК по [5] в $18^{\circ} \pm 4^{\circ}$ ю.ш. Используя это определение, можно сделать вывод, что в это время расстояние между микроконтинентом и ВЕК было более 750 км вдоль палеомеридиана.

8. Палеошироты края ВЕК, ближайшие к участкам Варна и Багаряк, определенные относительно раннесилурийского палеомагнитного полюса ВЕК [5], равны $14,6 \pm 5^{\circ}$ ю.ш и $12,3 \pm 5^{\circ}$ ю.ш. Используя эти определения, можно сделать вывод, что в это время Восточно-Уральский микроконтинент, вероятно, находился вблизи ВЕК.

9. Простираение длинной оси Восточно-Уральского микроконтинента в среднем ордовике было СЗ-ЮВ, в раннем силуре – СВ-ЮЗ.

10. Раннесилурийский субдукционный магматизм участка Багаряк происходил на краю Восточно-Уральского микроконтинента.

11. Окраинная зона Казахстанского сиалического блока, обращённая к Уральскому океану, имела в девонское время восток-юго-восточное направление, Тобольский участок этой зоны находился на широте $20,6 \pm 3,8^{\circ}$ с.ш.

Таблица. Результаты палеомагнитного исследования структур Уральского покровно-складчатого пояса

Участок	Географические координаты участка	N	Возраст намагниченности	D°	I°	k	α°	NR	φ	Φ°	Λ°	d_p°	d_m°	Тест
Окраина Казахстанского сиалического блока. Возраст пород: Тобол (D ₂)														
Тобол	52°22'с.ш. 61°40'в.д.	31	D ₂	202,3	-37,4	27,9	5,0	R	+20,6±3,8°	-54,2	24,3	3,5	5,9	F ⁺
Ирендыкская островная дуга. Сибай (D ₂)														
Сибай	52°45'с.ш. 58°35'в.д.	43	D ₂	253,0	10,0	10,2	6,7	R	-5,0±3,4°	-6,1	345,3	3,4	6,8	F ⁺ , R ₊
Малоуральская островная дуга. Войкар (O ₃ -S ₁)														
Войкар	66°03'с.ш. 64°21'в.д.	20	O ₃ -S ₁	159,0	-28,0	51,2	11,2	N	-14,9±6,3°	-37,0	90,0	6,7	12,3	R, F ⁺
Восточно-Уральский микроконтинент. Багаряк(S ₁); Варна (S ₁); Тогузак(O _{2,3})														
Багаряк	56°12'с.ш. 61°50'в.д.	40	S ₁	319,0	-23,4	16,0	5,8	N?	-12,2±3,4°	13,6	283,1	3,3	6,2	F ⁺ , R ₊
Варна	53°23'с.ш. 61°00'в.д.	26	S ₁	330,2	-17,8	12,5	8,0	N?	-9,1±4,5°	22,6	273,1	4,3	8,3	F ⁺ , R ₊
Тогузак	53°27'с.ш. 61°06'в.д.	29	O _{2,3}	67,2	-8,0	20,4	6,1	N?	-4,0 ±3,2°	10,0	172,0	3,1	6,1	F ⁺
Океаническая кора. Нырдовоменшор (D ₃ -C ₁); Войкарский массив, Норитовый (O _{2,3})														
Нырдовоменшор	66°00'с.ш. 64°00'в.д.	36	D ₃ -C ₁	110,3	23,3	37,6	3,9	N	+12,2 ±3,0°	3,1	130,7	2,2	4,2	R, F ⁺

Продолжение таблицы

Норитовый	66°30'с.ш. 64°10'в.д.	72	O ₂₋₃	235,6	-20,8	13,5	4,8	N	+10,8±2,6°	-23,3	2,0	2,7	5,0	R, F ⁺
Уральская окраина Восточно-Европейского континента. Кага (D ₁); Погурей (ε ₃ -O ₁); Енгана-Пэ (O ₁)														
Кага	53°35'с.ш. 57°40'в.д.	47	D ₁	227,0	15,0	10,2	6,9	R	-7,7±3,7°	-17,1	8,3	3,6	7,1	F ⁺ , R ₊
Погурей	66°23'с.ш. 64°10'в.д.	18	ε ₃ -O ₁	221,4	-7,7	20,9	7,7	R	+3,9±4,0°	-21,5	18,8	3,9	7,8	G ⁺
Енгана-Пэ	66°06'с.ш. 64°00'в.д.	18	O ₁₋₂	224,1	18,2	60,6	2,8	R?	-9,3±2,0°	-8,0	20,1	2,3	4,4	G, F
Протоуральская островная дуга. Манюку-Яха (R ₃ -V ₁)														
Манюку-Яха	66°06'с.ш. 64°00'в.д.	21	R ₃ -V ₁	233,4	54,4	22,6	6,4	R?	-34,9±7,0°	18,9	19,9	6,3	9,0	F ⁺ , R

Примечание: N – вошедшее в статистику число образцов; D°, I° – палеомагнитное склонение и наклонение в древней системе координат; k – кучность, α₉₅° – радиус овала доверия; N, R – прямая, обратная полярность соответственно, φ – палеоширота, Ф°, Λ° и d_p°, d_m° – широта, долгота виртуального палеомагнитного полюса и полуоси овала доверия, в графе Тест сокращения означают F-складки, R – обращения, G – конгломератов (“+” – означает позитивный отклик теста с 95% - ной вероятностью, без знака – уровень значимости позитивного отклика теста меньше 95%, имеется только качественная оценка)

12. Ирландская энзиматическая вулканическая дуга в девонское время имела северо-северо-западное простирание. Сибайский участок этой дуги находился на широте $5,0 \pm 3,4^\circ$ ю.ш.

13. Океаническое пространство между Ирландской островной дугой и Казахстанским микроконтинентом было 2800 ± 450 км ($25.6 \pm 4,1^\circ$) в направлении палеомеридиана. Палеомагнитные данные по офиолитам Южных Мугоджар [4] свидетельствуют о том, что ось палеоспрединга в этом палеобассейне имела широтное простирание и находилась примерно на 15° с.ш.

14. Девонские палеошироты Ирландской дуги и ближайшего к ней края Восточно-Европейского континента близки, что говорит о вероятном положении островной дуги недалеко от ВЕК.

15. Нырдовоменшорские офиолиты Полярного Урала формировались в позднем девоне – раннем карбоне на широте $12,2^\circ \pm 3^\circ$ с.ш.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64899).

Литература

1. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. // Геотектоника. 2003. № 5. С. 11–26.
2. Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. и др. // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–70.
3. Диденко А.Н., Куренков С.А., Лубнина Н.В. и др. Магнитная текстура интрузивных пород Войкаро-Сыньинского офиолитового массива: оценка полей напряжения. Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 42–59. (Труды ГИН РАН. Вып. 500).
4. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: Геос. 2002. 292 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 490).
5. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан. М.: Ин-т планетарной геофизики РАН, 1995. 297с.
6. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
7. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Van der Voo R. et al. // Earth. Sci. Reviews. 1992. V. 33. №. 2. P. 133–152.

Л.И. Демина¹, А.В. Жесткова¹

Метаморфизм против часовой стрелки (anticlockwise) амфиболитов обрамления Хабаровинского массива: геодинамические следствия

Метаморфические комплексы довольно часто встречаются в ассоциации с офиолитами. Как правило, они подстилают их и распространены в обрамлении массивов. В их составе преобладают амфиболиты. Кроме того, обычны кремнистые сланцы, кварциты, метапелиты и метакarbonатные породы. Подобные комплексы слагают, например, мета-

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

морфическую подошву офиолитового пояса Тавр [10], офиолитов Омана [11], Альпийско-Апенинской системы офиолитов Тетиса [9]. На Урале амфиболиты и ассоциирующие с ними кремнистые породы известны во многих офиолитовых аллохтонах: Хадатинском, Войкаро-Сыньинском, Кемперсайском и др. Распространены они и в обрамлении Хабарнинского массива [1,6] и др. Происхождение метаморфитов в обрамлениях массивов до сих пор является предметом дискуссий.

Нами были изучены амфиболиты, развитые в северо-западном (р. Сучково) и восточном (р. Банка и правый борт р. Урала) контактах Хабарнинского массива. Химический состав минералов (48 анализов) определялся на микрозонде SAMSCAN в лаборатории микроанализа кафедры петрологии геологического факультета МГУ.

Среди изученных амфиболитов района р. Сучково выделяются два типа: пироксен-амфиболовые и беспироксеновые эпидот-альбитовые. Первые состоят из клинопироксена, зеленой роговой обманки и среднего плагиоклаза (52–56 % An). Клинопироксены характеризуются зональностью: от центра к краю зерна наблюдается уменьшение содержания глинозема, натрия и возрастание магния и кремнезема. В то же время состав амфиболов остается практически постоянным. В породе присутствует эпидот.

Во втором типе амфиболитов роговая обманка обнаруживает слабую зональность: от центра к краю зерна увеличивается содержание Mg, Si и уменьшается Al, Fe, Mn и Na. Плагиоклаз представлен альбитом (7 % An). В породе обычен эпидот.

Амфиболиты, развитые в верховье р. Банки также подразделяются на два типа: полосчатые с бурой роговой обманкой и актинолит-альбитовые, развитые по габброидам. Первые представлены чередованием более меланократовых клинопироксен-амфибол-плагиоклазовых и лейкократовых беспироксеновых полос с большим количеством более кислого плагиоклаза. Амфиболы в пределах лейкократовых полос отличаются от минералов из меланократовых полос более низкой титанистостью. Амфиболиты второго типа состоят из актинолита, альбита, хлорита и мусковита. В них обычны реликты клинопироксена, по которому развиваются каймы актинолита.

Из метаморфических пород, слагающих правый борт долины р. Урала, нами изучены биотит-гранатовые кварциты (содержание SiO₂ в породе 86,16%), которые слагают субогласные тела среди амфиболитов. Гранат представлен изометричными зернами размером до 0,3 мм. Гранаты характеризуются довольно отчетливой регрессивной зональностью с возрастанием содержания кальция и убыванием содержания магния и железа от центра зерен к краю. Следует отметить, что характер распределения марганца в гранатах является наиболее сложным. В одних случаях концентрации марганца от центральных частей к краевым падают, в других, наоборот, возрастают. Мелкие чешуйки биотита имеют практически постоянный состав, часто замещаются хлоритом. В породе присутствуют единичные зерна плагиоклаза (31 % An), калиевого полевого шпата и ставролита.

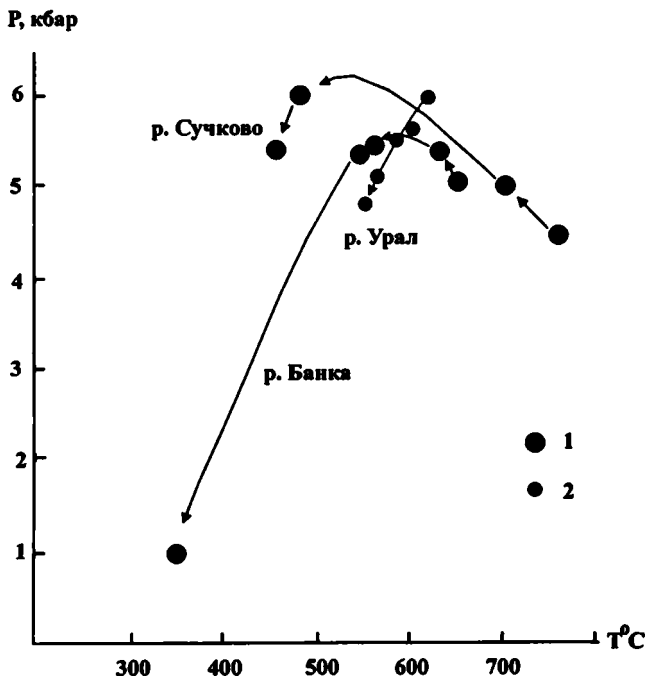


Рис. Эволюция РТ условий образования метаморфического комплекса обрамления Хабаровинского массива. 1–амфиболиты, 2–биотит-гранатовые кварциты.

Температура и давление при метаморфизме определялись по парагенезисам граната с биотитом и амфибола с плагиоклазом [3, 4, 7]. Для биотит-гранатовых кварцитов установлен регрессивный тренд изменения РТ условий (рис.). Максимальная температура метаморфизма составляла 600–610°C, а давление достигало 5,9 кбар. В процессе эволюции происходило понижение как температуры (до 550°C), так и давления (до 4,8 кбар).

В амфиболитах запечатлен более сложный характер эволюции РТ условий. В пироксеновых амфиболитах района р. Сучково и р. Банка установлены тренды с понижением температуры, но возрастанием давления. Лейкократовые разности полосчатых амфиболитов р. Банки формировались при более низких температурах, чем меланократовые, что согласуется с более низкой титанистостью амфиболов. В то же время в беспироксеновых разностях амфиболитов р. Сучково установлен нормальный регрессивный тренд. Минимальные температура и давление ($P=1$ кбар, $T=350^{\circ}\text{C}$) характерны для актинолит-альбитовых амфиболитов, развитых по габброидам, расположенных в районе р. Банки.

В целом намечается левосторонняя (anticlockwise) PТt траектория для метаморфизма амфиболитов обрамления Хабаровинского массива, что соответствует зонам латерального растяжения коры океанического типа [13].

Для начальных стадий регрессивного этапа метаморфизма амфиболитов и ассоциирующихся с ними кварцитов геотермический градиент ($-\Delta T/-\Delta P$), рассчитанный по кварцитам, равен $20^\circ\text{C}/\text{км}$. Это соответствует граничным условиям между значениями для коры океанического и континентального типов по А. Миясиро [12]. На заключительных стадиях регрессивного метаморфизма градиент, рассчитанный по амфиболитам р. Банки, составлял $18^\circ\text{C}/\text{км}$. Это соответствует условиям кианитовой серии нормальной коры континентального типа [12]. В этой связи интересно отметить, что в метаморфизованных осадочных породах Сакмарского аллохтона описаны единичные находки кианита [2].

Левосторонний PТt тренд на более ранних стадиях метаморфизма свидетельствует о существовании области растяжения с корой океанического типа.

Таким образом, суммируя данные о серийной принадлежности, эволюции PТ условий метаморфизма комплекса обрамления и учитывая надсубдукционную природу Хабаровинского массива [5, 8], можно сделать вывод, что он был сформирован в условиях задугового бассейна. Это подтверждает выводы [5] о существовании в Сакмарской зоне в силурийское время системы островная дуга – окраинное море.

Регрессивный метаморфизм фиксирует переход коры океанического типа в континентальную.

Литература

1. Зверев А.Т., Лобанова Г.М. // Известия АН СССР. Сер. геол. 1973. №9. С. 53–67.
2. Калинина Е.А., Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б. и др. Метаморфические комплексы в структуре Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Материалы молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 172–175.
3. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.
4. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука, 1973. 318 с.
5. Самыгин С.Г. Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал). // Тектоническая расслоенность литосферы. Труды ГИН АН СССР. Вып. 343. 1980. С. 29–57.
6. Соболев С.Ф., Панях Н.А. // Известия АН СССР. Сер. геол. 1992. №1. С. 22–42.
7. Ферштатер Г.Б. // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
8. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
9. Abbate E., Bortolotti V., Principi G. // Ophioliti. 1983. V. 8. Suppl. P.5.
10. Capan U. Z., Evirgen M.M. // Ophioliti. 1983. V. 8. Suppl. P.17.
11. Manning C.E., Coleman R.G. // Ophioliti. 1983. V. 8. Suppl. P.39.
12. Miyashiro A. // Am. Journ. Sci. 1972. V. 272. P. 629–656.
13. Thompson A.B., England Ph. C. // Journ. of Petrology. 1984. V. 25. Part 4. P. 929–955.

Отражение приповерхностных зон крупных разломов Сибири и Монголии в геофизических полях

В докладе анализируется опыт комплексных геолого-геофизических работ, включающих изучение инженерно-геологических условий территорий Сибири и Монголии геофизическими и геологическими методами. Основное внимание при геофизических исследованиях уделялось изучению тектоники и, в частности, возможности выделения зон разломов по измеряемым геофизическим параметрам.

В комплекс геофизических исследований были включены:

1) малоглубинная сейсморазведка с ударным возбуждением сейсмических волн – для детального изучения скоростей продольных и поперечных волн верхней толщи грунтов до плотных коренных пород, выделения зон разломов;

2) электроразведка методом вертикальных электрических зондирований (ВЭЗ) на постоянном токе – для разделения рыхлых грунтов по удельным электрическим сопротивлениям, а также для определения глубины залегания верхней границы кристаллического фундамента и зон тектонических нарушений.

Для геофизических измерений выбраны несколько участков с возможным пересечением их разломами. На первом этапе было проведено площадное геофизическое картирование, при котором были выделены зоны возможных тектонических нарушений (рис.1). Далее геофизические исследования проводились по системам профилей, ориентированных вкрест и вдоль выявленных тектонических структур на площади участков не более 550х250 м (рис.2).

Результаты исследований представлены на примере Алтайского аймака (Монголия).

Сейсморазведочные измерения. На рассматриваемой площади скорости преломленных волн от верхней границы скальных грунтов меняются от 1000–1500 м/с до 3000 м/с (рис. 1А). С запада на восток (в северо-восточном и юго-восточном направлениях) выделяются зоны повышенной трещиноватости в скальных грунтах. На карте они показаны пунктирными линиями. Вблизи этих линий граничная скорость уменьшается до 1000–1500 м/с. Однако с глубиной на этих участках скорости быстро увеличиваются до 2400–3000 м/с. На участках выходов коренных пород на поверхность скорость с глубиной быстро увеличивается и уже с 3–5 м достигает 2200–2800 м/с, а с 10–12 м может составлять 3100 и 4000 м/с.

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

² Исследовательский центр по астрономии и геофизике АНМ

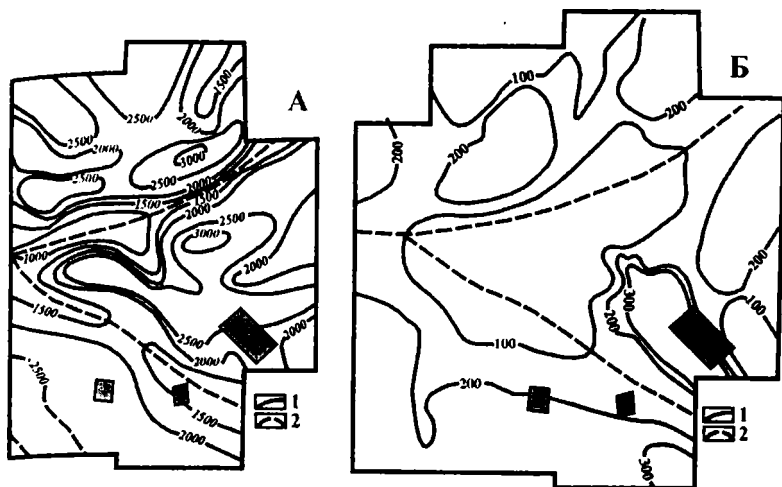


Рис.1. Результаты площадного геофизического картирования

А – карта поля скоростей преломленных волн по площади от верхней границы коренных пород: 1 – линии равных значений V_p , 2 – зоны пониженных значений V_p (зоны разломов);

Б – карта кажущихся сопротивлений при АБ/2 равном 100 м: 1 – линии равных значений рк, 2 – зоны повышенной трещиноватости

Сейсморазведочное зондирование на площадках тектонических нарушений выполнены по густой сети: на двух продольных профилях (550 м) пересекающих структуру практически в перпендикулярном направлении, и нескольких коротких (69 м), которые увязывают этих два профиля. На скоростных разрезах, пересекающих структуру, до глубины 5 метров выделяются рыхлые разновидности грунтов (до 1200 м/с). Далее с глубиной скорость постепенно увеличивается до 1200–2000 м/с, предполагается, что это разрушенные и сильно трещиноватые коренные породы. Значения скоростей выше 2000 м/с соответствуют слабо трещиноватым или прочным сохранным скальным грунтам.

Основные разрывные нарушения структуры выделяются по линиям равных значений скоростей, отмечающих несогласное залегание слоев. Основные нарушения на этих участках приходятся на изменения скоростей в рыхлых грунтах до глубины 7 м. В скальных грунтах разлом дешифрируется с глубины 10 м.

Показательными являются схемы равных значений скоростей, построенные для глубин 5, 10 и 15 м. На этих схемах возможно выделить участки или «блоки» с относительно однородными грунтами. В большей степени информативна схема среза скоростей на глубине 10 м (рис.2).

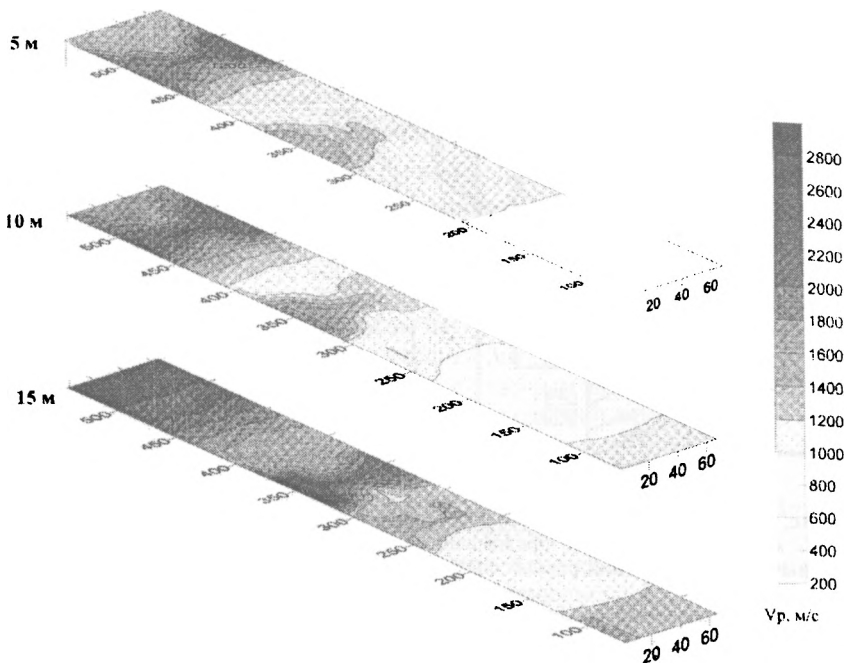


Рис.2. Сейсмические модели через зону разлома для глубин 5, 10, 15 метров.

Достоверность данных сейсмозондирования во многом определяется детальностью изучения состава, состояния и строения приповерхностной части геологического разреза до глубины залегания относительно плотных коренных пород. Поэтому для определения мощности рыхлых отложений и выделения зон повышенной трещиноватости в коренных породах совместно с сейсморазведкой использовалась и *электроразведка методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ)*. Практика использования электроразведки при районировании сейсмической опасности показала, что посредством этого метода возможно решать не только инженерно-геологические но и сейсмо-геологические задачи. Этому способствует общий характер уменьшения электрического сопротивления при переходе от скальных пород к рыхлым или разрушенным грунтам.

При площадном электроразведании получено большое разнообразие кривых ВЭЗ, что определяется сложными приповерхностными инженерно-геологическими условиями, связанными с неглубоким залеганием коренных пород, уровня грунтовых вод, наличием разрушенной и трещиноватой зоны коренных пород, составом грунтов и другими осо-

бенностями. Отмеченные приповерхностные неоднородности в большей степени влияют на поведение начальной и средней ветви кривых ВЭЗ. Поведение конечной ветви кривых определяется изменением трещиноватости скальных грунтов с глубиной.

При разносах питающих линий АБ/2 равных 100 м, (рис. 1Б) диапазон изменения кажущихся электрических сопротивлений небольшой, от 100 до 400 Ом·м. Они характеризуют состояние коренных пород на глубине до 100 м. Областям пониженных значений электрического сопротивления соответствуют зоны повышенной трещиноватости, повышенных – зоны относительно неизмененных коренных пород.

При сопоставлении материалов площадного сейсмо- и электроразведывания наблюдается некоторая корреляция пониженных значений скоростей сейсмических волн (рис. 1А) и кажущихся сопротивлений (рис. 1Б). Отмечается, что границы зон пониженных сопротивлений несколько размыты. Это может быть связано с недостаточной плотностью электрического зондирования или значительно меньшим градиентом затухания (ρ_k) вкострости простирающихся разломных и трещиноватых зон по сравнению со скоростями сейсмических волн.

Данные геофизики дают достаточно полный материал для составления крупномасштабных тектонических карт и карт сейсмической опасности исследуемых площадей. Здесь одним из основных параметров опасности являются разрывные нарушения, как области сильнотрещиноватых пород с инженерно-геологических позиций, так и как участки возможных сейсмических сотрясений при землетрясениях. В любом случае выделенные зоны необходимо учитывать при планировании строительства как более опасные и относительно неблагоприятные.

**А.Н. Диденко¹, В.Ю. Водовозов², Д.П. Гладкочуб³, Т.В. Донская³,
А.М. Мазукабов³, Е.В. Бибикина⁴, Т.И. Кирнозова⁴, И.К. Козаков⁵**

Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные

В постархейской истории Земли предполагается существование 5-ти суперконтинентов: начало раннего протерозоя (Kenorland); конец раннего протерозоя (Hudsonland); 3 – поздний протерозой (Родиния); 4 – поздний протерозой-кембрий (Гондвана); 5 – поздний палеозой-ранний мезозой (Пангея) [1, 2].

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

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

⁴ Институт геохимии и аналитической химии (ГЕОХИ) РАН, Москва, Россия

⁵ Институт геологии и геохронологии докембрия (ИГД) РАН, Санкт-Петербург, Россия

В реконструкциях двух последних суперконтинентов, выполненных разными авторами, принципиальных различий нет, чего не наблюдается по отношению к протерозойским коллажам, где построения выполнены, в первую очередь, на основе геологических и геохронологических данных. Неоднозначность в определении положения отдельных континентальных блоков связана с недостаточностью, а порой и полным отсутствием надежных палеомагнитных данных. Отчетливо это видно на примере Сибирского кратона, для которого предлагается несколько моделей его положения в теле древних суперконтинентов [2, 3]. Собственно по причине недостаточной палеомагнитной изученности протерозоя Сибири траектория кажущейся миграции (ТКМП) ее полюса разработана только до 1 млрд лет [4].

Мы попытались восполнить этот пробел и провели палеомагнитные исследования нижнепротерозойских пород южного обрамления Сибирской платформы. Наши исследования преследовали две цели. Первая – получение надежных на современном уровне палеомагнитных данных для построения модели ТКМП Сибири для раннего протерозоя, вторая – определение возможных положений Сибирского кратона в конце раннего протерозоя, в том числе и в системе континентальных блоков, составлявших основу гипотетического суперконтинента в конце раннего протерозоя.

Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс

Пояс, при ширине от 7 км на юге до 60 км на севере, протягивается более чем на 650 км в СВ направлении вдоль Байкальской складчатой области. Предполагается, что породы пояса в раннем протерозое формировались в островодужной системе, тогда как в конце раннего протерозоя (1.87–1.82 млрд лет) он выступал в качестве анорогенного вулcano-плутонического пояса (постколлизийного?) [5, 6]. Нижний протерозой пояса представлен акитканской серией, в составе которой выделяются малокосинская, хибеленская и чайская свиты. Возраст свит принимается нами: 1) малокосинская – 1.90–1.87 млрд лет [6]; 2) хибеленская – 1872.5 ± 12.7 млн. лет (данные авторов, в печати); 3) чайская – 1823 ± 7 млн лет [7].

Малокосинская свита. Выделена высокотемпературная компонента естественной остаточной намагниченности (NRM), среднее направление которой в древней системе координат составляет $Dec=238.2^\circ$, $Inc=-33.8^\circ$, $K=57.0$, $a_{95}=12.3^\circ$. Тесты галек и складки для высокотемпературной компоненты положительны. Полагаем, что высокотемпературная компонента имеет возраст, близкий к возрасту формирования пород малокосинской свиты. Палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat=-33.2^\circ$, $Plong=34.3^\circ$, $d_p=8^\circ$, $d_m=14^\circ$.

Хибеленская свита. NRM почти всегда многокомпонентная. Для 29 образцов выделена высокотемпературная компонента в интервале от 480 до 600° С. Среднее направление высокотемпературной компоненты для всех образцов 2-х участков в географической системе координат состав-

ляет $Dec=297.2^\circ$, $Inc=-55.9^\circ$, $K=16.4$, $a_{95}=6.8^\circ$. После ввода поправки за залегание – $Dec=283.6^\circ$, $Inc=-29.4^\circ$ – палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat=-5.7^\circ$, $Plong=358.1^\circ$, $d_p=4.2^\circ$, $d_m=7.5^\circ$.

Чайская свита. Представлены данные только для верхней подсвиты, изучение которой проводилось в ее стратотипе по р. Чая. После магнитной чистки до $620^\circ C$ (в ряде образцов разрушено только 40–50% NRM) для 45 образцов получено среднее палеомагнитное направление в географической системе координат $Dec=200.2^\circ$, $Inc=-10.0^\circ$, $K=68.5$, $a_{95}=2.6^\circ$. После ввода поправки на залегание пород направление составляет $Dec=202.6^\circ$, $Inc=12.1^\circ$, палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat=-23.7^\circ$, $Plong=85.8^\circ$, $d_p=1.6^\circ$, $d_m=3.1^\circ$.

Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы

Для постколлизийных гранитоидов выделена высокотемпературная компонента (~1840 млн лет [8]). Образцы более поздних жильных внедрений мелкозернистых гранитоидов имеют исключительно отрицательное наклонение, тогда как образцы вмещающих гранитов имеют как положительное, так и отрицательное наклонение. Среднее направление после применения теста обращения – $Dec=353.0^\circ$, $Inc=-26.0^\circ$, $K=9.4$ и $\alpha_{95}=5.9^\circ$, палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat=23.9^\circ$, $Plong=290.0^\circ$, $d_p=3.4^\circ$, $d_m=6.4^\circ$.

Голоустинский выступ фундамента Сибирской платформы

На юго-западном берегу о. Байкал непосредственно в устье р. Б. Голоустная фундамент сложен гнейсами верхнего архея, в которые внедрена дайка габбро-диабазов. Мощност дайки до 60 м, простираение – субширотное, контакты с вмещающими породами «горячие», почти вертикальные. По переплавленным цирконам из гнейсов SHRIMP-анализом оценен возраст внедрения дайки, который составляет порядка 1.8 млн лет (в настоящее время проводятся исследования для уточнения возраста).

Проведена детальная температурная чистка 41 образца до температуры $640^\circ C$, NRM почти всегда двухкомпонентная. Первая компонента выделяется в интервале от 20 до 300 градусов и имеет направление, близкое к направлению современного магнитного поля в районе работ. Для 33 образцов получены высокотемпературные направления в интервале от 480 до $630^\circ C$. Среднее направление в географической системе координат составляет $Dec=218.0^\circ$, $Inc=40.4^\circ$, $K=30.5$, $a_{95}=4.6^\circ$. Согласно геологическим данным, блок не испытывал существенных вращений относительно основного тела кратона после внедрения дайки. Палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat=7.9^\circ$, $Plong=250.6^\circ$, $d_p=3.4^\circ$, $d_m=5.6^\circ$.

Модель ТКДП Сибири для раннего протерозоя и возможное положение Сибири

Для построения ТКДП Сибири в раннем протерозое помимо наших данных были использованы палеомагнитные полюсы: 1) протерозойских даек (~1.5 млрд лет) Анабарского щита [9]; 2) анортозитов (1.72 млрд лет) Джугджурского и Сехтагского массивов Улканского пояса [10]. Последний полюс был повернут на угол 27° вокруг полюса с координатами 57°

с.ш. и 110° в.д. (Павлов В.Э., устное сообщение), что позволило, полагая, устранить вклад разворота Алданского блока относительно Ангаро-Анабарского после раскрытия Виллойского рифта в среднем палеозое.

Анализ распределения палеомагнитных полюсов показал, что ранне-протерозойский участок (до 1.84 млрд лет) ТКМП Сибири надстраивает таковой для позднего протерозоя [4] и располагается в приэкваториальной полосе восточной части Тихого океана до Мексиканского залива. В интервале 1.84–1.9 млн. лет интерпретация ТКМП возможна в двух вариантах: 1 – кривая трассируется через Атлантический океан на Южную Африку; 2 – кривая остается в акватории Тихого океана (рисунок). Более приемлемым, по нашему мнению, является второй вариант, так как его реализация связана, в значительной степени, с вращением Сибирского кратона вокруг полюса, расположенного в пределах или рядом с плитой. Подобная геодинамическая ситуация возможна при косой коллизии собственно континентальных блоков и зрелых островных дуг с континентальными блоками.

По полученным данным было рассчитано положение Сибирского континента во второй половине раннего протерозоя (рисунок). С 1900 до 1700 млн лет тому назад Сибирский кратон располагался в экваториальных широтах. В варианте 1 кратон все это время оставался в Южном полушарии ($0\text{--}30^\circ$), испытывая вращение, в основном, против часовой стрелки со скоростью менее $0.3\text{--}0.5^\circ/\text{млн лет}$, только на рубеже 1860–1830 млн лет скорость могла быть более $1.5^\circ/\text{млн лет}$, а направление вращения – по часовой стрелке. В варианте 2 кратон испытал перемещение с 30° Северного полушария до 30° Южного. Направление вращения до 1840 млн лет было по часовой стрелке, после этого рубежа – против, скорость вращения не превышала $0.3^\circ/\text{млн лет}$.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64332) и программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

Литература

1. Хаин В.Е. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
2. Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertenan S. et al. // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 289–324.
3. Pisarevsky S.A., Natapov L.M. Siberia and Rodinia // *Tectonophysics*. 2003. V. 375. P. 221–245.
4. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. // *Earth-Sci. Rev.* 1998. V. 43. № 1. P. 1–24.
5. Розен О.М., Федоровский В.С. М.: Научный мир, 2001. 188 с.
6. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. // *Петрология*. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
7. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. // *Докл. РАН*. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.
8. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. // *Докл. РАН*. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
9. Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A. et al. // *J. Geology*. 2000. V. 108. № 3. P. 383–401.
10. Михайлова Н.П., Кравченко С.Н., Глевасская А.М. Киев: Наукова думка, 1994. 212 с.
11. Besse J., Courtillot V. // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B11. P.

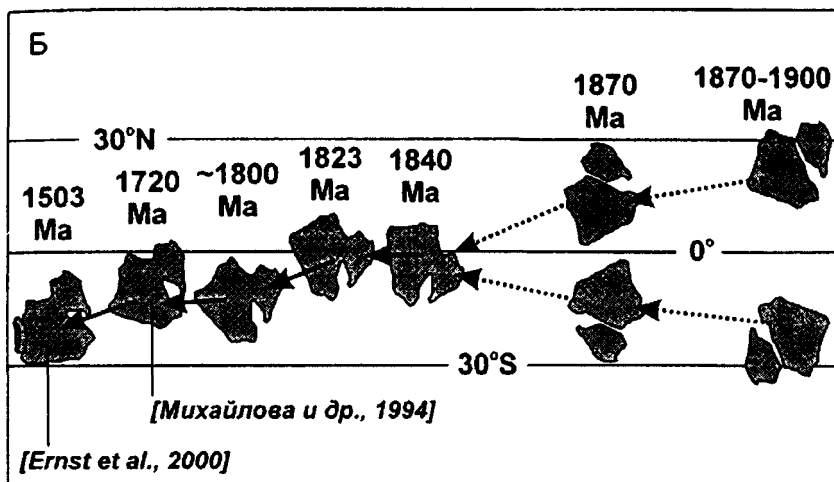
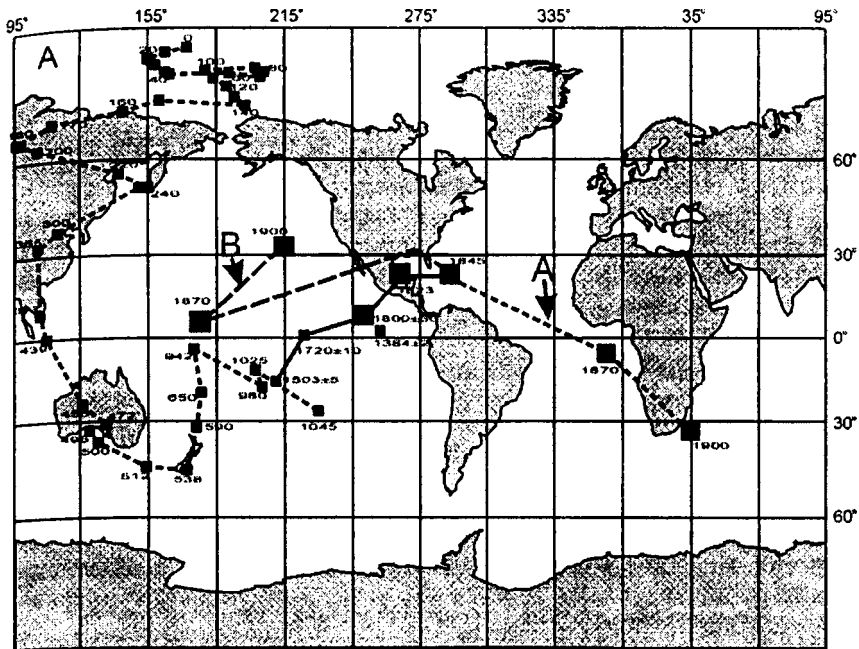


Рис.

А – положение раннепротерозойских палеомагнитных полюсов и ТКДП Сибирской платформы в фанерозое и позднем протерозое по [11, 4]. Б – положение Сибирского континента в конце раннего протерозоя. Большими квадратами показаны полюсы, полученные авторами настоящей работы.

Листрическая природа и нефтегазоносность рифтовых впадин на шельфе Южного Вьетнама

Кристаллический фундамент материковой части Южного Вьетнама вместе с континентальным шельфом представляет собой сложно построенный интрузивно-метаморфогенный комплекс пород – от древнейших образований архея до кайнозоя.

В мезозойское время этот регион, располагавшийся в периферийной части Индосинийского массива, благодаря процессам субдукции и возникновению протяженной вулканоплутонической зоны, стал характеризоваться особенностями активной материковой окраины. Здесь в объеме континентальной коры сформировались магматические комплексы, представленные эффузивными и интрузивными образованиями триасового, юрского и мелового возраста.

В меловое время кристаллический фундамент материковой окраины под воздействием коллизионных процессов испытал горообразование, сопровождавшееся генерацией и внедрением преимущественно кислых магм с образованием гранитных массивов. К этому времени относится закрытие океанской структуры, располагавшейся на месте современного Зондского шельфа.

В эоценовую эпоху под воздействием конвекционных движений вещества верхней мантии произошла деструкция континентальной коры материковой окраины, сменившаяся в олигоцене фазой континентального и частично морского рифта. В пределах современного континентального шельфа Южного Вьетнама с этим временем связано формирование Кылуонгского и Южно-Коншонского рифтов и заложение одноименных впадин. Под влиянием растягивающих напряжений северо-восточного направления происходило смещение блоков литосферы с образованием расчлененного рельефа.

Анализ имеющегося геологического материала, включая результаты сейсмических исследований и бурения, позволяет сделать предположение, что смещение блоков континентальной коры осуществлялось по листрическим плоскостям с образованием уступов листрических сбросов большой протяженности.

Листрические сбросы тесно связаны с растягивающими напряжениями в земной коре, порожденными рифтогенными процессами. Классические представления об образовании клиновидных грабенов с крутыми склонами при рифтогенезе ограничиваются глубиной, до которой может опускаться кристаллический блок, и не всегда могут объяснить, каким образом значительные горизонтальные перемещения соотносятся с глубиной. Альтернативой механизму образования клиновидных крутопадающих грабенов являются листрические сбросы, объясняющие перемещения

¹ Совместное предприятие «Вьетсовпетро», Вунгтау, Вьетнам

крупных участков коры на значительные расстояния по латерали [4]. Отличительной особенностью этих сбросов являются малые углы (пологость) и склоново-плоскостная геометрия поверхности сместителя.

Джексон и Мак-Кензи [3] полагают, что зарождение листрических сбросов происходит на глубине 10–15 км, а при особенно сильных растягивающих усилиях разрывы могут проходить через всю толщу коры.

Гиббс [2], используя механизм листрических сбросов, интерпретирует Центральный грабен Северного моря как асимметричную структуру, где ключевым элементом является малоугловой растянутый сброс, в результате которого образовался V-образный полуграбен (рис.1).

Находящиеся в Кылулонгской и Южно-Коншонской впадинах выступы докайнозойского кристаллического фундамента также можно представить как аллохтонные образования – косопадающие блоки коры, перемещенные по пологим плоскостям листрических сбросов (рис.2).

Эти косопадающие блоки, перекрываясь впоследствии осадками, оказались погребенными и ныне известны в качестве выступов фундамента, с которыми связаны нефтяные месторождения Белый Тигр, Дракон и др. Сильные тектоническая трещиноватость и измененность вторичными процессами пород фундамента создали благоприятные условия для формирования в них промышленных скоплений нефти, мигрировавшей из вмещающих осадочных толщ. В качестве нефтепроизводящих выступали пласты темно-серых, черных аргиллитов, формирование которых происходило в эстуариевых условиях.

Геолого-геофизическими и буровыми работами для шельфа юга Вьетнама установлена региональная нефтегазоносность. При этом большинство выявленных месторождений связано с рифтовыми впадинами, в которых нефтеносными являются выступы гранитоидного фундамента и перекрывающие их песчано-глинистые терригенные образования кайнозойского возраста.

С позиций геодинамической модели нефтегазообразования [1], именно в рифтовых структурах осуществляются важнейшие условия для формирования скоплений углеводородов. Это – сильный расчлененный рельеф, обеспечивающий накопление в межблоковых впадинах фундамента мощных осадочных, в том числе и нефтематеринских, толщ, их быстрое захоронение под трансгрессивными, как правило, глинистыми морскими отложениями, наконец, благоприятный геотермический режим, характеризующийся повышенными положительными температурными аномалиями. Высокий тепловой поток вообще является особенностью рифтовых структур, поскольку в этих зонах к подошве литосферы существенно приближена горячая мантия (астеносферный выступ). В связи с тем, что метановодородный флюид является активным теплоносителем с очень высокой теплоемкостью, под его воздействием в зонах повышенной проницаемости земной коры, каковыми и являются приразломные, рифтогенные зоны и области утоненной земной коры южновьетнамского шельфа, могли происходить интенсивные нефтегенерационные процессы в нефтематеринских осадочных породах.

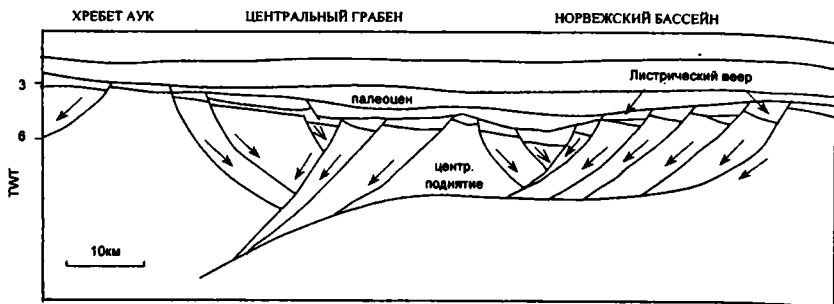


Рис. 1. Структурный профиль через Центральный грабен южной части Северного моря (по Гиббсу)

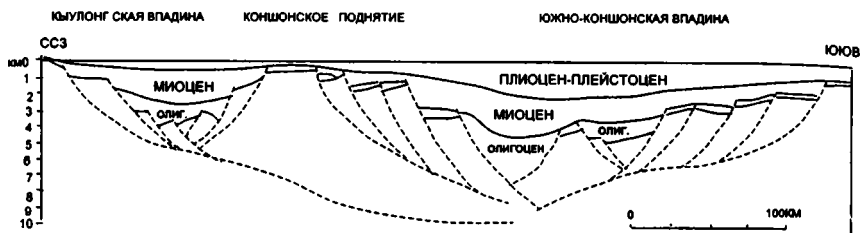


Рис. 2. Интерпретация формирования Кылулонгской и Южно-Коншонской впадин с позиций механизма листрических сбросов в связи с рифтогенезом

Литература

1. Гаприлов В.П. // Геология нефти и газа. 1988. № 10. С. 1–8.
2. Gibbs A.D. // J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. P. 609–620.
3. Jackson J., McKenzie // J. Struct. Geol. 1983. V. 5. P. 471–482.
4. Park R.G. Geological Structures and Moving Plates. 1993. P. 337.

В.А. Дубровский¹

Катастрофы и эволюция в геологии

Катастрофический этап в тектонике является следствием нелинейных процессов, развивающихся в недрах Земли в результате действия физических законов сохранения. Это утверждение стало в настоящее время достаточно очевидным большинству геологов и геофизиков. Однако нелинейность понимается и определяется не всегда так, как это имеет ме-

¹ Институт динамики геосфер (ИДГ) РАН, Москва, Россия

сто у математиков, оперирующих законами сохранения, записанными в виде некоторых, нелинейных уравнений в частных производных. Поэтому для ясности и определенности сформулируем понятие нелинейности в переводе с математического языка нелинейных уравнений. Именно нелинейность тектонического процесса понимается как зависимость условий протекания процесса от его интенсивности и наоборот [1]. Катастрофа, т.е. усиление интенсивности тектонических проявлений, приводящее к резкой смене состояний системы наступает со временем тогда, когда условия протекания процессов усиливают их интенсивность. В этом случае говорят о положительной обратной связи, а любое малое возмущение состояния геомеханической системы увеличивается сколь угодно сильно так, что система переходит в другое эволюционное состояние. Другими словами геомеханическая (или геолого-геофизическая) система при своем развитии проходит два принципиально различных этапа – эволюционный, когда геолого-геофизические параметры системы медленно изменяются, и более быстрый, катастрофический, наступающий после достижения параметрами системы значений, соответствующих положению неустойчивого равновесия, которое и является порогом катастрофы. Именно за время прохождения системой катастрофического этапа (периода неустойчивости) происходит бифуркационный переход системы из одного эволюционного состояния в другое. Таким образом, тектоническое развитие системы происходит путем чередования эволюционного и катастрофического этапов. Такой сценарий диктуется сильной нелинейностью геолого-геофизических систем. Именно принципиальная нелинейность задает чередование эволюционных этапов, разделенных катастрофическими периодами. На эволюционном этапе параметры системы достаточно медленно приближаются к некоторым значениям, характерным для положения неустойчивого равновесия. Такое положение возникает, когда все силы, действующие в тектонической системе, уравновешивают друг друга. В тектонике это в основном две (по своей физической сущности) силы: результирующая гравитационная и результирующая упругая, или сила сцепления горных пород. Равновесие нарушается, когда упругие силы (или силы сцепления) уменьшаются и в работу вступает в преобладающей мере гравитация. Именно это неустойчивое равновесие оказывается порогом катастрофического этапа и межой, разделяющей два эволюционных состояния системы. Таким образом, мы можем следующим образом определить бесконечную цепочку тектонических (геолого-геофизических) событий (явлений): эволюция → положение неустойчивого равновесия → катастрофа → эволюция. Естественно, желательно определить характер поведения системы перед судьбоносным, важным для дальнейшего развития катастрофическим этапом.

Поведение системы перед катастрофой определяется достаточно строго следующей теоремой [2,3]: *если система имеет при некотором наборе характеризующих ее критических параметров положение неус-*

тойчивого равновесия, которое разделяет области значений параметров, соответствующих устойчивому и неустойчивому состоянию системы, то в устойчивой области могут возникать волны, частота которых будет стремиться к нулю по мере приближения системы к критическому положению неустойчивого равновесия при конечных размерах волновых возмущений. Это означает, что катастрофа должна предвлекаться медленными волновыми изменениями параметров системы, причем частота этих собственных волновых движений очага неустойчивости стремится к нулю по мере приближения к порогу неустойчивости – катастрофе. Замечательным примером такого рода поведения являются современные движения с их переменной знака как предвестники орогенеза. Следовательно, так, по-видимому, раскрывается загадка и сущность современных движений как одного из видов тектонических процессов [4]. Именно современные движения могут указывать на приближение катастрофического этапа – орогенеза. И чем больше период этих движений (чем меньше их частота), тем ближе система приближается к катастрофическому порогу. Важная роль современных движений отмечена также в [5].

Интересно, что в геологической науке при ее развитии существовали различные гипотезы и теории. Представителями различных направлений в разное время были нептоунисты, вулканисты, плутонисты, катастрофисты, униформисты и т.п.[6]. Многообразие направлений объясняется, по-видимому, тем, что в разное время геологи изучали разные стороны тектонического процесса, концентрировали внимание на разных этапах геолого-геофизического развития земных недр. При этом естественно использовались и развивались различные методики и приемы исследования, каждый из которых имел свою, ограниченную в пространстве и во времени область применения. Так, например, актуализм предполагает использование результатов исследований в современную эпоху для получения выводов, относящихся к геологическим явлениям в прошлом. И чем больше при этом временной диапазон, тем сильнее может оказаться нестыковка результатов и выводов. Действительно, актуализм неявно предполагает эволюционное, медленно-постепенное развитие, и чем больше катастрофических этапов между сравниваемыми эпохами, тем больше расхождений с точки зрения актуализма.

На самом деле геолого-геофизическая история развития оболочек Земли является скачкообразной, со ступеньками, соответствующими эволюционным этапам, и скачками-катастрофами между ними. Именно такой сценарий, как мы упоминали выше, диктует нелинейность развития земных недр. Это общее замечание подкрепляется исследованием физико-математических моделей поведения земных оболочек.

Для верхних, наиболее контрастных и живых оболочек – литосферы и астеносферы – таковой моделью может служить математическая задача о равновесии и поведении упругого слоя, лежащего на более легкой несжимаемой жидкости [7]. Исследование этой задачи показывает, что

система литосфера–астеносфера может иметь (в каждом конкретном регионе) два состояния: одно механически неустойчивое с ярко выраженной астеносферой и тем самым инверсией плотности, но термодинамически равновесное при наличии потока тепла, выделяющегося в результате плотностной конвекции в нижней мантии, а другое – состояние механически устойчивое с менее выраженной астеносферой, но термодинамически неравновесное, с прогреванием астеносферного слоя за счет глубинного потока тепла и увеличением ее мощности. Оба эти состояния сменяют друг друга, как во времени, так и в пространстве. При этом переход из первого состояния во второе связан с мощными тектоно-магматическими явлениями при реализации механической неустойчивости и исчезновением тем самым инверсии плотности между литосферой и астеносферой. Этот переход можно определить как катастрофический. Он связан со специфическим видом конвекции, когда прогретое вещество астеносферы прорывается к дневной поверхности с одновременным образованием мощных литосферных корней и поэтому является достаточно быстрым по сравнению с процессом теплопроводности. Иногда поднятие прогретого легкого материала называют адвекцией [8]. Переход же из второго состояния в первое связан с прогреванием и воссозданием астеносферы, частично уничтоженной тектоно-магматическими процессами при предыдущем переходе из первого состояния во второе. В силу инерционности процесса теплопроводности переход из второго состояния в первое является существенно более медленным и может ассоциироваться с эволюционным этапом для системы литосфера–астеносфера.

Таким образом, поведение тяжелого упругого слоя, лежащего на более легкой несжимаемой жидкости, в главных, общих чертах успешно моделирует геолого-геофизическое поведение верхних оболочек земных недр и может описывать скачкообразное (квазипериодическое) развитие доступных, поддающихся геологическим исследованиям горизонтов земных недр. Более конкретные результаты и тектонические выводы математического исследования упомянутой задачи приведены в [7].

Следует отметить, что энергетическим источником для всех наблюдаемых в верхних оболочках Земли может служить, как это показано в [9], плотностная конвекция в нижней мантии, связанная с разделением по плотности вещества мантии и приводящая в итоге к опусканию тяжелой и поднятию легкой компоненты и тем самым к высвобождению гравитационной энергии. Плотностная конвекция в нижней мантии оказывается, как показывают оценки, сильно закритической и представляет собой вращающиеся ядра примерно однородного состава, окруженные тонкими пограничными горизонтальными и вертикальными (типа плюмов) слоями. Именно наличие пограничных слоев – плюмов и плотностной характер нижнемантийной конвекции выгодно отличает подход в [9] по своей общности и последовательности от трактовки мантийных движений в [10,11]. Плотностная конвекция генерирует из-за вязкости

мантийного вещества поток тепла, создающий и подпитывающий астеносферу, что приводит в итоге к инверсии плотности в системе литосфера–астеносфера и тем самым к наблюдаемым квазипериодическим тектоно-магматическим явлениям. Можно сказать, что система литосфера–астеносфера преобразует подобно тепловой машине практически постоянный приток энергии из мантии в скачкообразные, квазипериодические движения в верхних оболочках Земли.

Для полноты картины следует отметить первопричину всех внутренних движений земных недр. Это – рост земного ядра окисного состава [12,13] за счет перехода при плотностной конвекции из мантии в ядро окислов железа (главным образом) [9,12].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64087).

Литература

1. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Законы сохранения и тектоника // Материалы XXXV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т.1. С. 181–185.
2. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Обязательный предвестник катастроф//Материалы XXXIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. С. 222–226.
3. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. // Докл. РАН. 2004. Т.395, № 4. С. 479–481.
4. Дубровский В.А. Тектонические волны и современные движения. В кн.: Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геодинамика. Киев: Наукова Думка, 1988. С. 118–124.
5. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 462 с.
6. Хэллем Э. Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 215 с.
7. Дубровский В.А. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 25–38.
8. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
9. Дубровский В.А. // Докл. РАН. 1994. Т.334. № 1. С. 90–93.
10. Kitazawa M., Maruyama S. J. Geol. Soc. Japan. 1994. V.100. P. 81–102.
11. Maruyama S., Kitazawa M., Kawakahi S. // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V.100. P. 1–3.
12. Дубровский В.А., Паньков В.Л. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 7. С. 48–54
13. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.

Т.А. Емельянова¹

Вулканизм и тектоника Охотского моря в кайнозое

Вулканогенные породы, широко развитые в пределах Охотского моря, образуют обширные поля на всех возвышенностях внутренней части моря и слагают многочисленные вулканы, расположенные по обрамлению Курильской котловины. Во внутренней части моря резко преобладают позднемезозойские вулканы. Наряду с метаморфическими, осадочными и гранитоидными породами, они формируют геологический фундамент Охотского моря и относятся к окраинно-континентальным образованиям. На это указывает их сходство с разновозрастными вулка-

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

ническими породами Охотско-Чукотского вулканического пояса [2]. Долгое время считалось, что для внутренней части Охотского моря характерен лишь позднемезозойский вулканизм. Однако в последние годы на крутых склонах возвышенностей были обнаружены образцы кайнозойских вулканических пород (см. рис.). Диапазон их формирования охватывает период от позднего палеоцена до среднего миоцена (57–11,9 млн лет). Преобладают породы эоценового возраста. Еще более молодые, плиоценовые, вулканы установлены на южном склоне возвышенности Академии наук, возраст которых составляет 4,1–2,6 млн лет [2]. Плиоценовые породы по минеральному и химическому особенностям аналогичны плиоцен-плейстоценовым вулканитам охотоморского склона Курильской островной дуги и вулкана Геофизиков (восточная часть Курильской котловины), генезис которых многие исследователи связывали с образованием тыловой (субщелочной) зоны дуги. Однако тектоническая позиция и химический состав как плиоцен-плейстоценовых, так и всех кайнозойских пород в целом, по-видимому, следует связывать с формированием разломных и рифтовых зон, сопровождавших возникновение впадины Охотского моря. Палеоценовые, эоценовые, олигоценные и миоценовые вулканы приурочены к крупным разломным зонам, отделяющим друг от друга возвышенности внутренней части моря. Плиоцен-плейстоценовые породы развиты по обрамлению Курильской котловины и приурочены к местам пересечения ее продольных и поперечных разломов (см. рис.). Но связи кайнозойских и особенно плиоцен-плейстоценовых вулканических пород с режимом растяжения (а не сжатия) свидетельствует также их повышенная щелочность, которая, как известно, характерна для вулканических образований, формирующихся в условиях разрыва и растяжения земной коры. Так происходит в океанах при формировании СОХ, океанических островов и поднятий, где толеитовый вулканизм сменяется щелочным, а вулканические породы образуют толеит-щелочно-базальтоидную ассоциацию при незначительном развитии кислых дифференциатов. По всей видимости, аналогичный механизм, в той или иной степени, действует и при формировании магматических расплавов в пределах разломных и рифтовых зон окраинных морей [3].

Однако на генерацию магматических расплавов в пределах Охотского моря значительное влияние оказывала сиалическая кора, характерная почти для всей его области, и охотоморские вулканы, безусловно, резко отличаются от океанических. К таким отличиям, прежде всего, относятся: 1 – преобладание среди кайнозойских пород, образующих ряд базальтыдациты, андезибазальтов и андезитов; 2 – широкое развитие водосодержащих минералов, таких как гиперстен, роговая обманка и биотит, и редкая встречаемость оливина; 3 – пониженные значения TiO_2 (менее 1%), MgO (1–7%), суммы Fe (1,5–8%), а также Co , Ni и V . От типично островодужных вулканитов известково-щелочной серии Курильской островной

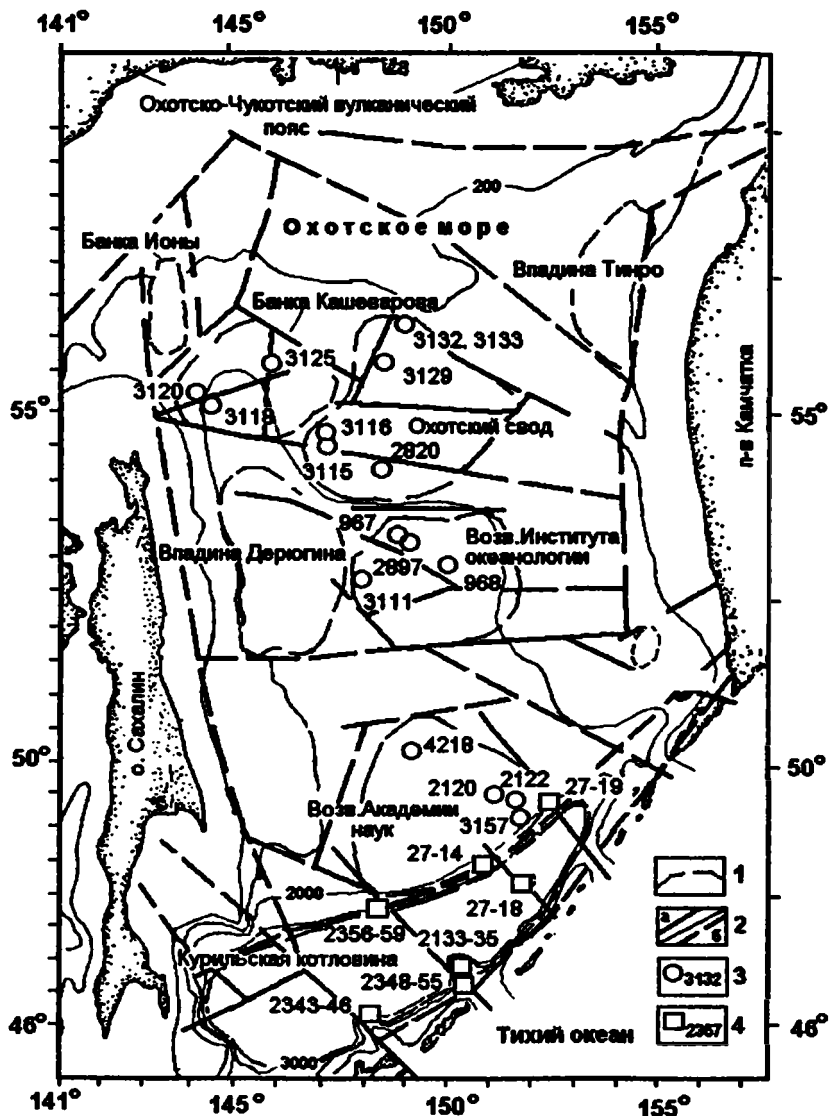


Рис. Схема морфоструктур и разломов Охотского моря [4]

1 – границы морфоструктур, 2 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 3, 4 – станция драгирования кайнозойских вулканитов и ее номер: 3 – палеоценовых, эоценовых, олигоценых и миоценовых; 4 – плиоцен-плейстоценовых.

дуги кайнозойские вулканы Охотского моря отличаются более высокими содержаниями щелочности, K_2O (2,3–3%), Rb, Sr и Ba [1]. При этом, они почти не отличаются друг от друга по минеральным и химическим особенностям. Отличия палеоценовых, эоценовых, олигоценых и миоценовых пород разломных зон внутренней части моря от плиоцен-плейстоценовых вулканических образований обрамления Курильской котловины заключаются лишь в текстурно-текстурных особенностях, связанных с субазральными условиями образования первых и подводными – вторых. Вулканы разломных зон обладают флюидальной текстурой, характерной для наземных лавовых потоков, а также субафировой структурой и хорошо раскристаллизованной (интерсертальной или толеитовой) основной массой. Плиоцен-плейстоценовые вулканы обрамления Курильской котловины образуют подушечные лавы с Fe-Mn корками, указывающими на подводное извержение. Для этих пород также характерна пористая текстура, обильно- и сериальнопорфировая структура, слабо раскристаллизованная (гиалопилитовая или гиалиновая) основная масса и незначительное заполнение пор смектитом.

Таким образом, в пределах Охотского моря установлены кайнозойские вулканы, среди которых наиболее распространенными являются породы эоценового и плиоцен-плейстоценового этапов вулканизма. Тектоническая позиция и некоторые химические особенности этих пород указывают на определенные условия их происхождения, связанные с режимом разрыва и растяжения земной коры и образованием разломных и рифтовых зон в период формирования впадины Охотского моря.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 02-05-65209 а.

Литература

1. *Абдурахманов А.Л.* Петрохимическая зональность четвертичных вулканических пород Большой Курильской гряды. Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1982. 24 с.
2. *Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И.* // Тихоокеанская геология. 2003. № 6. С.3–18.
3. *Шараськин А.Я.* Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 162 с.
4. *Lelikov E.P., Emeľyanova T.A., Kulnich R.G. et al.* Geological map of the Okhotsk Sea floor // Climate Drivers of the North. Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, 2002. 65 p.

В.А. Ермаков¹

Загадки астеносферы

В настоящее время специалисты по гравиметрии и сейсмологии дают разное толкование термина «астеносфера». Для одних и тех же про-

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

странственных областей Земли выделяют несколько астеносфер (далее А): термическую, вещественную или химическую, сейсмический волновод, область аномальной электропроводности; при этом размеры этих А существенно различаются. При определенном сочетании параметров А не обнаруживается по поглощению вступлений сейсмических волн [Быков, 1999]. Ряд противоречий подобного рода рассматривают Н.И. Павленкова [2002] и И.А. Резанов [2003]. Роль А в геотектонике и петрологии остается неясной. Неясны критерии ее выделения, характеристики глубины и мощности. Неясно, можно ли отождествить А с плюмами, астенолитами, диапирами, какое значение имеет А в генерации магматических расплавов.

Термин «астеносфера» введен Дж. Баррелом в 1914 г. для объяснения явлений изостатической компенсации рельефа Земли по данным гравиметрии. М.Е. Артемьев [1987] определяет А как *глобальный* (выделено нами) горизонт Земли с пониженной вязкостью. По его мнению, А сейсмических волноводов и слоев повышенной электропроводности *не имеет глобального распространения*, а прерывистость этих аномалий не идентична прерывистости астеносферы. Время изостатического выравнивания над А составляет 10^4 – 10^5 лет. Международный словарь [1991] характеризует А как «оболочку мантии с предполагаемой большой податливостью в противоположность менее податливой литосфере». Вязкость А составляет $\eta=10^{19}$ – 10^{21} пуаз для глубины мантии ~ 120 км [Артемьев, Артюшков, 1967; Артюшков, 1993]. С.А. Ушаков, М.С. Красс [1969] дают значение – 10^{20-21} пуаз; подастеносферная мантия имеет при этом $\eta=10^{23}$ пуаз. Глубина астеносферной оболочки – 80–200 км, ее толщина – 200–250 км, хотя есть и иные мнения. Классическое определение изостазии соответствует условиям гидростатики в мантии ниже границы Мохо [Резанов, 2002]. Возможно, что эффекты изостазии отражают суммарное влияние астеносферных течений как в мантии, так и в нижней коре и даже в слое сиэля [Кайё, 1969]. Вязкость А и сейсмических волноводов может различаться на несколько порядков. Вязкость плюма под Южной Африкой оценивается в $\leq 10^{16}$ пуаз, что обеспечивает перетекание вещества под литосферой на 1000 км и более за 1 млн лет [Артюшков, 2000]. Вязкость расплава в двухфазной среде с 5–10% расплава разными авторами оценивается значениями 10^7 – 10^{12} пуаз для различных районов с проявлениями вулканизма [Быков, 1999].

Ле-Пишон с соавторами [1973] вводит в понятие А условие о том, что ее вещество имеет температуру начального плавления в присутствии следов воды и при относительно низкой температуре. Он прямо адресует А к зоне пониженных скорости и значения Q на глубинах от 70–100 км до 250 км. Айзекс и др. [1974], используя это толкование, рассматривают А как слой низкой прочности между движущейся литосферой (в океане) и мезосферой: А подтекает от континентальных окраин к срединно-океаническим хребтам, а литосфера движется в обратном направлении, формируя структуры спрединга и субдукции. Названные авторы

не связывают А с явлениями глобальной изостазии, поскольку им необходимо было обосновать лишь глубинную механику тектоники плит, оценить источники движений в океанах. В.А. Магницкий [1978] дал ряд компромиссных определений А. Он называет А слой низких скоростей (под литосферой), который характеризуется текучестью, неспособностью противостоять нагрузкам; эта А связывается с частичным «подплавлением» вещества. С другой стороны, он отмечает, что А есть и под стабильными участками Земли, поскольку наблюдается «быстрое восстановление состояния гидростатического равновесия при изменениях нагрузки на поверхность...» (по гравиметрическим данным).

На обширных территориях стабильных областей под литосферой часто нет признаков волноводов или зон пониженной скорости, а в активизированных регионах таковые наблюдаются и в самой консолидированной коре. По данным Н.Н. Ваньяна [1995], проводимость А стабильных зон не превышает 1000 сим, что соответствует удельному сопротивлению 100 ом·м, характерному для подсолидусных температур, когда не достигается начало плавления. По экспериментальным данным [Шмонов и др, 2002], аномалии электропроводности могут быть связаны с участками коры ($P \sim 6 \text{ кб}$ и $T = 520\text{--}540^\circ\text{C}$), обогащенными флюидом при тепловом потоке с градиентом $26^\circ\text{C}/\text{км}$.

Таким образом, представление о глобальности А связано с непрерывностью и глобальностью наблюдаемого процесса изостатической компенсации рельефа Земли. А является регулятором тектонических движений литосферы, способствует проявлению их самоорганизации. Волноводы существенно влияют на проявление изостазии, но, однако, они не могут обеспечить ее *повсюдности*. Другое толкование А, как области частичного поглощения энергии сейсмических волн или волновода, приводит к представлению о локальности, случайности этих областей, которые ранее интерпретировались как астенолиты, а в последние годы отождествляются с плюмами. Два названных толкования далеко не идентичны, вполне самостоятельны, а в некоторых случаях фактически исключают друг друга.

Обратим внимание на разные методы выделения А в том и другом случае. Данные гравиметрии не устанавливают А, а предполагают ее в связи с наблюдением изостазии. Данные сейсмологии, наоборот, устанавливают А (волновод), но обычно не используют его положение для расчета изостазии. В первом случае обсуждаются процессы (изостатического выравнивания), имеющие длительный характер; т.е. свойства А реализуются лишь в длительные периоды времени, во втором, – решающим свойством А является ее реакция на мгновенное воздействие (землетрясение или взрывной удар). Наиболее достоверным сейсмологическим признаком А является ее добротность, а не зона пониженных скоростей продольных или поперечных волн. Предполагаемая по гравиметрическим данным А методами ГСЗ не устанавливается. При анализе скоростей поглощения продольных волн нет существенных различий

верхов мантии в разновозрастных платформах и областях эпиплатформенной активизации [Копничев, 1995].

Различные свойства разных А позволяют думать, что мы имеем дело с разными геологическими явлениями. Ответ на указанное противоречие можно найти в свойствах аморфных веществ, которые ведут себя то как жидкость, то как твердое тело. Кусок битума при ударе разобьется, как стекло, на острые твердые куски, но тот же кусок в течение некоторого времени под действием собственного веса расползется в пласт. А по своим свойствам, по-видимому, напоминает эти вещества. При длительных нагрузках она ведет себя как жидкость, а на короткое воздействие реагирует как твердое тело. Эти различия обусловлены особой реологией аморфных тел. Поэтому нельзя выявить А мгновенными сейсмическими воздействиями. Но из этого следует, что сейсмический волновод не является А (если следовать правилу приоритета в выборе термина). А – вещество квазипластичное, ее плотность может оставаться высокой, свойственной мантии, а ее решающим свойством оказывается особое структурное состояние. Поэтому все зоны сейсмической тени, сейсмические волноводы, плумы и т.д., отражающие как мантийные, так и коровые аномалии, нельзя называть А. Сейсмические волноводы по своим свойствам изначально приближаются к жидкостям, их плотность всегда ниже, чем плотность вмещающей среды, а их определяющим признаком является более высокая температура вещества, либо аномально высокая насыщенность летучими. Волноводы влияют на процессы изостазии, но, вероятно, лишь при создании аномального *неравновесного* рельефа или при магматических процессах.

А – это слой в коре или под ней, отражающий свойство пород течь при длительных нагрузках. А определяется лишь в равновесных условиях, т.е. в условиях длительных геологических воздействий. Вполне оправданы представления некоторых авторов о существовании А не только в верхней мантии, но и в коре. Об этом свидетельствуют характерные для пород глубокой коры структуры и текстуры течения, их сланцеватость, измельчение, ориентировка минеральных зерен, упрощение и оптимизация минеральных парагенезисов, при этом названные свойства усиливаются с увеличением давления метаморфизма. Уже с глубины 10–15 км в породах образуется блочно-зернистый катаклазированный материал и возникают зоны субгоризонтальной расчлененности (зоны дилатансии). Подобные зоны на разрезах ОГТ в нижней коре получили название «рефлективити» [Павленкова, 2002]. Дальнейшее увеличение давления приводит к закрытию трещин, дегидратации материала и к состоянию «дислокационной пластичности» [Николаевский, 1979, 1984]. Ю.Г. Леонов и А.С. Перфильев [2000] выделяют подобную зону в основании коры на границе с Мохо как «отражающую» кору, в которой происходит тектоническое течение. На глубинах 35–40 км, при равенстве давлений общего и флюида, эффективное давление возрастает относительно верхов коры на порядок и

достигает значений 500–1500 бар. Высокая пластичность связана с низкой проницаемостью при эффективном давлении $>0,5-1,5$ кб [Шмонов и др., 2002]. При истинно пластичном состоянии на Мохо требуется сдвиговое напряжение $\sigma_{\tau} \sim 0,2$ ГПа [Николаевский, 1996]. Известна текучесть некоторых мантийных ультраосновных пород с оливином, которая приводит к анизотропии скоростей сейсмических волн. Тонкая расслоенность низов коры и верхней мантии вблизи границы Мохо является очевидным свидетельством проявления здесь течения, перемещения материала, характерного для А. Скорость сейсмических волн в подобной среде может даже возрастать, а не уменьшаться. Если пластическое течение и дислокационная подвижность действительно являются признаком А, то она будет характеризоваться заметной анизотропией.

За областями поглощения энергии сейсмических волн или их частичного экранирования (иначе, волноводами) предлагается закрепить термин «астенолит», а термин «плюм» оставить для свободного пользования. Астенолит (АСТ) – более приоритетный термин, чем плюм. Он введен в литературу Беммеленом [1957] в 1936 г. и является одно-коренным словом с А, что по содержанию будет означать подобный А. Действительно, А при нагреве может превращаться в локальный АСТ, хотя обратный процесс невозможен. АСТ – это область в верхней мантии, содержащая небольшое количество пленочной жидкости или расплава. АСТ имеет преимущественно секущие ограничения, его высотная протяженность значительно больше, чем поперечник. Если АСТ растекается и образует силлоподобную залежь, он все равно остается локальным образованием и никогда не приобретает свойство повсюдности.

А повсюдна и вечна, поскольку она изначально определяется не породным материалом, а наличием литосферной нагрузки (давления) и временем релаксации; важнейшей характеристикой А является реологическая (дислокационная) подвижность. В противоположность этому, АСТ локальны и их свойства определяются долей частичного расплава, т.е. температурой; важнейшей характеристикой является вязкость. Период существования АСТ геологически ограничен, хотя и может составлять десятки млн лет. АСТ могут являться как теплоносителем, так и проводниками тепла. Если мы принимаем конвекцию, то АСТ не могут не быть элементами этой конвекции.

Автор благодарит В.Н. Николаевского за ряд замечаний и внимание к этой работе.

Тектоника переходной зоны с тыловой впадиной и островной дугой

Обсуждается иерархическая модель переходной зоны континент–океан, новым элементом которой является разделение ролей островных и вулканических дуг (далее ОД и ВД). ВД имеют глобальное распространение, они аструктурны и сопряжены с глубоководными желобами и сейсмофокальными зонами (СФЗ); ОД, напротив, развиты локально и преимущественно на западной и северной периферии Пацифики. СФЗ – важнейший энергетический источник всех процессов, происходящих в ее всياчем клине, в частности, при формировании задуговых бассейнов. ВД и глубоководные желоба являются поверхностным выражением СФЗ, и эта триада глобальных структур отражает подлинную границу Тихоокеанской плиты. Причинно-следственные связи и ранги структур отражены на рисунке. Поскольку для западной периферии Тихого океана характерен, в целом, относительно низкий гипсометрический уровень континентальной коры и ее утонение, а для восточной, наоборот, высокий уровень и утолщение коры, вероятно, что влияние глобальных процессов в разных частях Тихого океана резко различно и противоположно. Структуры западного обрамления, по-видимому, отражают процессы деструкции и океанизации, а структуры восточного, наоборот, – процесс континентализации. Названные особенности связываются с различным напряженным состоянием регионов: сжатием на востоке и растяжением на западе; источники подобных напряжений могут быть различными.

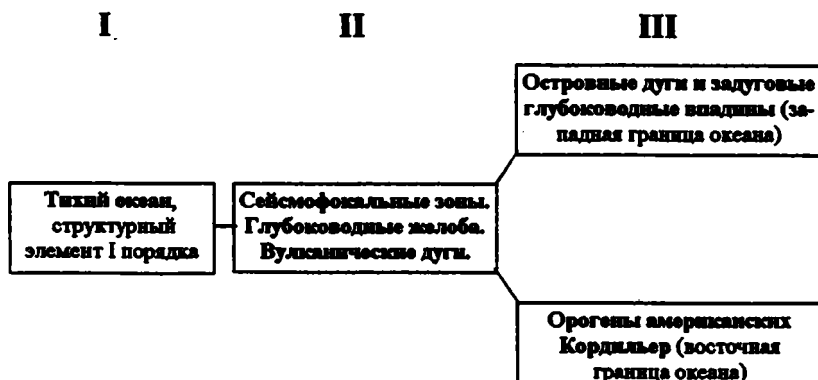


Рис. Иерархия структур переходной зоны континент – Тихий океан

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

Развитие ОД прямо связано с развитием задуговых глубоководных впадин, их расширением и углублением. ОД – это гигантский сдвоенный эскарп, реликт континентальной суши, исчезающий в ходе развития переходной зоны [1]. Задуговой бассейн является критерием выделения ОД. Тот же критерий может использоваться для разделения ОД и активных континентальных окраин типа Камчатки, Аляски, части Японии, Новой Гвинеи, Явы и Суматры, в тылу которых нет глубоководных впадин. В настоящее время показано, что фундаменты ВД на многих континентальных окраинах представляют собой коллажи разновременных террейнов, агломерации «случайных земель». Ни о каком наследовании вулканического процесса или длительной эволюции ОД в этом случае говорить не приходится. Отсюда следует, что на континентальных окраинах присутствуют лишь молодые ВД позднекайнозойского возраста; эти дуги скорее юные, чем зрелые. Активные окраины и ОД как раз объединяются развитием новейших ВД. Последние приблизительно синхронны на всем простирании крупных тектоно-магматических систем, соответствующим отдельным глубоководным желобам (Курило-Камчатскому, Алеутскому, Марианскому и др.). Хотя ВД обычно сосуществуют с ОД, однако сосуществующие – не значит тождественные. Так, внешние ОД не сопровождаются синхронными ВД. Из изложенного следует, что деление дуг на примитивные, развитые, зрелые – не более чем анахронизм. Зрелость окраинноконтинентальных дуг геологически не мотивирована. Признаки «зрелости» можно усмотреть лишь в петрологических особенностях ВД, обсужденных в свое время О.А. Богатиковым с коллегами [2]; они выражаются в большой роли здесь щелочных и кислых вулканитов, что нельзя не связать с наличием континентального фундамента.

Характеристики ВД и ОД совершенно различны. ВД – это *литотип*, т.е. некоторое формационное тело определенного состава, возраста, пространственного положения; функция ВД – накопление вещества. ОД – это *тектонотип*, т.е. гетерогенный вещественный комплекс, не обязательно вулканический, отражающий особенности тектонических движений островной суши; функция ОД – формирование морфоструктуры. Вулканизм не создает самостоятельных тектонических структур, ни крупных поднятий, ни прогибов; в тех случаях, когда прогибы оказываются в обширных вулканических областях, всегда устанавливается их более раннее (по отношению к вулканизму) заложение, чаще всего наследованное от предшествующих межгорных впадин. Рифтогенез, как тектонический процесс, с которым связана большая часть вулканитов, реанимирует деятельность межгорных впадин, способствует формированию в их недрах палингенных или контаминированных магм; связанный же с рифтогенезом глубинный, базальт-андезитобазальтовый вулканизм является очевидным следствием тектонического процесса, но не наоборот. Тектонотип ОД назван *эскарпогеном*, а процесс ее образования – *эскарпогенезом* [1]. Эскарпоген отличается от орогена тем, что ха-

рактируется постоянным *сокращением* объема островного поднятия. Эскарпогенез – деструктивный процесс; в отличие от геосинклинально-го и орогенного процессов он приводит к уничтожению земной коры.

Геодинамические соотношения основных структур переходной зоны и механизм образования задугового бассейна изучены автором совместно с И.А.Гарагашем с помощью расчетной модели, синтезирующей геолого-геофизические данные для линии геотраверса о. Сахалин – о. Итуруп [3]. Для коры и литосферы выбрана модель неассоциированного пластического течения с условием текучести Кулона-Мора; рассчитаны прочностные и упругие параметры, характер напряженного состояния коры. Результат показывает, что в центральной части разреза впадины с литосферой граничит область пониженной вязкости 10^{19} Па·сек. С глубиной вязкость увеличивается до значений 10^{21} Па·сек. При достижении стационарного режима в гравитирующей системе мантии и литосферы генерируются области разуплотнения, расположенные под зоной активного вулканизма. Вероятно, что в них аккумулируется частично расплавленный материал. При быстрых изменениях тектонических напряжений аномальная область в низах коры или на границе кора–мантия подвергается пульсирующему деформированию с дилатантным приращением порового пространства. При этом возрастает давление флюида в слое и снижается температура солидуса пород. Определены условия квазистационарного теплового режима, при которых возможно начало плавления верхнего («гранитного») слоя коры при сохранении нижнего, базальтового слоя. Распределение потоков вязкого вещества в верхней мантии под котловиной приводит к формированию в ней двух ячеек. Движение в левой ячейке направлено против часовой стрелки, движение во второй – по часовой стрелке. Область активного восходящего движения вещества находится примерно в центральной части разреза и захватывает тыловую впадину и часть ОД.

Разработанный механизм характеризует одну из стадий процесса формирования задугового бассейна, его современное или будущее геологическое состояние. В данном случае это стадия рифтинга или начального спрединга. Другие геолого-геофизические данные позволяют рассмотреть процесс формирования задугового бассейна в ретроспективе. Бассейн образуется в несколько стадий, отражающих эволюцию возникающей под ним тепловой аномалии: стадии эклогитизации, дезклогитизации (габброизации), плавления. Преобразование вещества коры в задуговом бассейне сводится к её океанизации и растяжению с направленным смещением в сторону океана. Выполнена типизация эпиконтинентальных глубоководных впадин по параметрам силы тяжести, теплового потока, глубины бассейна, мощности осадков, согласованных с возрастом впадин и стадиями океанизации [4].

ОД, так же, как и задуговой бассейн, подвергается океанизации, однако в ОД океанизация захватывает прежде всего те ее участки, которые отторгаются от дуги и становятся частью расширяющейся впадины.

Этот процесс более эффективен в тыловой, а не во фронтальной части дуги. Таким образом, вся переходная зона характеризуется деструкцией, уничтожением континентальной коры.

Вводится представление о сейсмотектоническом цикле, который начинается с формирования СФЗ, затем по мере развития последней приводит к образованию задугового бассейна и островной дуги. При этом происходит восточное перемещение дуги в виде шарьяжа и перекрытие глубоководного желоба. В итоге такой механизм может привести к формированию окраины колумбийского типа. Длительность незаконченного цикла в Курило-Камчатском регионе составляет ~23млн лет. Предложенный механизм сейсмотектонической эволюции позволяет разделить землетрясения переходной зоны на два генетических типа: 1 – собственно глубокие землетрясения СФЗ и 2 – землетрясения, преимущественно коровые (так называемый сейсмический козырек), связанные с движением шарьяжа ОД. Тот и другой различаются характером напряженного состояния и ориентацией вектора движений. Подобное решение объясняет две загадки СФЗ: выход осевой зоны землетрясений на континентальный склон, а не в тальвег желоба, и наблюдаемый максимум выделяющейся сейсмической энергии на глубинах около 30 км, что вносит определенный вклад в проблему прогноза землетрясений.

Литература

1. *Ермаков В.А.* Тектоническое развитие островных дуг и образование земной коры. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т.1 Новосибирск, 2004. С. 170–173.
2. *Богатиков О.А., Цветков А.А., Коваленко В.И.* //Тихоокеанская геология. 1985. № 1. С.19–35.
3. *Николаевский В.Н., Гараган И.А., Ермаков В.А и др.* Геодинамическая модель переходной зоны. В кн.: Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI вв. Т.3. Геофизика. М., 2002. С. 177–178.
4. *Ермаков В.А.* Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 175–192.

А.А. Желобаев¹, Д.З. Кочев¹, А.А. Махорин², А.И. Полетаев³

Скрытые линейные нарушения Прибрежного района Сирии и их роль в деструкции земной коры

Территория Прибрежного района Сирии, географически расположенного на западном побережье Средиземного моря, а геологически на стыке Африканской (с юга) и Аравийской (с востока) древних (докембрийских) платформ, Анатолийского сегмента молодого (альпийского) горноскладчатого пояса (с севера) и современной впадины Средиземного моря

¹ «Совинтервод», Москва, Россия

² «Технориск» МГУ, Москва Россия

³ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

(с запада), характеризуется сложной геологической историей, в результате которой сформировалась инфраструктура рифтогенного типа [4].

Элементы данной инфраструктуры, выходящие на дневную поверхность, достаточно хорошо изучены в результате наземных геологических исследований, проведенных в различное время как российскими геологами [2,3,4,8], так и специалистами других стран [5 и др.].

Структуры данного региона, развитые в скрытой (латентной) форме, стали доступны изучению с началом применения геофизических и, особенно, космических методов исследования в основном регионального уровня [9].

Для выявления более детальных структурных особенностей данного региона был произведен визуальный линеаментный анализ космического снимка м-ба 1:100 000, в результате которого на территории Прибрежного района выявлена густая сеть линеаментов: а) субширотного и субмеридионального простираний, образующих ортогональную систему; б) северо-запад юговосточного и юго-запад северо-восточного простираний, образующих диагональную систему; в) промежуточных (дополнительных) простираний: С-СЗ, С-СВ, В-СВ, В-ЮВ и других.

По степени развития линеаментов и их систем территория Прибрежного района может быть разделана на две части: северную и южную. Северная – от широты Бадрусии (на севере) до Джеблы (на юге) – отличается от южной – от широты Банияса до Тартуса (на юге) – при прочих равных условиях широким развитием линеаментов субмеридионального простирания.

По степени и масштабности (протяженности) проявления среди линеаментов могут быть выделены линеаменты 1-го и 2-го порядков: линеаменты 1-го порядка достигают по протяженности 10–12 км и образуют, как правило, линеаментные зоны шириной до 4км; линеаменты 2-го порядка по протяженности не превышают 8–10 км, а ширина образуемых ими зон не более 2 км.

Среди линеаментов и 1-го и 2-го порядков наиболее четко выражены линеаменты диагональной системы, в местах сочленения и / или пересечения которых между собой и с линеаментами ортогональной системы образуются так называемые узловые структуры, характеризующиеся, как правило, «каномальной тектонической раздробленностью, геодинамической подвижностью и... проявлением разномагнитудной и разноглубинной сейсмичности и вулканических процессов, интенсификацией экзогенных явлений обвалов, оползней, карста и т.д.» [6, с. 44].

Кроме линеаментов двух стандартных систем – ортогональной и диагональной, на территории Прибрежного района выявлено большое количество линеаментов, простирание которых постоянно отклоняется от стандартных простираний. Севернее широты Латакии выявлена серия линеаментов С-СВ-го простирания, отклоняющихся от стандартного субмеридионального простирания примерно на 30 градусов, а севернее Эль-Арида также линеаменты С-СВ-го и, кроме того, С-СЗ-го простира-

ния, отклоняющиеся на те же 30 градусов от простириания субмеридиональных линеаментов.

Кроме того, имеются не столь многочисленные и меньшие по размеру отклонения в простириании субширотных линеаментов, например, на широте Бадруссии.

Имеются отклонения и в простириании линеаментов диагональной системы, особенно характерные для линеаментов простириания СЗ–330°, отклоняющихся от стандартного простириания СЗ–315° на 15 градусов. «Яркость» отклонения линеаментов данной системы подчеркивается тем, что именно линеаменты этого нестандартного простириания как бы контролируют прямолинейные отрезки морской береговой линии южнее Бадруссии и между городами Банияс и Эль-Арида.

Системы линеаментов, постоянно отклоняющихся от стандартных простирианий, предложено называть д е в и а н т н ы м и [7], а их образование связывать с ротационными поворотами содержащих их блоков земной коры.

Предполагаемый поворот данного блока земной коры мог быть левосторонним, то есть п р о т и в ч а с о в о й с т р е л к и, что подтверждается данными GPS [10], согласно которым территория Восточного Средиземноморья, включая и Прибрежный район Сирии, испытывает современное вращение также против часовой стрелки.

Если это предположение верно, то механизм тектонического «разрушения» данного блока земной коры, который связывался, как правило, с левосдвиговыми движениями по всей системе Левантских разломов, может быть существенно уточнен с позиции в е р н о й ротации, в результате которой восточное крыло Левантской зоны испытывает вращение п о ч а с о в о й стрелке [8], а западное, т.е. крыло Прибрежного района – п р о т и в. Благодаря именно такому механизму могут быть объяснены, как минимум, два региональных структурных феномена: во-первых, несколько треугольная, сужающаяся к югу и расширяющаяся к северу, форма грабена Эль-Габ, а во-вторых, отсутствие «значительных зон дробления или милонитизированных пород», что, как справедливо заметил в свое время Л.Пикар, «весьма удивительно», если «исходить из того, что система грабена Леванта образовалась в результате сдвига с горизонтальными смещениями, достигающими 100км и более» [5, с. 32].

Предложенная модель «веерной» ротации, которая была разработана независимо от модели «сдвигового веера» [3], как и любая другая модель, разумеется, сильно упрощает сложнейшие природные процессы и структурные преобразования, которые «претерпел» данный регион в течение своей геологической истории. Но не учитывать вклад ротационной тектоники в процесс структурирования данной территории в настоящее время не следует, ведь, по другим независимым данным, «в течение последних 10 млн лет произошло резкое изменение вектора движения Африки относительно Европы...минимум на 33 град» [1, с. 81,82]: с эоцена по плиоцен этот вектор вращался п р о т и в часовой стрелки, а

затем (последние 3 млн лет) он вращается по часовой стрелке, что не могло не сказаться и на напряженном состоянии литосферы, и на процессах современной деструкции, выразившейся в образовании многочисленных (по количеству), разноуровневых (по глубине заложения) и разнообразных (по форме реализации) деформаций и дислокаций, в том числе и скрытых от прямого визуального наблюдения и картирования.

Характерно, что данные о простирании и кинематике молодых (постмеловых) правосторонних сдвигов, развитых между городами Банияс (на юге) и Латакия (на севере), подтверждают возможный поворот данного региона в направлении против часовой стрелки: этот поворот четко «прочитывается» благодаря изменению простирания сдвигов от СВ – 30–40° (в районе Банияса) до СВ–10° С–О° (севернее) и до СЗ–355° (севернее Латакии).

Литература

1. *Вержибцикий Е.В., М.В. Кононов.* // Геотектоника. 2003. № 4. С. 77–86.
2. *Долгинов Е.А., Хадж Шейхмус Н.Н.* // Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка. 2001. № 4. С. 3–11.
3. *Копп М.Л., Аджамян Ж., Ильяс К. и др.* // Геотектоника. 1999. № 5. С. 77–92.
4. *Очерки геологии Сирии.* М.: Наука, 2000. 204 с.
5. *Пикар Л.* Некоторые соображения о системе грабенов Леванта. В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970. С. 26–34.
6. *Полетаев А.И.* Узловые структуры земной коры. М.: МГП. «Геонформмарк», 1992. 52с.
7. *Полетаев А.И., Авдонин А.В., Котов Ф.С.* Девиантные структуры как индикаторы ротационных движений земной коры. В кн.: Актуальные проблемы региональной геологии и геодинамики. Первые Горшковские чтения. 26 апреля 1999 г. М.: МГУ, 1999. С. 19–21.
8. *Трифонов В.Г., Трубихин В.М. и др.* // Геотектоника. 1991. ' 2. С. 63–75.
9. *VijuDaval B., Lamperein C., Rivereau J.C., Lopez N.* // Rev. Inst. Frans. Petrol. 1976. V.XXXI. ' 3. P. 365–400.
10. *Drewes H., Geiss E.* // Satellitengeodasie. Weihelm: VCH Verlagsgesellschaft mbH. 1990. V. D-6940. P. 335–349.

А.В. Жесткова¹

Геодинамическая обстановка формирования дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса западной части Хабарнинского массива

Ультрабазит-габбровые образования Урала традиционно, начиная с работ А.Н. Заварицкого, подразделяются на две формации: магнизиальную дунит-гарцбургитовую, иногда с лерцолитами и кальциевую дунит-клинопироксенит-габбровую, включающую также верлиты. Большинство исследователей относят обе формации к офиолитам.

¹ Геологический факультет МГУ, Москва, Россия

Существуют три точки зрения на происхождение дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса Хабаровинского массива. Согласно В.И Семенову [6], он образовался в платформенных условиях. Вторая точка зрения состоит в том, что офиолиты массива, включая кальциевые ультрабазит-габбровые породы, сформировались в срединно-океанических хребтах [1,4]. Наиболее популярна третья точка зрения о формировании офиолитов над зоной субдукции в результате спрединга дна Сакмарского окраинного моря [5, 7 и др.].

В настоящее время при восстановлении геодинамических условий формирования успешно используются исследования перидотитов. Индикаторами могут служить температуры кристаллизации (определяемые по пироксенам), глиноземистость пироксенов и хромистость шпинелей [2, 8].

С целью восстановления геодинамической обстановки образования дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса Хабаровинского массива были изучены клинопироксениты, дуниты и верлиты его западной части.

Клинопироксениты слабо серпентинизированы, обладают крупнокристаллической структурой (размер зерен до 10 мм). Клинопироксен характеризуется высокой магнезиальностью ($X_{Mg} = 0,87 - 0,92$) и низкой глиноземистостью (до 1,47% Al_2O_3), слабой зональностью: от центра к краю зерен незначительно увеличивается содержание Al, Fe, Cr и Ni, в то же время уменьшается количество Ca и Na, что указывает на толевый тренд дифференциации расплава, из которого кристаллизовались клинопироксениты.

Верлиты состоят из клинопироксена (57–58 %), серпентинизированного оливина (40%) и хромшпинелида (2–3%). Структура их пойкилитовая с изометричными вростками оливина в клинопироксене. Клинопироксен представлен зернами размером до 7–8 мм. Хромшпинелид образует идиоморфные зерна размером до 0,1 мм, включенные в зерна клинопироксена. Состав оливинов в основном магнезиальный. От центра к краю зерен незначительно увеличивается содержание Na, Al, Fe и Mn, а уменьшается – Ca и Ni. Шпинели относятся к относительно низкомагнезиальным ($X_{Mg} = 0,1 - 0,17$) и среднеглиноземистым разностям ($Al_2O_3 = 13,14 - 15,33\%$) со слабой зональностью: в центральных частях больше Ti, Mg, Ca, а в краевых – Al, Fe, Na и K. Хромистость шпинелей составляет 0,54–0,56. Часто вокруг шпинели наблюдается магнетитовая кайма.

Дуниты состоят из серпентинизированного оливина, образующего изометричные полигональные зерна размером 2–3 мм, редких пироксенов и акцессорного хромшпинелида (1–3%), слагающего ксеноморфные зерна размером 0,05–0,1 мм. В целом, шпинель из дунитов характеризуется более низким содержанием Fe, Ni и более высоким глинозема, а также более высокой магнезиальностью ($X_{Mg} = 0,46 - 0,59$), чем шпинель в верлитах. Оливин в дунитах отличается повышенным количеством Mg, K и пониженным – Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Cr и Ni, чем оливин в верлитах. Клинопироксен обладает высокой магнезиальностью ($X_{Mg} = 0,95$) и

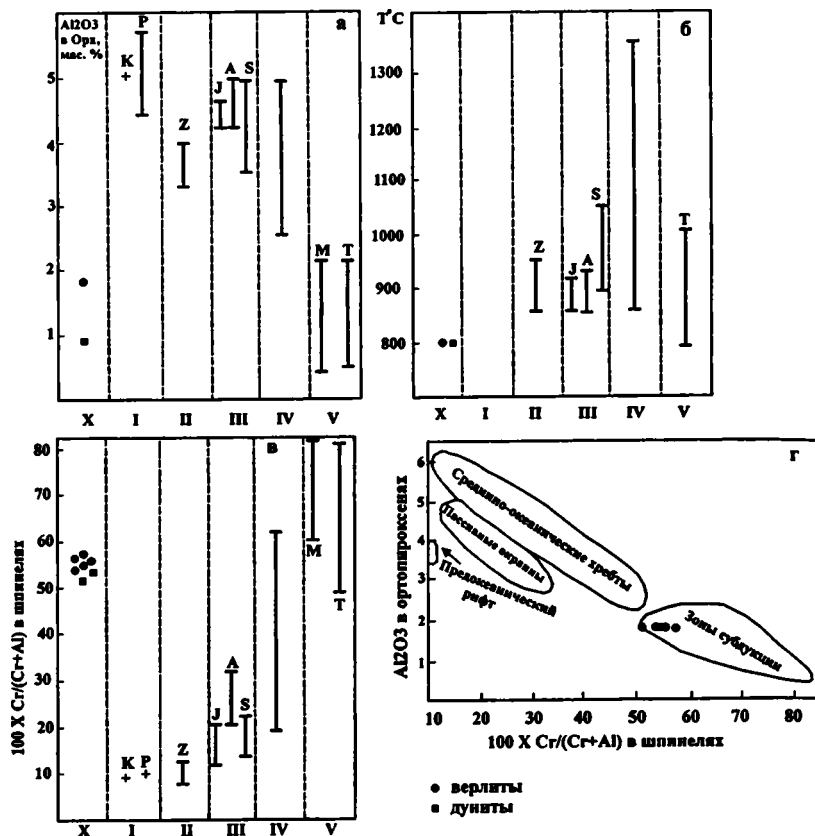


Рис. 1. Температуры кристаллизации и особенности состава минералов перидотитов Хабаровинского массива (X) в сравнении с перидотитами разных геодинамических обстановок

I–V–геодинамические эталоны перидотитов [8]: I–недифференцированные перидотиты континентов (K) и пиrolита (P); II–начальная стадия раскрытия океанического рифта (о. Забаргад в Красном море); III–океанические окраины (I–Иберийская, A–Австралийская, S–Шпицберген); IV–зрелые океанические бассейны (Срединно-Атлантический хребет); V–зоны субдукции (Т–Тонга, М–Марианская).

близок к магнезиальности ортопироксена ($X_{Mg} = 0,93$). От клинопироксена в верлитах отличается более низким содержанием Ti, Al, Fe, Ca, Cr и Ni и более высоким – Mg, Na и K.

Температура кристаллизации шпинелевых перидотитов (как дунитов, так и верлитов), определенная по дупироксеновому термометру [3], оказалась равной $800^{\circ}C$. Это соответствует обстановке зон субдукции (рис. 1, б).

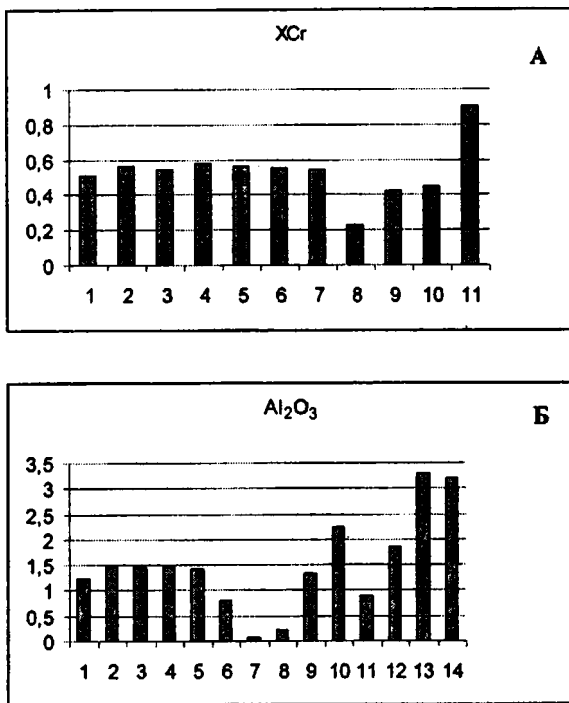


Рис. 2. Хромистость шпинелей (А) содержание Al_2O_3 (мас.%) в пироксенах (Б)

На диаграмме А: 1,2 – дуниты; 3–7 – верлиты; 8,9 – перидотиты СОХ; 10,11 – перидотиты НЗС [2]. На диаграмме Б: 1–8 – клинопироксены из пироксенитов; 9 – верлитов; 10 – дунитов; 11 – ортопироксены из дунитов; 12 – верлитов; минимальные содержания Al_2O_3 в клинопироксенах; 13 – клинопироксены; 14 – ортопироксены из перидотитов СОХ

Согласно критериям Э. Бонатти и П. Майкла [8], X_{Cr} в шпинелях показывает, что перидотиты дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса Хабаровинского массива могли образовываться либо в зрелом океаническом бассейне (типа Срединно-Атлантического хребта), либо над зоной субдукции (рис.1, в). Однако по глиноземистости ортопироксенов и по ее соотношению с X_{Cr} в шпинелях на соответствующих диаграммах перидотиты попадают в пределы зоны субдукции (рис.1, а, г).

В соответствии с более детальной типизацией состава минералов перидотитов в зависимости от геодинамических условий их образования, проведенной С.А. Паланджяном [2], изученные шпинели и пироксены (рис.2) указывают на формирование перидотитов дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса Хабаровинского массива в обстановке над зоной субдукции.

Литература

1. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М: Наука, 1984. 232 с.
2. *Паланджян С.А.* Петрохимические типы перидотитовых комплексов офиолитов различных геодинамических обстановок. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Москва, 1991. 45 с.
3. *Перчук Л.Л.* Равновесия порообразующих минералов. Москва: Наука, 1970. 391 с.
4. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовая ассоциация Уральских офиолитов и их аналоги в современной океанической коре. М: Наука, 1987. 245 с.
5. *Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал). // Тектоническая расслоенность литосферы. Труды ГИН АН СССР. Вып 343. 1980. С. 29–57.
6. *Семенов И.В.* Редкоземельные элементы в породах офиолитовой ассоциации Урала: генетические следствия // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы. Т. IV. Сыктывкар. 2000. С. 159–163.
7. *Фертатер Г.Б., Беа Ф.* // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
8. *Bonatti E. and Michael P. J.* // Earth and Planet. Sci. Let. 1989. V. 91. P. 297–311.

Ф.И. Жимулев¹, М.А. Полтаранина², Н.В. Друзяка²

Строение зоны сочленения Кокчетавского массива и нижнепалеозойского обрамления в районе г. Кокчетав

Кокчетавский массив в структуре каледонид Северного Казахстана рассматривается как древний микроконтинент, имеющий раннедокембрийский фундамент, сложенный гнейсами, и позднедокембрийский карбонатно-терригенный чехол [1,2]. В северо-восточной части массива выделен одноименный метаморфический пояс, сложенный кембрийскими породами ультравысоких и высоких давлений (коэсит-алмаз-содержащие гнейсы и сланцы, эклогиты). Установлено, что давления на пике метаморфизма превышали 4 ГПа [3], т.е. породы были сформированы в экстремальных условиях в зоне субдукции на глубинах до 150–200 км и поэтому привлекают внимание исследователей, особенно в связи с изучением механизмов их выхода на поверхность.

К северо-востоку от пояса располагается осадочный бассейн ордовикского возраста, известный в литературе как Степнякский синклиниорий. Нижняя часть его выполнена андезито-базальтами и кремнисто-глинистыми сланцами, а верхняя – терригенными отложениями. К осевой зоне синклинория приурочена крупная островодужная система [1].

Границей между Кокчетавским метаморфическим поясом и островодужными комплексами является Кокчетавская зона разломов. Эта зона прослеживается от с. Красный Яр, через г. Кокчетав, далее вдоль трассы на г. Щучинск. Ширина зоны составляет первые километры. К югу от разломной зоны обнажаются породы, метаморфизованные на глубинах

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

² Институт минералогии и петрографии (ИМП) СО РАН, Новосибирск, Россия

до 180 км. Возраст метаморфических событий – от 535 (пик метаморфизма для западной части) до 505 млн лет (ретроградные события и породы восточной части). К северу расположены неметаморфизованные ранне- и среднеордовикские отложения (505–450 млн лет). Таким образом, по Кокчетавской зоне разломов произошло совмещение очень близких по возрасту, но различных по обстановке формирования пород, и выяснение особенностей ее строения внесет важный вклад в решение задачи эксгумации метаморфического комплекса. Нами установлено, что комплексы Кокчетавского массива надвинуты по ней на ордовикское обрамление [4]. В строении разломной зоны принимают участие фрагменты фундамента и чехла микроконтинента, высокобарические породы метаморфического пояса и неметаморфизованные отложения ордовикского возраста.

Фрагменты фундамента микроконтинента.

Наименее измененные блоки фундамента сложены кварц-биотит-микроклиновыми гнейсами с дайками амфиболизированных долеритов. По мере приближения к зоне разломов в гнейсах резко меняется простиранье гнейсовидности (от 180–190° до 110–130°), появляется заметная милонитизация, породы обогащаются светлой слюдой, дайки сменяются будинами амфиболитов (уялинская свита). В самой зоне разломов гнейсы преобразованы в розовато-серые бластомилониты с порфиорокластами полевых шпатов и милониты. Бластомилониты по гнейсам рассматривались как кислые вулканиты (порфиroidы) и выделялись в кууспекскую свиту в составе боровской серии. Текстура пород массивная или полосчатая. Главными минералами основной массы являются кварц и серицит, образующие сланцеватый микролепидогранобластовый агрегат, огибающий порфиорокласты микроклина, плагиоклаза и кварца. Полевые шпаты обломаны по краям, окружены каймой серицита и иногда разделены на блоки. По химическому составу породы близки к гнейсам. Среди бластомилонитов также встречаются будины амфиболитов.

Фрагменты чехла микроконтинента

К чехлу микроконтинента мы относим все позднекембрийские терригенно-карбонатные и кварцито-сланцевые толщи района (ефимовская, шарыкская и кокчетавская свиты). Имеющиеся геохронологические данные свидетельствуют о близком возрасте толщ [5,6], а взаимоотношения не позволяют надежно установить их относительный возраст. Исходя из имеющихся реконструкций палеогеографического и палеотектонического режима накопления этих толщ [7], можно предположить, что они являются разными фациями чехла микроконтинента. В Кокчетавской зоне разломов кварц-серицитовые сланцы кокчетавской свиты, отлагавшиеся на больших территориях в условиях стабильного тектонического режима, слагают тектонические пластины изменчивой мощности, простиранье которых согласно простиранью зоны. Сланцы смяты в складки нескольких порядков (от микроплойчатости до складок с размахом крыльев в сотни метров и первые километры). Краевые час-

ти пластин обогащены гидроксидами железа и светлой слюдой. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом получен раннеордовикский возраст слюд. Тектонические пластины кварц-серицитовых сланцев нередко залегают во фронтальной части Кокчетавской зоны разломов и контактируют с ордовикскими отложениями. В этих случаях в зоне контакта сформирована толща тектонических брекчий мощностью от десятков до сотен метров. Отдельные тела кварцитов размером до первых километров встречаются к северу от зоны, в пределах развития ордовикских отложений и, вероятно, представляют собой клиппы. С кварц-серицитовыми сланцами кокчетавской свиты ассоциируют актинолит-хлоритовые, хлорит-серицитовые сланцы ефимовской свиты. Эти породы также смяты в напряженные складки, пронизаны кварцевыми жилами, и интенсивно брекчированы, вплоть до образования какеритов.

Выскобарические породы Кокчетавского метаморфического пояса

В составе чешуйчато-покровной структуры среди бластомилонитов зеленосланцевой фации метаморфизма нами были обнаружены небольшие линзы порфиробластических очковых гранито-гнейсов, содержащих тела амфиболитизированных эклогитов (район с. Чайкино и туберкулезного диспансера в пригороде Кокчетавы). Эклогиты состоят из пироп-альмандин-горссулярового граната, клинопироксена (омфацита), кварца, пироксен-плаггиоклазового симплектита (пироксен представлен авгитом с небольшим содержанием жадеитового компонента, плаггиоклаз – альбитом), вторичных амфибола, эпидота, кальцита. Для эклогитов были получены оценки P-T параметров метаморфизма. На пике метаморфизма давление – 18 – 20 кбар и температура 850–900°C. По составам крупнозернистого и тонкозернистого симплектита удалось выявить два этапа ретроградных изменений: 1) на уровне гранулитовой (T – 760–790°C и P – 11–12 кбар, T – 700–730°C и P – 8 кбар) и 2) в условиях эпидот-амфиболитовой фаций (T – 570–600°C и P – 5–6 кбар, T – 550–570°C и P – 4,5–5 кбар).

Ордовикские кремнисто-терригенные отложения и олистостромы

В составе ордовикских отложений преобладают красные и серые кремни аренигского возраста [8], встречаются известняки, алевролиты, песчаники и линзы олистостром. Размеры олистостром составляют обычно первые метры. В их составе преобладают хлоритовые и мусковитовые сланцы и кварц-слюдистые бластомилониты по ним, а также кварциты, кроме того, встречаются амфиболиты, известняки и гранат-мусковитовые сланцы. Последние являются типичными породами Кокчетавского метаморфического пояса. Таким образом, геологически доказано появление метаморфических пород на поверхности уже в раннем ордовике. Вероятно, ордовикский же возраст имеют разнообразные неметаморфизованные конгломераты, гравелиты и вулканические породы, линзы которых встречаются в чешуйчатой структуре. На контактах между различными чешуями встречаются также мелкие линзовидные тела серпентинитов и тальковых сланцев.

Для Кокчетавской зоны разломов характерна чешуйчато-покровная структура. В строении зоны принимают участие серпентиниты, олистостромы, а также большие объемы тектонитов разных фаций глубинности, которые описывались как различные стратиграфические подразделения (уялинская, кууспекская свиты). Блоки фундамента микроконтинента подверглись динамометаморфизму с образованием милонитов и бластомилонитов. Фрагменты чехла претерпели интенсивную складчатость, серицитизацию, а на заключительных стадиях и брекчирование. Среди тектонитов встречаются мелкие блоки эклогитов, метаморфизованных на глубинах до 60 км, что предполагает значительную амплитуду вертикальных движений по зоне. В отличие от фрагментов Кокчетавского массива, ордовикские отложения метаморфизму не подверглись. Внутри чешуйчато-покровной структуры ордовикские отложения представляют собой захваченные между тектоническими пластинами фрагменты бассейна, на который происходило надвигание тектонических покровов, сложенных породами фундамента и чехла микроконтинента и высокобарическими породами.

Учитывая аренигский возраст кремнисто-терригенных отложений, вмещающих синтетектонические олистостромы, и раннеордовикский возраст новообразованных слюд из разломных зон, можно сделать вывод о раннеордовикском возрасте тектонических движений, приведших к экзопонированию метаморфического комплекса.

Литература

1. Тектоника Казахстана (объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1:2 500 000) М.: Наука, 1982. 137с.
2. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1645–1666.
3. Sobolev N.V., Shatsky V.S. // Nature. 1990. V. 343. № 6260. P. 742–746.
4. Жимлуёв Ф.И., Друзяка Н.В. Ордовикские надвиги и олистостромы на северо-восточной границе Кокчетавского метаморфического пояса. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Материалы XXXVII Тектонического совещания Новосибирск: 2004. С. 181–184.
5. Летников Ф.А., Ватанабэ Т., Котов А.Б. и др. // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 518–521.
6. Харламов М.Г., Липман Р. Х., Зыкова Н.С. // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200. № 1. С. 182–184.
7. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты. В кн.: Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. С. 159–166.
8. Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления. В кн.: Геология Казахстана. 2001. № 2. С. 4–12.

Глобальная космогеотектоника Земли

Многие характерные особенности строения поверхностной оболочки Земли, как например, разделение ее на континенты и океаны, разделение на два глобальных асимметричных сегмента – Тихоокеанский океанический и Индо-Атлантический существенно континентальный, были заложены уже в древние эпохи существования Земли [3, 11, 13, 16]. Рассмотрение вопросов металлогении древних платформ приводит к выводу о заложении региональных рудоконтролирующих структур в раннеархейское время и даже раньше [8, 17] и, как подчеркивает академик Н.А. Шило, понять природу металлогении возможно только через познание условий формирования Земли на ее раннем этапе развития [19].

Проблема ранней истории формирования планеты Земля, в т.ч. во взаимоотноении с образованием Луны, активно разрабатывается в течение последних 200 лет, но лишь сейчас стало возможным приблизиться к воссозданию реальной картины этого процесса на основе синтеза всего накопленного эмпирического материала геологических, географических и космогеологических наук. В систему главных установленных закономерностей строения и развития Земли (отчасти и Луны) могут быть включены следующие.

Дисимметрия или антиподальность в распределении на земном шаре континентов и океанов: в Северном полушарии сосредоточены почти все континенты, кроме Антарктиды и Австралии, а в Южном – океаны, с соотношением вода/суша 13:1, согласно Лайелю, 1833 [20].

Упорядоченная форма континентов в Северном полушарии: при треугольной клиновидной форме они расположены строго закономерно – с ориентировкой длинных осей по меридиану и приуроченностью к северу широких частей, а к югу – суженных, заостренных, по Ф. Бэкону, ХУ11 в., Бертрану, 1894 [20].

Превалирующее значение океанов в строении поверхностной оболочки земного шара, составляющих 71% от его поверхности и подчиненное – континентов (29%), сосредоточенных к тому же в строго определенном, Северном полушарии Земли [11].

Резкое различие в строении и химическом составе земной коры океанического и континентального типов: континенты сложены корой существенно сиалического состава мощностью 40–80 км, с корнями до глубин 400–600 км, тогда как океаническая кора отличается малой мощностью (7–10 км), симатическим составом и непосредственно залегает на верхней мантии [1, 16, 18].

Древнейший возраст земной коры обоих типов (катархей) и разные стили тектонического развития: многократная переработка масштабными эндогенными флюидами континентальной коры и почти неизменная с архея океаническая кора, лишь прикрытая молодыми базальтоидными лавами [11, 13, 14, 16].

¹ ФГУП «Биробиджанское ГПП, Биробиджан Россия

Специфичность формирования континентальной коры в ранний – нуклеарный этап под воздействием интенсивных горячих тепломассопотоков с образованием массовых овоидных структур существенно ультрабазит-базитового состава [5, 6].

Необратимость и унаследованность формирования континентальной земной коры под воздействием эндогенно-плюмовых тепломассопотоков вещества, инициируемых периодическими возбуждениями ядра Земли Дифференциация вещества в ядре является главным энергетическим источником эндогенных тектонических процессов на геологической стадии развития Земли [1,7, 8, 10,11 и др.].

Резкое различие химического состава земной коры и верхней мантии континентального и океанического типов: континентальная кора и весьма дифференцированная мантия под ней сильно обогащены кремнием, щелочными, щелочноземельными, радиоактивными, редкоземельными элементами. Океаническая кора и мантия, напротив, обеднены указанными элементами, а мантия слабо дифференцирована и по содержанию некоггерентных элементов близка к хондритам из космоса [1, 10, 15,16].

Главные системы планетарных разломов, пересекающих континенты и океаны, заложены в архее и катархее и имеют преимущественно ортогональную ориентировку: меридиональные – параллельные оси геоида Земли, широтные ориентированы поперек геоида. Диагональные (косые) разломы преобладают на флангах континентов. Сходный рисунок разломов определяется на Луне [2, 8, 9,14].

Одностороннее положение Луны относительно Земли и резкое различие в строении ее разных сторон: видимая сторона (относительно Земли) характеризуется активным магматизмом и сложена дифференцированными породами существенно базитового состава с возрастом 3,3–4,6 млрд лет, обратная – недифференцированными древними породами с возрастом 4.6 млрд. лет, сходными с хондритами [9,15].

Близкий состав базальтовой коры Луны с составом океанических толентовых базальтов Земли (при исключении из последних наиболее летучих компонентов – NaO и SiO), а также идентичный изотопный состав O и близкое распределение редкоземельных, радиоактивных и сидерофильных элементов. Кроме того, верхняя мантия Луны сходна по составу с пиролитом верхней мантии Земли, а плотность ее близка плотности несжатой мантии Земли [9, 15].

Приведенные эмпирические геологические материалы однозначно и непротиворечиво свидетельствуют об отрыве северного сектора Протоземли, имеющей, вероятно, удлинённую, сигаровидную, форму, и образовании из него Луны. Частично был вырван участок и из южного сектора (почему и как – отдельная тема).

Древние платформы представляют собой, следовательно, «зарубцевавшиеся раны» на теле Земли, в направлении к которым (по изначально нарушенной мантии) избирательно реализовалась в протогее и неогее эндогенная активность ядра Земли, сменившаяся в мезозое деструкцией океанической коры с образованием мировой рифтовой системы.

Концепция образования Луны за счет отделения от Земли была предложена Дж. Дарвином (1908г.) и поддержана, на основе сравнительных геохимических и петрологических данных, Рингвудом, О Кифом и Вайдом (1960–1982 г.г.), А.А. Маракушевым (1992 г.) и др. Она также признана наиболее вероятной (из трех альтернативных) и по данным специального математического анализа, выполненного группой американских исследователей [12].

Литература

1. Белоусов В.В. Вещественные и структурные неоднородности в тектоносфере Земли. В кн.: Неоднородность тектоносферы и развитие земной коры. М.: Недра, 1986. С. 5–14.
2. Буш В.А. // Геотектоник. 1983. № 3. С. 15–30.
3. Гаврилов В.П. Общая и региональная геотектоника. М.: Недра, 1986.
4. Глуховский М.З., Павловский Е.В. // Геотектоника. 1973. № 2. С. 3–8.
5. Глуховский М.З., Моралев В.М. // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57–74.
6. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, 1994.
7. Жирнов А.М. Металлогения золота Дальнего Востока. М.: Геоинформмарк, 2000.
8. Каттерфельд Г.Н., Чарушин Г.В. // Геотектоника. 1970. № 6. С. 3–11.
9. Маракушев А.А., Происхождение Земли и природа ее магматической активности. С.-Пб, 1992.
10. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Меланхолина Е.К. Главнейшая структурная асимметрия Земли. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный Мир, 2001. С. 285–314.
11. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975.
12. Происхождение Луны. // Природа. 1977. № 3. С. 132.
13. Пуцаровский Ю.М. // Геотектоника. 1982. № 5. С. 3–15.
14. Пуцаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный Мир. 2001. С. 174–230.
15. Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982.
16. Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984.
17. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.В. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974.
18. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985.
19. Шило Н.А. // Тихоокеанская геология. 1999. № 2. С. 9–17.
20. Шолто В.Н. Структура Земли: упорядоченность или беспорядок? М.: Наука, 1986.

А.М. Жирнов¹

Рудоносные меридиональные линейменты Восточной Сибири

Рудоносные линейменты Восточной Сибири традиционно рассматриваются в рамках субширотной окраины Сибирской платформы, где издавна выделяются Монголо-Охотская (южная) зона сближенных рудоносных линейментов и Саяно-Байкало-Становая (северная) рудоносная линейментная зона [6,7].

¹ ФГУП «Биробиджанское ГТП» МПР РФ, Биробиджан, Россия

Меридиональные рудоносные линеаменты, расположенные поперечно, к указанным, менее известны. Они выделяются и обосновываются в течение последней четверти прошлого века [2, 3, 6, 9 и др.]. Эти линеаменты также характеризуются трансрегиональной протяженностью и содержат серию крупных месторождений различных полезных ископаемых. К наиболее выраженным из них относятся шесть линеаментов, расположенных через 5–10 км по широте в диапазоне 114–148 в.д. (рис.). Рассмотрим некоторые из них.

Анабаро-Витимский линеамент простирается от Ледовитого океана до р. Лены на юге, трассируясь реками Анабар, Марха (в диапазоне 114–115 в.д.) и роями архейских даек базит-ультрабазитов [1]. На глубине он контролируется валлообразным поднятием границы Мохо, а глубже, в пределах верхней мантии, отображается зоной высокоскоростной проводимости сейсмических продольных волн. Южнее, в пределах Забайкалья, линеамент проявлен фрагментарно вдоль левобережья рек Витим и Онон [4,10]. Вдоль зоны линеаamenta локализованы: на севере – крупные алмазонаносные районы, на юге – крупные месторождения золота (Сухой Лог, Дарасун, Балей), обычно в узловых структурах на пересечении с разломами нескольких направлений.

Желтунак-Якутский линеамент, с осью по меридиану 126°, пересекает центральную часть Алдано-Станового геоблока от р. Амура на юге до излучины р.Алдана на севере на расстоянии 700 км; составляет часть Хэджу-Ленского линеаamenta длиной около 4 тыс. км. На севере он трассируется мезозойским трогом в Виллюйской синеклизе и Приверхо-янским сбросом (на 13 км) до Ледовитого океана [5], на юге следует до г.Хэджу в Корее, составляя с Неверо-Унгрским разломом (по 124° в.д.) единую зону разломов шириной 120 км. В пределах архейского фундамента осевой разлом контролируется линейными интрузиями архейских гранитоидов, проявлен прерывистыми зонами бластомилонитов и зон повышенной трещиноватости, геофизическими аномалиями магнитного и гравитационного полей. В пределах Приамурья, где проявлен активный протерозой-мезозойский магматизм, линеамент трассируется рядом интрузивов. По меридиану 126° прослеживается крупнейшая гравитационная ступень, разделяющая Алдано-Становой блок и Виллюйскую синеклизу на два крупных сегмента [8]. Отдельные фрагменты линеаamenta охарактеризованы ранее [6,8 и др.].

Данный линеамент является структурной основой Алдан-Верхне-амурского золотоносного пояса, включающего три металлогенические области – Центрально-Алданскую, Верхнее-Амурскую и область Хумахэ-Фабэлахэ в Китае общей протяженностью 1000 км

Учуро-Буреино-Ханкайский линеамент длиной 3200 км простирается от р.Алдан до побережья Японского моря на юге; на флангах достигает Верхоянского хребта на севере и острова Кюсю на юге. Он трассируется, фрагментарно, согласными складчатыми структурами архей-протерозойского и палеозойского возраста и западной кромкой согласного

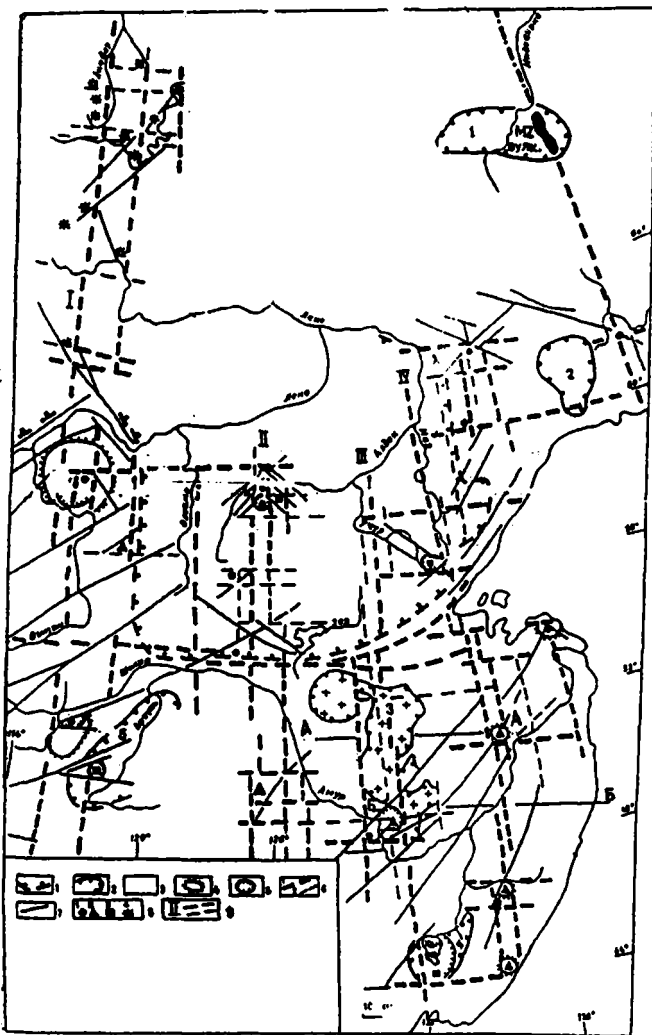


Рис. Главные линеаменты и узловые структуры Дальнего Востока

1 – граница Сибирской платформы; 2 – срединные массивы: 1 – Колымский, 2 – Охотский, 3 – Буреинский, 4 – Ханкайский. 5 – Аргунский; 3 – образования AR-KZ; 4 – крупные своды; 5 – крупные рудоносные впадины; 6 – древние скрытые разломы; 7 – разломы активного проявления в MZ; 8 – м-ния: 1 – золота, 2 – редких металлов, 3 – урана. 4 – алмазов; 9 – линеаментные зоны: I – Анабаро-Витимская, II – Алдан-Верхнеамурская, III – Учуро-Буреино-Ханкайская, IV – Мая-Тором-Уссурская

Буреино-Ханкайского выступа древнего гранитизированного фундамента. Линеамент состоит из трех крупных разломов, следующих по меридианам 130°, 131° и 132° в.д., смещенных в Алданском геоблоке к востоку. Разломы проявлены зонами blastsмилонитов, трассируются штоками базит-ультрабазитов и линейными интрузиями гранитоидного состава докембрийского и фанерозойского возраста, активно выражены в неотектонике [3, 6].

Вдоль зоны данного линеамента расположена серия золото-россыпных районов (через 70–110 км) и коренных месторождений золота, а также олова, железа, графита и др.

Мая-Тором-Уссурский линеамент простирается от широты 62° на севере вдоль меридиональных отрезков долин рек Алдана, Май, Маймакана, Большой Уссурки до Японского моря на юге; составляет часть планетарного линеамента Яна-Тором-Хонсю, мощно проявленного на острове Хонсю (зона Фосса-Магна) и в Центральной Австралии (зона Аделаида).

Линеамент пересекает несколько разновозрастных геологических регионов и в каждом формировался и проявлялся на земной поверхности по-разному: в режиме растяжения – как рифт, в режиме сжатия – как барьер. В пределах Алданского геоблока отдельные разломы зоны линеамента трассируются прямолинейными границами между кембрийскими и рифейскими толщами или их флексуобразными изгибами, цепочками протерозойских даек и дайкоподобных интрузий базит-ультрабазитов, отдельными штоками ультрабазитов, линейными магнитными и гравиметрическими аномалиями.

В Северном Приамурье скрытые разломы зоны линеамента выступают в палеозое барьерами, ограничивающими распространение на восток геосинклинальных прогибов и отвечающих им складчатых структур. В кайнозойской зоне разлома формировалась как рифтовая структура, с валобразным поднятием границы Мохо на глубине. В Южном Приамурье и Приморье зона линеамента трассируется линейными геофизическими аномалиями, меридиональной цепочкой малых интрузий базит-ультрабазитов и гранитоидов в бассейне р. Катэн, отдельными зонами повышенной трещиноватости. Вдоль зоны линеамента локализованы крупные месторождения и рудные районы платины, циркония, золота, олова, вольфрама, полиметаллов и др. [2, и др.].

По данным сейсмотомографии, рассмотренные линеаменты прослежены в мантии до глубины 700–2000 км, а некоторые – до внешнего ядра Земли как каналы высокой проводимости продольных волн [11, 12].

Таким образом, глубинные разломы, сообщающиеся с мантийными каналами повышенной проводимости сейсмических волн и с неоднородностями на уровне внешнего ядра Земли [4], составляют закономерную тектоническую триаду (линеаменты литосферы, субвертикальные узкие неоднородности мантии и неоднородности внешнего ядра), обеспечивающую повышенную проницаемость тектоносферы Земли и по-

ступление к земной коре глубинных тепломассопотоков, порождающих магмы и руды.

Литература

1. Глуховский М.З., Моралев В.М. // Геотектоника. 2003. № 2. С. 57–74.
2. Жирнов А.М., Бормотов В.А. Линеаменты и рудные гиганты Индигино-Амурского сегмента Востока России в аспекте геодинамики ядра Земли. Новые идеи в науках о Земле. 1У междунар. конф., М., 1999. Т.2. С. 143.
3. Жирнов А.М., Лобов А.И. // Геология рудных месторождений. 2002. № 1. С. 31–41.
4. Красный Л.И., Блюман Б.И. // Отечественная геология. 1998. № 1. С. 17–25.
5. Петров О.В., Костюченко С.Л. // Региональная геология и металлогения. 2002. № 15. С. 58–74.
6. Радкевич Е.А., Жирнов А.М., Малышев Ю.Ф. и др. // Тихоокеанская геология. 1990. № 6, с. 26–35.
7. Скурский М.Д. // Отечественная геология. 1995. № 5. С. 60–64.
8. Стогний Г.А., Стогний В.В. // Отечественная геология. 1999, № 4. С. 68–72.
9. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.В. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983.
10. Хренов П.М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ. В кн.: Глубин. разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М.: Недра, 1971. С. 5–38.
11. Van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Spakman W. // Geophys. Journal International. 1993. V.115. P. 264–302.
12. Zhu He-shou, Cao Jia-min, Li Xian-gui, Zhou Rin. // Asta geophysica sinica. 1997. V. 40. № 5.

С.В. Зябрев¹

Реликты океана Тетис в сутурной зоне Ярлунг Тсангпо, южный Тибет

Сутура Ярлунг Тсангпо является тектонической границей Индии с Евразией. Вдоль нее в кайнозое окончательно закрылся некогда обширный океан Тетис. Большая часть океанического дна исчезла в процессе субдукции и последовавшей коллизии, оставшаяся – занимает зону шириной несколько километров. Строение и история седиментации центральной части океана долгое время оставались неизученными, а последовательность событий, сопровождающих сближение Индии и Евразии, до сих пор до конца не понята. Террейны различной тектонической природы, залегающие внутри сутуры, представляют лишь мелкие реликты того, что прежде располагалось в широком океаническом пространстве. Их изучение проливает свет на строение и эволюцию внутренних тетических областей. Здесь суммируются результаты исследования офиолитов и субдукционного комплекса в восточном сегменте сутуры.

Пояс офиолитовых тел трассируется вдоль всей сутуры и является ее наиболее характерным элементом. В районе Щигаце несколько офиолитовых массивов слагают непрерывное обнажение, протягивающееся на

¹ Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск, Россия

150 км (террейн Дажуку). Детальное геологическое, минералогическое и геохимическое изучение показало, что офиолиты образовались во внутриокеанической супрасубдукционной зоне [1, 2]. Возраст офиолитов важен для построения моделей тектонической эволюции океана Тетис. Морские отложения, перекрывающие основные вулканиты, ранее датировались как альб-сеноманские [3, 4]. Лито- и биостратиграфия отложений была изучена в нескольких разрезах. Осадчные последовательности сложены кремнями, кремнистыми алевропелитами, тонкообломочным вулканокластическим и перетотложенным базальтовым материалом. Отложения детально охарактеризованы разновозрастными комплексами радиолярий позднего баррема – позднего апта [5]. Вновь полученные датировки определяют формирование офиолитов до позднего баррема – среднего апта. Детальная стратиграфическая корреляция отложений позволяет лучше понять черты седиментации на океаническом дне в супрасубдукционной зоне.

Офиолитовые породы в районе Зедонга тесно связаны с островодужными породами террейна Зедонг [6, 7]. Толеитовые базальты перекрыты маломощными кремнями, на которых залегает мощная толща шошонитовых автокластических брекчий. По радиоляриям определен батраннекелловейский возраст кремней, что хорошо согласуется с радиометрическими датировками перекрывающих вулканитов [7]. Соотношения офиолитовых пород этого района с другими офиолитами остаются неопределенными. Присутствие разновозрастных офиолитов указывает на возможное существование более одной внутриокеанической субдукционной системы между Индией и Евразией.

К югу от пояса офиолитов расположена зона, сложенная океаническими отложениями, террейн Байнанг. Результаты детального картирования, структурного и биостратиграфического изучения наиболее полного фрагмента террейна показали, что это субдукционный комплекс, в который аккрецированы фации центральной части океана Тетис в результате субдукции в северном направлении [8]. Подобные реликты крайне редки между Индией и Евразией, и их породы содержат уникальную запись событий в тектонической эволюции океана. Структура террейна в целом представляет пакет падающих к северу тектонических чешуй, сложенных кремнями, известняками, кремнистыми, известковыми и туфогенными алевропелитами–сланцами. Стратиграфическая последовательность отложений сильно нарушена дислокациями, интенсивность которых прогрессивно возрастает в южном направлении. Тщательное наблюдение редких стратиграфических контактов, дополненное биостратиграфическим (радиолярии) изучением, позволило реконструировать последовательности напластования в различных частях террейна и интерпретировать их с точки зрения обстановок седиментации и тектонической позиции. Анализ стратиграфических летописей сделал возможным восстановление истории седиментации на различных участках субдуцировавшей литосферы, подстилавшей Тетис, и определение вре-

мени эпизодов субдукционной аккреции. В случае недостаточности данных привлекалась корреляция с удаленными латеральными эквивалентами на западном продолжении сутуры.

Реконструированная стратиграфическая колонка в северной части террейна состоит из биогенных кремней, перекрытых кремнистыми алевропелитами, что предполагает осадконакопление в двух обстановках. Пелагическая седиментация, протекавшая с позднего триаса до раннего апта, сменилась коротким периодом гемипелагической седиментации, продолжавшейся до позднего апта. В этой последовательности отражен длительный период перемещения осадочной толщи из области открытого океана в направлении конвергентной границы плит, окончательное приближение к которой фиксируется обилием туфов в кремнистых алевропелитах.

Иная стратиграфическая последовательность установлена в южной части террейна. Лежащие в ее основании гемипелагические алевролиты с карбонатными турбидитами и микритовыми известняками накапливались вблизи источника тонкого обломочного материала и известнякового детрита с позднего триаса до аалена. Накопление средней туфогенно-кремнистой части осадочной толщи с конца аалена до бата проходило под активным воздействием вулканизма. В келловее оно сменилось биогенной кремнистой седиментацией, которая продолжалась, как минимум, до оксфорда—раннего титона. Эта последовательность, вероятно, образовалась на океанической литосфере вблизи пассивной окраины Индии и отражает термо-тектоническое погружение окраины и прилегающего океанического дна. В средней юре область седиментации испытала внутриплитный интрузивный и эффузивный магматизм, проявленный в обилии силлов щелочных базальтов и туфов. Литология, стратиграфия и магматизм сходны с таковыми в комплексе Карамба (Ладах) на западном продолжении сутуры. Это подтверждает интерпретацию формирования южной части террейна вблизи окраины Индии. Наиболее молодыми породами комплекса Карамба являются сантонские кремни и кампанские известняки, что определяет посткампанское тектоническое становление комплекса.

Длительно существовавшее различие в истории седиментации двух частей террейна Байнанг указывает на их формирование в географически разобщенных областях, вероятно, располагавшихся по разные стороны срединного хребта, разделявшего Тетис. Аккреция северной части произошла в позднем апте, вскоре после образования офиолитов Дажуку. Южная часть была аккретирована намного позднее, предположительно, в посткампанское время. Между этими эпизодами аккреции, возможно, произошло субдуцирование срединно-океанического хребта. Общая тектоностратиграфия террейна отражает его формирование во внутритрокеанической обстановке.

Полученные результаты заметно расширяют знания о строении и эволюции океана Тетис и заставляют пересмотреть существующие представления и модели. В общепринятых эволюционных моделях для ти-

бетского сегмента сутуры предполагалось, что вся океаническая литосфера субдуцировала вдоль южной окраины Евразии. Это отличало их от моделей, построенных для более западных частей сутуры, где хорошо известны внутрокеанические островодужные системы. Новые данные показывают, что и восточная часть сутуры содержит реликты одной, а возможно, и двух островодужных систем и поглощение океанического дна было сложнее.

Литература

1. Aitchison, J.C., Badengzhu, D., A.M., Liu, J., Luo et al. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 183. P.231–244.
2. Hébert, R., Huoi, F., Wang, C., Liu, Z. Yarlung Zangbo ophiolites (Southern Tibet) revisited: geodynamic implications from the mineral record. Dilek, Y., Robinson, P.T. (eds.). *Ophiolites in Earth History // Geol. Soc. London Spec. Pub.* 218, London, 2004. P.164–179.
3. Marcoux, J., De-Wever, P., Nicolas, A. et al. Preliminary report of depositional sediments on top of volcanic member: Xigaze ophiolite (Yarlung Zangbo suture zone); South Xigang (Tibet). Bortolotti, V. (ed.) *Ophiolites and actualism, Proceedings: Ofioliti.* 1982 V. 7. P. 395–396.
4. Li, H.S., Wu, H.R. // *Acta Micropalaeontologica Sinica.* 1985. V. 2 (1). P. 61–76.
5. Ziabrev, S.V., Aitchison, J.C., Abrajevitch, A.V. et al. // *J. Geol. Soc. London.* 2003. V. 160. P. 591–599
6. Aitchison, J.C., Davis, A.M., Abrajevitch, A.V. et al. Stratigraphic and sedimentological constraints on the age and tectonic evolution of the Neotethyan ophiolites along the Yarlung Tsangpo suture zone, Tibet. Dilek, Y., Robinson, P.T. (eds.). *Ophiolites in Earth History. Geol. Soc. London Spec. Pub.* 218. London. 2004. P. 147–163.
7. McDermid, I.R.C., Aitchison, J.C., Davis, A.M. et al. // *Chemical Geology.* 2002. V. 187 (3-4). P. 267–277.
8. Ziabrev, S.V., Aitchison, J.C., Abrajevitch, A.V. et al. // *J. Geol. Soc. London.* 2004. V. 161(3). P. 523–538.

**К.С. Иванов¹, Ю.Н. Федоров², В.В. Кормильцев³,
М.Ф. Печеркин⁴, С.Г. Захаров⁴**

Основные черты тектоники фундамента западной части Западно-Сибирского мегабассейна

Имеющиеся пектонические карты Урала [1,2] в значительной мере устарели, особенно для восточной части, перекрытой осадочным чехлом Западно-Сибирского мегабассейна. Здесь пробурены новые скважины глубиной до 4,5 км, вскрывшие фундамент. Кондиционные карты аномалий силы тяжести и магнитной индукции масштабов 1:200000 и составленные на их основе карты более мелких масштабов не были в полной мере учтены в тектонических картах [1,2]. Выполнено значительное

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

² Уральская государственная горно-геологическая академия (УГГА), Екатеринбург, Россия

³ Институт геофизики (ИГ) УрО РАН, Екатеринбург, Россия

⁴ ОАО НК «Лукойл», Россия

число региональных сейсмических профилей МОВ-ОГТ. Претерпели изменение взгляды на тектоническое развитие и строение Урала [3 и др.]. Это делает актуальной задачу составления новой тектонической карты доюрских образований на территории Зауралья и запада Западной Сибири. Опыт создания схемы тектонического районирования доюрского фундамента представлен на рисунке. При этом учтены карты фундамента Северо-Сосьвинского [4] и Шаимского [5] районов, составленные нами по данным глубокого бурения и всей геолого-геофизической информации. Эти карты, охватывающие крупные фрагменты фундамента в ключевых районах, послужили основой для коррекции границ структурно-формационных зон (СФЗ) и выделения новых блоков. Данная редакция карты сохраняет традиционное деление открытой части Урала и изменяет границы и названия зон в закрытой части, когда это диктуется новой геолого-геофизической информацией. Основные отличия предлагаемой карты следующие.

Вслед за Е.М.Ананьевой, введена Сертыньинская СФЗ, представленная вулканогенными образованиями основного состава, глинистыми сланцами, известняками нижнего и среднего палеозоя, телами ультрамафитов. Она отделяет северную часть «гранитной оси» Урала. Продолжение Сертыньинской СФЗ в пределы Тагильской мегазоны служит разделом между Тагильской и Войкарской СФЗ. В пределах Тагильской СФЗ выделен триасовый наложенный Северо-Сосьвинский грабен, граничащий с палеозойскими комплексами по региональной шовной зоне [4]. Красногвардейский комплекс кристаллических сланцев отнесен к Зауральскому поднятию. В связи с общим смещением границ к западу (по данным гравиметрии) даны новые названия отдельным СФЗ, относящимся к Зауральскому поднятию. Здесь также выделена новая Урайская СФЗ, выполненная преимущественно терригенно-сланцевыми (континентально-склоновыми) комплексами среднего-верхнего палеозоя.

Наиболее детально картирование фундамента было проведено нами [5] в Шаимском районе (масштаб 1:200000) при этом была выявлена система крупных региональных правых сдвигов западно-северо-западного простирания с амплитудой смещения до 16 км (чаще 6–12 км). Эти сдвиги хорошо видны как в гравитационных полях по смещениям главных структур региона, так и в магнитных полях, где развитые вдоль сдвигов разломные зоны отмечаются линейными, слабыми положительными магнитными аномалиями, интенсивностью 200–300 нТл. По всей видимости, эти магнитные аномалии обусловлены выделением магнетита во время дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации в зонах дробления и рассланцевания. Мощность зон дробления, связанных с региональными правыми сдвигами, обычно составляет 2–3 км (доходит до 5 км). Региональные сдвиги разбивают гранито-сланцевое Шаимско-Кузнецовское поднятие на ряд блоков, протяженность которых большей частью составляет около 40–50 км, причем каждый, более северный блок сдвинут

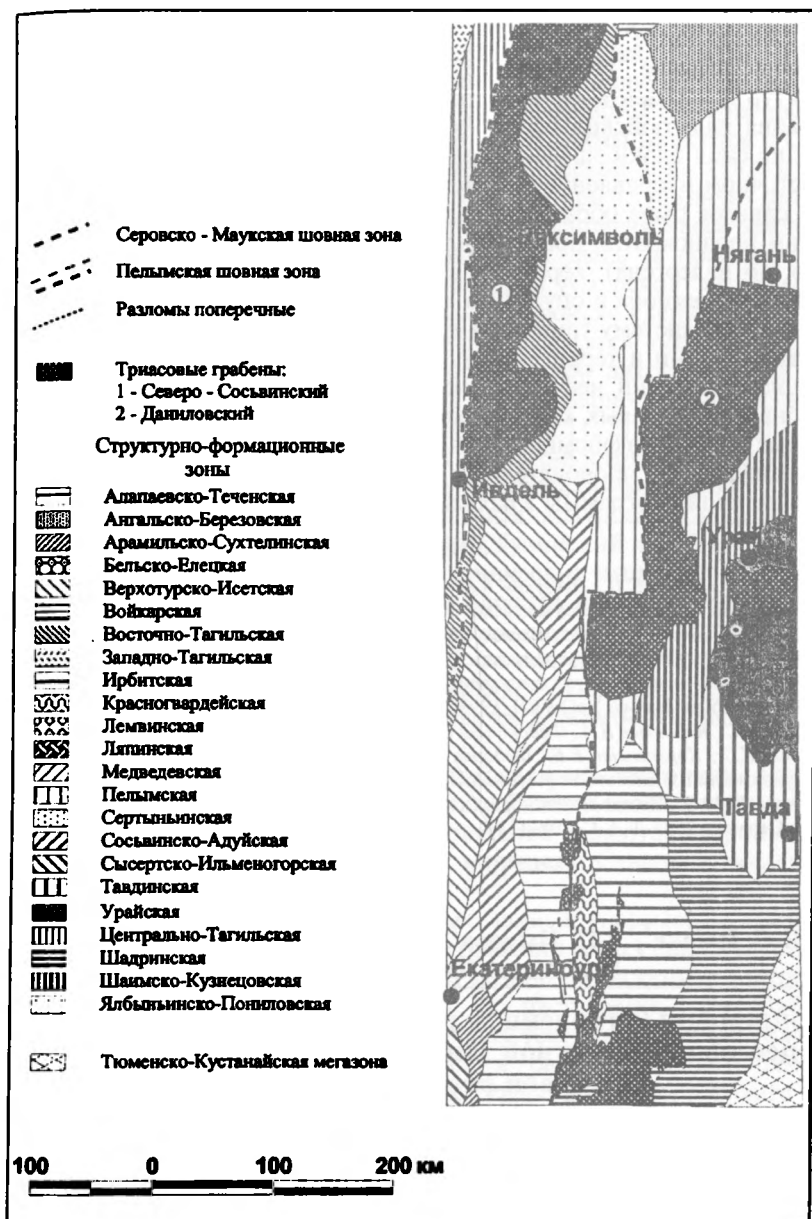


Рис.1. Схема тектонического районирования доюрского основания западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна.

на восток (и, нередко, опущен) относительно более южного. Получается, что фиксируемые в мелкомасштабных гравимагнитных полях северо-северо-восточные генеральные простираения главных геологических структур фундамента региона, по всей видимости, новообразованы: простираения палеозойских структур внутри блоков близки к меридиональным, но сами блоки эшелонировано смещены по системе правых сдвигов в восточном направлении. Проведенный анализ показывает, что эта система сдвигов была образована в основном в начале триаса (но движения по ним неоднократно происходили и позднее, в триасе и еще позже, видимо, до палеогена), вероятно, в результате того самого субширотного растяжения региона и опускания его северных частей, которое сформировало сначала систему триасовых грабен Западной Сибири, заполняемых вулканогенными и терригенно-вулканогенными толщами, а затем и весь Западно-Сибирский нефтегазоносный мегабассейн. Выявленная система региональных правых сдвигов является, по всей видимости, одним из главных элементов формирования всей структуры региона.

Исследования проводятся при частичной финансовой поддержке интеграционной программы Уральского и Сибирского отделений РАН.

Литература

1. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечехухин В.М. и др.* Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000). М.: Наука, 1977. 120 с.
2. *Соболев И.Д., Автонеев С.В., Белковская Р.П. и др.* Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000000 (объяснительная записка). Свердловск, 1986. 168 с.
3. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1998. 252 с.
4. *Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н. и др.* // Литосфера. 2004. № 2. С. 108–124.
5. *Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. и др.* Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района. Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Шестая научно-практическая конференция. Ханты-Мансийск: «Издат Наука Сервис», 2003. Т. 1. С. 102–113.

**В.С. Имаев¹, Л.П. Имаева², Б.М. Козьмин², В.И. Мельникова¹,
Н.А. Радзиминович¹, К. Фуджита³, К.Д. Маккей³**

Современные тенденции развития сейсмотектонических процессов в транзитной зоне между Байкальским рифтом и Становой складчатой областью

Долговременный ряд полевых и инструментальных сейсмотектонических наблюдений в Прибайкалье и Южной Якутии выявил на юго-восточной окраине Сибирской платформы крупный Байкало-Становой

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

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

³ Университет штата Мичиган, Восточный Лансинг, США

сейсмический пояс (БСП) в виде широкой (90–200 км) и протяженной (более 2000 км) полосы эпицентров землетрясений, которая прослеживается из Северной Монголии через впадину оз. Байкал, Становое нагорье и Становой хребет к Охотскому морю. Пояс включает проявления сейсмичности собственно Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и продолжающей её в субширотном направлении от р.Олёкмы на восток к Охотскому морю Олёкмо-Становой сеймотектонической зоны (ОСЗ). БСП представляет крупнейшую на юго-востоке Сибири глубинную сейсмогенерирующую структуру, где сосредоточена основная масса землетрясений (около 1 млн событий), произошедших здесь за последние три столетия, и служит границей Евразийской и Амурской литосферных плит. К наиболее известным гипотезам о происхождении названных структур, в частности Байкальского рифта, относятся «мантийный диапиризм» и «коллизия Индийской и Евразийской литосферных плит». Первая – основывается на присутствии астеносферного диапира, вызывающего растяжение коры и образование рифта [1, 2]. Вторая [3] – объясняет возникновение между плитами на юго-востоке Евразийского континента в результате коллизии целой «мозаики» микроплит (Тибетская, Таримская, Джунгарская, Монгольская, Амурская и др.), а также блоков (Ферганский, Восточно-Саянский, Тувинский и др.) и появление Байкальского рифта как отклик на тектонические напряжения сжатия в результате столкновения Индостана и Евразии и его формирования в виде «pull-apart» структуры. Этими же причинами обусловлено смещение Амурской плиты к северо-востоку, где она сближается с Евразийской плитой, способствуя в свою очередь, появлению здесь условий сжатия [4]. Граница этих плит маркируется Олёкмо-Становой сеймотектонической зоной.

Одной из актуальных проблем региональной тектоники остается здесь вопрос о дистальном разрастании Байкальского рифта на его флангах. Так, в частности, ряд исследователей являются сторонниками идеи продвижения рифтинга на восток в пределы Становой складчатой системы [5].

Совокупность геолого-геофизических данных (параметры активных разломов, фокальные механизмы землетрясений и др.) свидетельствует, что земная кора двух частей БСП имеет разное напряженное состояние: для Байкальского рифта характерно её растяжение, для Олёкмо-Становой зоны – сжатие [4, 6]. Смена поля тектонических напряжений растяжения на сжатие предполагается в районе среднего течения р.Олёкмы. Поэтому детальное изучение северо-восточного фланга Байкальского рифта в области перехода рифтовых структур растяжения в структуры сжатия Становой складчатой системы (междуречье Чары и Олёкмы) имеет принципиальное значение, тем более, что в пределах этой транзитной зоны фиксируется повышенный уровень сейсмической активности (за последние 40 лет отмечено 5 сильных землетрясений с магнитудой $M=5,9-7,1$ (7–10 баллов в эпицентре). Выявленный феномен

сейсмичности может быть объяснен тем, что названная переходная область расположена на стыке трех крупных геоструктурных элементов: северо-восточного окончания Байкальского рифта, Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой системы, взаимодействие которых между собой и обуславливает её высокий сейсмический потенциал. Данная область имеет ряд сеймотектонических особенностей, отличных от соседних территорий. Характерный для БРЗ и ОСЗ близширотный структурный план нарушается здесь развитием крупной субдолготной Тас-Миеле-Темулякитской системы разломов, которая пересекает эти зоны в близмеридиональном направлении. Главный из них Темулякитский разлом имеет глубинную природу, что подтверждается наличием в его зоне влияния интрузий основных пород. В магнитном поле разлом отчетливо выражен положительной линейной аномалией, прослеживаемой на север под осадочный чехол Сибирской платформы. В поле силы тяжести он выражен резкой гравитационной ступенью, которая может указывать на изменение мощности земной коры [7]. Расчеты толщины земной коры, по данным пробега сейсмических волн от местных землетрясений, подтверждают, что в пределах рассматриваемой транзитной зоны происходит скачкообразное увеличение мощности коры от 40–42 км в БРЗ до 55–60 км в ОСЗ [8]. Современная активность Темулякитского разлома подтверждается развитием в зоне его динамического влияния серии субмеридиональных и северо-западных дизъюнктивов, определивших в кайнозое морфологию грабенообразной долины р.Олекмы между её притоками: Хани и Ньюжа. Анализ полевых геолого-морфоструктурных данных, полученных за последние 15 лет, показывает присутствие в переходной зоне двух генеральных простираний разломов: субдолготного и северо-западного (азимут 350° – 320°) и северо-восточного (30° – 60°). На наличие и активность таких разломов указывают также розы-диаграммы спрямленных участков современной гидросети в междуречье Чары и Олекмы, приспособившейся к этим разломам. Главные максимумы простираний гидросети ориентированы в долготном (азимут 1 – 10°), а также в северо-восточном и широтном направлениях (60 – 80°).

Современная сейсмичность данной области представлена рядом высокоактивных эпицентральных полей. Одно из них тяготеет к Кодаро-Удоканскому району (Чарская и Токкинская рифтовые впадины с их горным обрамлением) и имеет субширотное продолжение к востоку в район Олекмо-Чарского нагорья (переходная область), соединяясь затем с эпицентрами землетрясений ОСЗ (Становая складчатая система). Эту субширотную область сейсмичности в субдолготном направлении вдоль долины р. Олёкмы и её притоков пересекает полоса эпицентров землетрясений, которая протягивается от р. Лены до бассейна р. Амура, подтверждая существование поперечной тектонической зоны в переходной области от БРЗ к ОСЗ. Решения фокальных механизмов отмеченных в 1958–1987 гг. сильных землетрясений, где в их очагах фиксировались

сбросы и сбросо-сдвиги, свидетельствовали о существенном влиянии рифтогенных процессов на эту территорию. Это поддерживало ранее высказанную идею о продвижении рифтогенных процессов на восток в Становую складчатую область. Однако в октябре 1997г. вплоть до 2002 г. на северо-восточном окончании хребта Удокан, обрамляющего с юго-востока Токкинскую впадину, непосредственно в зоне Темулякитского разлома наблюдался всплеск сейсмической активности в виде роевой последовательности землетрясений (около 750 подземных толчков). Эпицентральное поле этих событий было локализовано в верховьях р. Олдонгсо, левого притока р. Олекмы. До 1997 г. район будущего роя характеризовался слабой сейсмичностью. Проявления Олдонгсинского роя впервые не удалось однозначно связать с развитием БРЗ на восток, чему противоречили данные механизмов очагов роевых событий. Анализ очаговых параметров 9 землетрясений роя с магнитудой $M=3-5$ выявил, что в большинстве исследованных очагов наблюдается северо-западная (субдолготная) и северо-восточная (близширотная) ориентация плоскостей-смещителей, что совпадает с параметрами разломов по геологоструктурным данным. Половина решений фокальных механизмов соответствовала смещениям в очагах землетрясений роя в виде сбросов и сбросо-сдвигов, другая часть – взбросов и взбросо-сдвигов.

Таким образом, особенности проявлений Олдонгсинского роя 1997–2002 гг. указывают на существование между БРЗ и Становой складчатой системой промежуточной области со смешанным полем тектонических напряжений, возникшим под воздействием как растягивающих, так и сжимающих близгоризонтальных усилий. При этом, для исследуемой территории впервые исследованы сейсмические события нерифтового типа, в очагах которых отмечены подвижки (взбросы и взбросо-сдвиги) вдоль разрывов субдолготного простиранья. Это свидетельствует о наличии здесь также сейсмотектонических процессов, препятствующих продвижению БРЗ на восток.

Литература

1. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
2. Лозачев Н.А. // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. № 1-2. С.163–170.
3. Peltzer G., Tapponier P. // Jour. of Geoph. Research. V. 93. № B12. P. 15,085–15,117.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
5. Солоненко В.П. Современная тектоника Байкальской рифтовой зоны и концепция литосферных плит // Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука. 1983. Т.11. с. 161–168.
6. Мельникова В.И., Радзимович Н.А. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1598–1607.
7. Реутов Л.М. Темулякитский глубинный разлом как межблоковая структура древнего заложения // Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск: Изд-ние ЯФ СО АН СССР, 1976. С.115–125.
8. Суворов В.Д., Корнилова З.А. // Геология и геофизика. 1985. № 2. С.86–89.

Потенциальная энергия рельефа как количественный показатель энергозатрат тектонических процессов

Распределение высот глобального рельефа имеет первостепенное значение в решении многих геотектонических задач. Но современная геотектоника не располагает, к сожалению, достаточными средствами расчета энергозатрат тектонических процессов в пространстве и во времени, а встречающиеся в литературе оценки весьма противоречивы и ненадежны. Единственным на сегодня количественным показателем, поддающимся прямому расчету по распределению высот, характеризующим энергозатраты тектонических процессов, является потенциальная энергия рельефа. При известном непрерывном распределении высот $S(h)$, отображаемом гипсографической кривой, потенциальная энергия рельефа (без учета изостатической компенсации) может быть рассчитана двумя способами:

$$U_0 = \rho g S_0 \int_0^{h_{\max}} h S(h) dh = 0.5 \rho g S_0 \int_0^{S_0} h^2 dS, \quad (1)$$

где ρ – плотность горных пород, слагающих рельеф, g – ускорение силы тяжести,

h_{\max} – максимальная высота рельефа, S_0 – полная площадь.

Для дискретного распределения N точек высот по равномерной сетке потенциальная энергия рельефа будет равна сумме потенциальных энергий M горизонтальных слоев толщиной Δh , где $M = h_{\max} / \Delta h$:

$$U_0 = \rho g \Delta h \sum_{i=1}^M h_i S_i = \rho g \Delta h \Delta S \sum_{i=1}^M h_i m_i, \quad (2)$$

или сумме потенциальных энергий вертикальных призм с сечением $\Delta S = S_0 / N$:

$$U_0 = 0.5 \rho g \Delta S \sum_{i=1}^M h_i^2 n_i, \quad (3)$$

где m_i – количество точек с высотой h_i в горизонтальном слое S_i для (2), а n_i – количество точек в гипсометрической ступени для (3).

¹ Тихоокеанский океанологический институт (ТОИ) ДВО РАН, Владивосток, Россия

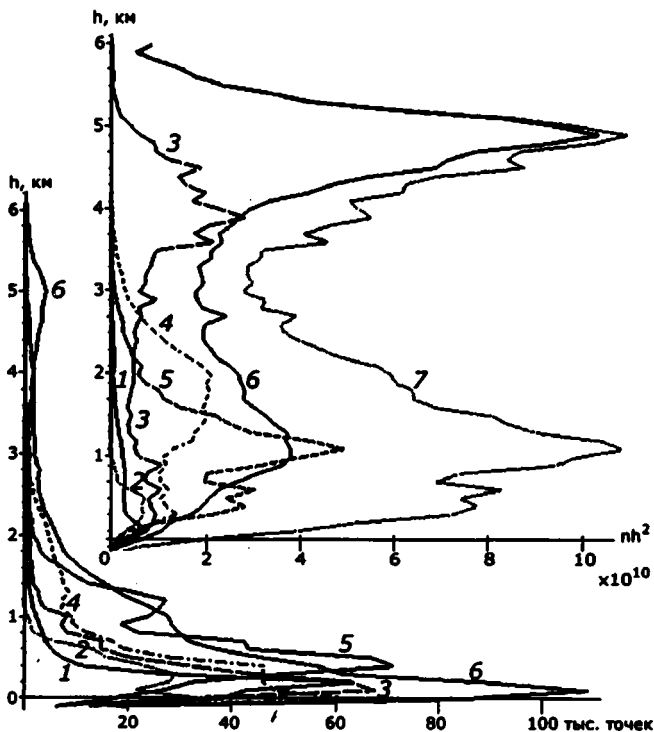


Рис. 1. Гипсометрические кривые континентов (внизу) в абсолютном масштабе (1 точка соответствует 54.88 км^2) и соответствующие им плотности распределений потенциальной энергии рельефа по гипсометрическим ступеням

1 – Европа, 2 – Австралия, 3 – Ю. Америка, 4 – С. Америка, 5 – Африка, 6 – Азия, 7 – сумма для всех континентов (без Антарктиды).

На рис. 1 представлены графики (гипсометрические кривые) плотности распределения площадей гипсометрических ступеней (частоты n_i) всех континентов (кроме Антарктиды) с шагом 100 м и рассчитанные по ним графики плотности распределения потенциальной энергии рельефа континентов

Гипсометрические кривые континентов рассчитывались на основе цифровых данных ETOPO 2', полученных с сайта <http://topex.ucsd.edu>, для равномерной сетки $4' \text{ на } 4'$ и представлены в масштабе количества точек (площадок $4' \text{ на } 4'$ площадью 54.88 км^2 каждая). Графики плотности распределения потенциальной энергии представлены в масштабе nh^2 (произведения под знаком суммы формулы (3)) с размерностью м^2 .

Полные значения потенциальной энергии относительно уровня -200 м , обычно ассоциируемым с границами и базисом денудации континен-

тов, равны: для Европы 0.42×10^{30} эрг, для Азии 12.29×10^{30} , для С. Америки 2.9×10^{30} , для Ю. Америки 3.45×10^{30} , для Африки 3.49×10^{30} , для Австралии 0.50×10^{30} и для суммы всех континентов (не считая Антарктиду) 24.98×10^{30} эрг. Таким образом, половина потенциальной энергии рельефа континентов приходится на Азию, где примерно половина ее обеспечивается сравнительно небольшой площадью Тибета и Гималаев с высотами в интервале 4–6 км. Еще более аномально площадное распределение энергии в Ю. Америке где на долю высокогорных районов Анд южнее 10° ю.ш. с высотами 3–5 км приходится около 70% энергии. Максимум на высоте 2 км в площадном распределении энергии рельефа С. Америки (кривая 4) обеспечивают Скалистые горы в южной половине континента. Африканский континент, несмотря на его значительную приподнятость над остальными континентами, обеспечивает практически такой же запас потенциальной энергии, как и Ю. Америка, в полтора раза меньшая по площади, а максимум на высоте 1.2 км в распределении энергии рельефа Африки обязан своим происхождением исключительно южной части континента (южнее 10° ю.ш.), имеющей аномально большую среднюю высоту. Тектоническая интерпретация выявленных особенностей распределения энергии на разных континентах не может, по нашему мнению, вызвать затруднений.

Распределение высот рельефа дна океанов (без Северного Ледовитого), рассчитанное по тем же данным ЕТОРО 2' и показанное батиметрическими кривыми на рис. 2, занимает практически такой же диапазон высот, что и распределение высот континентов, но характер распределения совершенно другой, и применять к нему формулы (2) и (3) нельзя, т.к. в это распределение входят высоты и подводных окраин континентов, частично учтенные ранее. К тому же не определен нулевой уровень отсчета высот и энергии рельефа дна в океанах. Поэтому в этом распределении нужно сначала выделить океаническую составляющую, аппроксимируя ее подходящей теоретической кривой, типа показанной кривой 1 на рис. 2, а затем воспользоваться формулами (1).

Теоретическое распределение $f(z)$ глубин океанов (высот z рельефа дна) можно получить, учитывая эмпирически установленные зависимости – экспоненциальный рост площади океанической коры во времени $S \sim \exp(t)$ [3] и квадратичную зависимость ее глубины от возраста $z^2 \sim t$ [4], где вертикальная координата z – линейная функция глубины. Тогда:

$$f(z) = -\frac{dS}{dz} = -\frac{dS}{dt} \left| \frac{dt}{dz} \right| = 2z \exp(-z^2). \quad (4)$$

Распределение (4) называется распределением Релея [6], график которого (кривая 1) и приведен на рис. 2. Именно таким распределением аппроксимировались ранее батиметрические функции океанов [1]. К тому же распределению можно прийти, принимая плотность энергии

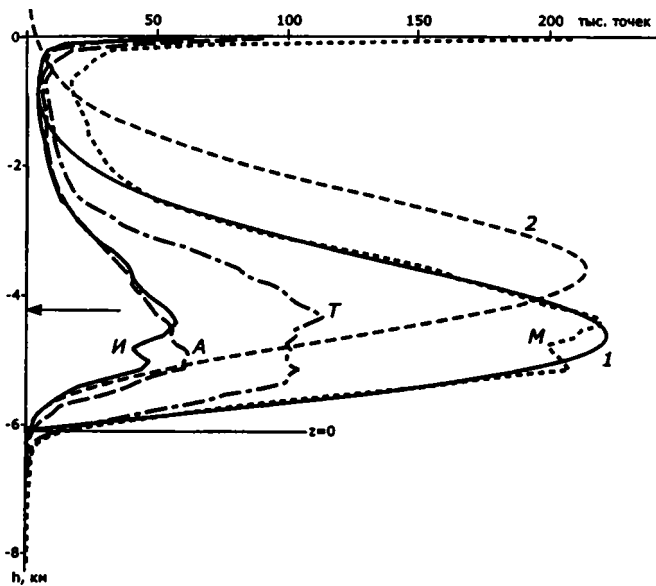


Рис. 2. Батиметрические кривые океанов (И – Индийского, А – Атлантического, Т – Тихого и М – Мирового океана без Северного Ледовитого) в сопоставлении с теоретической кривой распределение Релея (1) и график плотности распределения потенциальной энергии рельефа дна (2) относительно уровня $z=0$ (глубины 6100 м). Стрелкой отмечена теоретическая средняя глубина Мирового океана.

рельефа постоянной на любой глубине, т.е. $U/S=C$. Отсюда $dU/dz = CdS/dz = -zS$, так что:

$$-zdz = C \frac{dS}{S}, \quad S = \exp\left(-\frac{z^2}{2C}\right) \text{ и } f(z) = -\frac{dS}{dz} = \frac{z}{C} \exp\left(-\frac{z^2}{2C}\right). \quad (5)$$

Параметры распределения Релея, показанного на рис. 2, следующие: максимальная (теоретически) глубина океана H_{\max} , соответствующая $z=0$ распределения Релея и принимаемая за нулевой энергетический уровень океанов, равна 6100 м, средняя глубина $H_{\text{cp}} = 4220$ м, что дает среднюю высоту рельефа дна океанов $h = 1880$ м. Для расчета потенциальной энергии рельефа дна выразим плотность вероятности распределения Релея через эту среднюю высоту, тогда:

$$f(z) = \frac{\pi z}{2h^2} \exp\left(-\frac{\pi z^2}{4h^2}\right), \quad S(z) = S_0 \int_0^{\infty} f(z) dz = S_0 \exp\left(-\frac{\pi z^2}{4h^2}\right) \quad \text{и}$$

$$U_0 = \rho g \int_0^{\bar{z}} z S(z) dz = \rho g S_0 \int_0^{\bar{z}} z \exp\left(-\frac{\pi z^2}{4h^2}\right) dz = 2\rho g S_0 h^2 / \pi. \quad (6)$$

Здесь $S_0 = 2.55 \times 10^{14} \text{ м}^2$ – полная площадь новообразованной океанической коры [3], ρ – разность плотностей горных пород дна океанов и морской воды.

Плотность распределения энергии рельефа дна океанов ($-dS/dh$) показана на рис. 2 кривой 2 с максимумом на глубине 3.5 км, соответствующей приосевым частям срединно-океанических хребтов.

Подставляя в (6) числовые значения, получим $U_0 = 1.29 \times 10^{32}$ эрг, что в 5 раз больше потенциальной энергии рельефа континентов, указанной выше, или более чем в 10 раз больше энергии, запасенной в рельефе континентов на последнем тектоническом этапе, в период разрастания дна океанов, на который, следовательно, приходится более 90% современной потенциальной энергии глобального рельефа. Потенциальную энергию глобального рельефа можно оценить величиной 1.65×10^{32} эрг, а с учетом изостатической компенсации при денудации [2] полный запас потенциальной энергии глобального рельефа будет около 10^{33} эрг, что эквивалентно ~0.05% кинетической энергии вращения Земли.

Поскольку основная доля потенциальной энергии рельефа поверхности Земли приходится на рельеф дна океанов, для оценки мощности ее генерации можно воспользоваться экспоненциальной зависимостью площади океанической коры от возраста, записав ее в виде:

$$S = S_0 \exp(-\lambda t), \quad (7)$$

где λ – постоянная генерации, которую можно определить по времени T удвоения площади океанической коры на опубликованных графиках [3]. Это время составляет примерно 70 млн лет, так что: $\exp(\lambda T) = 2$, откуда $\lambda T = \ln 2$ и $\lambda = 0.01$ на млн лет или 10^{-8} в год. Для настоящего времени – $dS/dt = \lambda S_0$, так что и генерация энергии составляет в настоящее время $U_0 \times 10^{-8} = 10^{25}$ эрг/год, что равно 0.1% полного геотермического потока, пятимиллионной части солнечной постоянной или десятой части энергии, высвобождаемой за год всеми землетрясениями [5].

Литература

1. Казанский Б.А. // Океанология. 1974. Т. XIV. Вып. 3. С. 489–492.
2. Магницкий В.А. Внутренне строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.
3. Никольский Ю.И. // Росс. геофиз. журнал. 2002. № 27–28. С. 109–132.
4. Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
5. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
6. Хастингс Н., Пикок Дж. Справочник по статистическим распределениям. М.: Статистика, 1980. 96 с.

Эволюция Понтийско-Кавказского сегмента активной окраины палеоокеана Тетис в раннем мезозое

В течение последних 10 лет было создано несколько новых вариантов реконструкций мезозойского развития северо-западной окраины палеоокеана Тетис [7, 4, 20, 8, 17, 21]. Осуществлен значительный прогресс, но, по-прежнему, все реконструкции имеют ряд серьезных недостатков. Прежде всего, они связаны с раннемезозойской (триасовой–юрской) историей, интерпретации которой отличаются противоречиями, неоправданным схематизмом, а зачастую и неувязками с фактическими данными. Большой проблемой остаются палеомагнитные данные, прежде всего для ключевого юрского периода. Данные о низкоширотном положении Понтида, Закавказья и Южного Крыма в юре [3; 16; 19; 6] не удалось удовлетворительно согласовать с геологической информацией, несмотря на то, что был предложен ряд оригинальных решений [4].

В предлагаемой новой серии реконструкций палеомагнитные данные использованы только для позиционирования окраины стабильной Евразии, в соответствии с недавно опубликованными работами [4]. Положение террейнов евразийского и гондванского происхождения по отношению к этой окраине определялось на основании геологических данных: времени и продолжительности рифтогенеза, спрединга, замыкания бассейнов, коллизий и т.п. с учетом реалистичных скоростей движения литосферных плит.

Триасовые реконструкции. В раннем-среднем триасе в тылу зоны субдукции на северной окраине океана Палеотетис раскрылся Таврический (Кюре) задуговой бассейн (ТБ). Восточная часть ТБ располагалась между двумя фрагментами палеозойской окраины Евразии – Понтийско-Закавказским микроконтинентом (ПЗМ) и Валом Шатского (ВШ) (рис. 1). ТБ замыкался в районе западного побережья Каспия, восточнее, на юге Туранской платформы, располагалась окраина андийского типа. К северу от блока Вала Шатского, одновременно с ТБ, раскрылся узкий рифтовый бассейн Сванетской зоны Большого Кавказа.

В западной части ТБ состоял из двух ветвей. Южная (главная) ветвь располагалась между Мизийской платформой и Родопским массивом, северная – между окраиной Скифской платформы и ее фрагментом (Стамбульской зоной). Изменения в структуре бассейна были приурочены к крупным трансформным разломам (ТР) – Западно-Крымскому и Печенега-Камена. Эти и другие ТР имели выпуклость к СВ, что говорит о западном положении полюса раскрытия ТБ и его возможном замыкании в этом же направлении.

Судя по возрасту базальтов MOR, известных в Северной Добрудже, спрединг в ТБ продолжался около 15 Ма (скифский–карнийский века) [20; 18]. При скорости спрединга 2–4 см/год ширина бассейна в сечении Южный Крым–Центральные Понтиды могла достигать 300–600 км.

¹ Институт океанологии им. П.П.Ширшова (ИО) РАН, Москва, Россия.

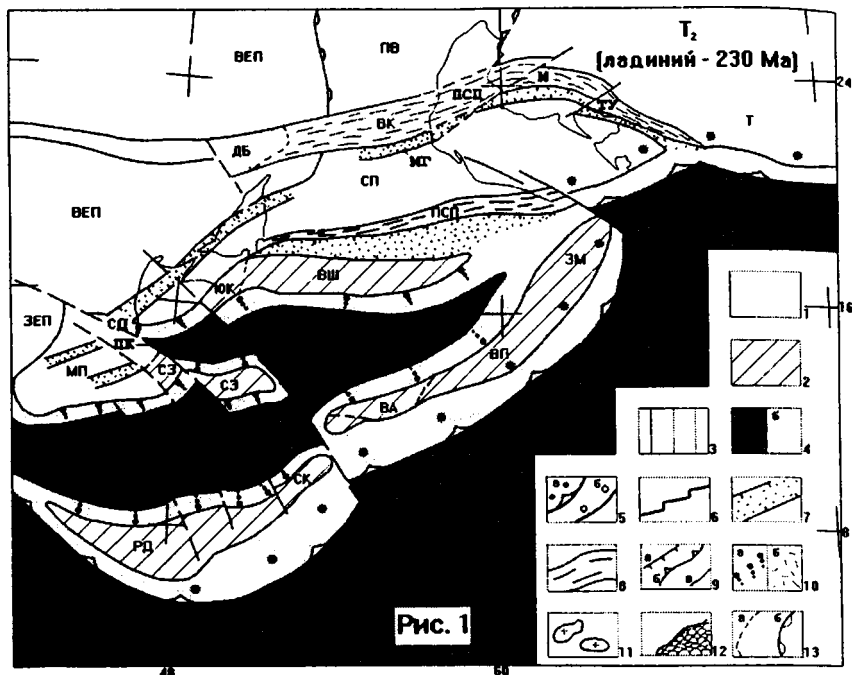


Рис. 1

Рис. 1. Среднетриасовая реконструкция (время максимального раскрытия Таврического бассейна)

1 – стабильная окраина Евразии; 2,3 – террейны: 2 – евразийского происхождения, 3 – гондванского происхождения, 4 – а) бассейн с океанской корой, б) континентальный склон, бассейн с континентальной корой; 5 – зона субдукции: а – активная, б – неактивная; 6 – ось спрединга; 7 – континентальный рифт; 8 – складчатый пояс; 9 – разломы: а – сброс, б – надвиг, в – прочие разломы; 10 – а) пассивная окраина, б) вулканы пассивной окраины; 11 – интрузии гранитоидов; 12 – аккреционный комплекс; 13 – а) граница террейна, б) граница Прикаспийской впадины. БК – Большекавказский бассейн; ВА – Вал Андрусова; ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ВИ – Восточный Иран; ВК – Вал Карпинского; ВП – Восточные Понтиды; ВШ – Вал Шатского; ДБ – Донбасс; ЗЕП – Западно-Европейская эпигерцинская платформа; ЗК – Западно-Крымский разлом; ЗМ – Закавказский массив; КДБ (КБ) – Копетдагский бассейн; КР – Киршехирский массив; М – Мангышлак; МГ – Мангычские грабени; МП – Мизийская платформа; ПВ – Прикаспийская впадина; ПК – разлом Печенега-Камена; ПСП – палеозойский складчатый пояс; РД – Родопский массив; СД – Северная Добруджа; СЗ – Стамбульская зона; СК – Сакария; СП – Скифская платформа; Т – Туранская платформа; ТБ – Таврический бассейн; ТУ – Туаркыр; ЦИ – Центральный Иран; ЦП – Центральные Понтиды; ЭБ – Эльбурс; ЮА – Южно-Армянский террейн; ЮК – Южный Крым

Инверсия ТБ произошла в карнийском веке, когда с евразийской окраиной столкнулся Иран, Южная Армения, возможно, Киршехирский массив и ряд более мелких блоков. На месте Южного Каспия образовался

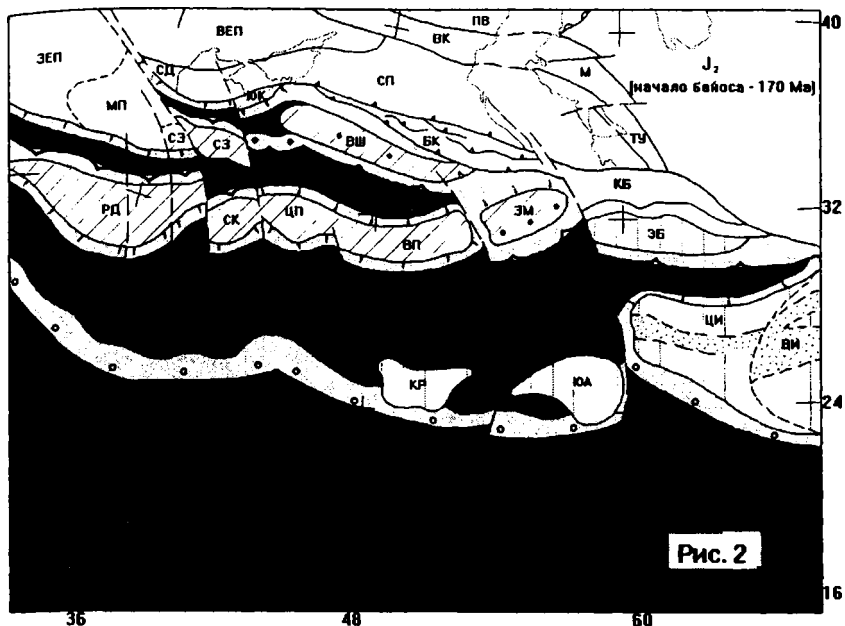


Рис. 2. Среднеюрская реконструкция. Начальная стадия эпохи сжатия – (поздний аален–байос)

Условные и буквенные обозначения – см. рис. 1

складчатый пояс, полная инверсия произошла в Большекавказской ветви ТБ. Обе западные ветви ТБ были частично субдуцированы, но не закрыты [9, 13]. Восточная ветвь, по крайней мере, между Крымом и Центральными Понтидами, также была закрыта не полностью. Значительные массы пород пермско-триасового аккреционно-субдукционного комплекса Каракая были включены в состав Понтид.

Юрские реконструкции. После образования новой зоны субдукции к югу от примкнувших к Евразии микроконтинентов уже в нории началась новая эпоха растяжения, продолжавшаяся в начале юры. С этой эпохой связан раскол Ирана в нории–ранней юре [10], образование рифта между ПЗМ и блоками Киршехира–Южной Армении и начало формирования пассивной окраины Понтид в геттанге [15, 22], возобновление режима пассивной окраины на южной периферии Мизийской платформы (зона Котел) в верхнем карнии или нории [12]. Возможно, в это же время началось раскрытие Большекавказского рифта: в его юго-западной части (Сванетия) в основании юрского разреза по палиноморфам установлены геттангские и рэтские отложения [2].

Начавшаяся в ранней юре миграция зоны субдукции островных дуг и микроконтинентов к югу привела к раскрытию Вардарского бассейна и

завершилась в раннем мелу, когда островодужная система была обдуцирована на южную пассивную окраину океана Тетис [11, 14]. В позднем плинсбахе рифтинг на Большом Кавказе сменился спредингом. Этот момент маркируется появлением базальтов MOR [1], резким углублением бассейна [5] и трансгрессией на скифскую окраину бассейна (break up unconformity) [17]. Спрединг продолжался (возможно, с перерывами) до раннего аалена, вероятная ширина новообразованной литосферы – 100–150 км.

Полная инверсия ТБ и Большекавказского бассейна (ББ) произошла в средней юре (верхний аален–бат) (рис.2). В позднем аалене сформировалась чешуйчатая структура в северо-восточной части ББ, затем в байосе началась субдукция восточной ветви ТБ под Вал Шатского, завершившаяся в бате его коллизией с Понтидами и обдукцией офиолитов [23]. Одновременно произошло замыкание юго-западной части ББ.

Крупнейшая инверсия окраинных морей не была связана с континентальной коллизией. Расчеты показывают, что к началу средней юры островные дуги на южной периферии Вардарского бассейна достигли центральной части океана Тетис и могли столкнуться с его срединным хребтом. Субдукция была заблокирована, и сближение Гондваны и Евразии компенсировалось сжатием и поглощением литосферы окраинных морей, продолжавшимся до момента возобновления субдукции в центральной части океана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-64184).

Литература.

1. Адамия Ш.А., Беридзе М.А., Китиани Я.Р. и др. Проблема альпийской геодинамики Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. В кн.: Под ред. Е.Е. Милановского и Н.В. Н.В. Короновского. М.: Наука, 1987. С. 55–61.
2. Адамия Ш.А., Кутелия З.А., Пландерова Е., Хуцишвили О.Д. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 2. С. 395–398.
3. Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 10. С.91–115.
4. Палеографический атлас Северной Евразии // Под ред. В.Г. Казьмина, Л.М. Натапова. Институт тектоники литосферных плит. М.: CD-ROM. 1998.
5. Панов Д.И., Гуцин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. / Под ред. Е.Е. Милановского и Н.В. Короновский. М.: Наука, 1987. С. 124–139.
6. Печерский Д.М., Сафронов В.А. // Геотектоника. 1993. № 1. С. 96–105.
7. Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps. Eds Dercourt J., L.-E. Ricou, Vrielynck B. Paris: Gauthier-Villars, 1993. 307 p. 14 maps. 1 pl.
8. Atlas Peri-Tethys. Paleogeographical maps. Eds. J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrielynck, et al. M., Paris: CCGM/CGMW, 2001. 24 maps and explanatory notes.
9. Banks Ch. Basins and thrust belts of the Balcan coast of the Black-Sea. In: Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. Ed. A.G. Robinson A.G. AAPG Memoir № 68, 1997. P. 115–128.
10. Daundzadeh M., Schmidt K. // N.Jahrbuch für Geol. Paläont. Abh. 1984. V.108. H. 2/3. P.183–208.
11. Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E. et al. // Tectonophysics. 1986. V.123. № 1–4. P. 241–315.

12. *Georgiev G., Byrne P.* South Moesian Triassic-Jurassic rift basin. // IGCP Project 369. «Comparative evolution of Peri-Tethyan rift basins». 2-nd Ann. Meeting Mamaia, Romania. 1995. Abstracts Book. P. 14–15.
13. *Gradinaru E.* Mesozoic rocks in North Dobrogea: an overview // IGCP Project 369 Field Guidebook: Central and North Dobrogea. Geol. Inst. Romania. 1995. P. 17–28.
14. *Kazmin V.G.* Mesozoic to Cenozoic history of the back-arc basins in the Black Sea – Caucasus region // CASP. 1997. Rep. №656. Cambridge. 41 p.
15. *Koçyiğit A.A.* Geotraverse through the so called «Ancara melange» between Elmaduğ and Bedesten, Ankara, Turkey // Guidebook to excursion of the 3-d Intern. Turkish Geology Symp. MTA Ankara. 1998. 10 p.
16. *Lauer J.-P.* Geodynamic evolution of Turkey and Cyprus based on paleomagnetic data // The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Eds. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson A.H.F. Geol. Soc. of London Spec. Publ. 17. 1984. P. 483–491.
17. *Nikishin A.M., Zigler P.A., Panov D.I. et al.* Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain. Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift / wrench basins and passive margins. Eds. P.A. Ziegler, W. Cavazza et al. Mém. Mus. natn. Hist. nat. № 186. 2001. P.295–346.
18. *Sandulescu M.* Dobrogea within the Carpathian foreland // IGCP Project 369. Field Guidebook: Central and North Dobrogea. Geol. Inst. of Romania. Univ. of Bucharest. 1995. P.1–4.
19. *Saribudak M.* // Geophys. Journ. 1988. V. 99. P. 521–531.
20. *Stampfli G.M., Mosar J., De Bono A., Yavassis I.* // Bull. Geol. Soc. of Greece. 1998. V. 32. P. 113–120
21. *Stampfli G.M., Borel G.D.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 2002. V. 196. P. 17–33.
22. *Tüysüz O., Dellaloglu A.A., Terzioğlu N.* // Tectonophysics. 1995. V. 243. № 1,2. P.173–191.
23. *Ustaömer T., Robertson A.* Tectonic-sedimentary evolution of the Northern Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey. In: Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. Ed. A.G. Robinson. AAPG. Memoir. № 68. 1997. P. 255–290.

**А.К. Карабанов¹, В.Ф. Наливайко¹; А.Г. Аронов², Т.И. Аронова²,
Р.Р. Сероглазов², Т.П. Белоусов³, С.Ф. Куртасов³, Ш.А. Мухамедiev³**

К определению напряженного состояния земной коры древних платформ (на примере западной части Восточно-Европейской платформы)

Оценка напряженного состояния (НС) земной коры на разных масштабных уровнях играет определяющую роль в решении проблем геодинамики и палеогеодинамики, прогноза сейсмической опасности и обеспечения безопасности работ при разработке месторождений полезных ископаемых. Существующие методы определения напряжений можно разделить на две группы: 1) экспериментальные методы, включающие инструментальные замеры и определение элементов НС по различным натурным индикаторам и 2) методы математического моделирования.

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАНБ, Минск, Беларусь

² Центр геофизического мониторинга (ЦГМ) НАНБ, Минск, Беларусь

³ Институт физики Земли (ИФЗ) РАН, Москва, Россия

Некоторые способы инструментальных замеров могут дать информацию обо всех компонентах тензора напряжений, но проведение таких замеров является дорогостоящей операцией. Анализ натуральных индикаторов позволяет, как правило, определить лишь ориентацию главных напряжений $T_{H, \max}$ и $T_{H, \min}$. В любом случае экспериментальные методы поставляют пространственно дискретную информацию о НС и не позволяют построить сплошное (кусочно-непрерывное) поле напряжений. Так, результатом Международной программы World Stress Map Project явилось построение карты, на которой с разной степенью детальности нанесены оси $T_{H, \max}$ [1]. Территория Восточно-Европейской платформы (ВЕП) на этой карте, в основном, представлена «белым пятном».

В значительной мере это обусловлено тем, что экспериментальное изучение НС древних платформ, подвергавшихся к тому же материковым оледенениям, сопряжено с рядом особенностей, связанных с недостаточной выраженностью натуральных индикаторов НС. Например, для западной части ВЕП, включающей Беларусь, Украину и запад России, определение полей современных напряжений затруднено вследствие низкой сейсмической и тектонической активности [2]. Из-за практически полного отсутствия выходов на поверхность коренных пород осложнена и реконструкция палеонапряжений. Тем не менее, исследования последнего времени позволяют сделать предварительные выводы об ориентации палео- и современных осей $T_{H, \max}$ для этой территории.

1. Анализ фокальных механизмов землетрясений (рис. 1) выявил для Беларуси генерализованное субмеридиональное направление $T_{H, \max}$, причиной которого, по-видимому, является динамическое воздействие Карпатского орогена. Субмеридиональная ориентировка оси $T_{H, \max}$, которая лишь на юге Беларуси несколько отклоняется к юго-западу, устанавливается и при анализе особенностей горизонтальной двумерной поляризации волн Лява от удаленных землетрясений [2].

2. Изучение современных деформаций литосферы ВЕП [3] выявило существование крупных (шириной порядка 200 км) преимущественно субширотно вытянутых изгибных волн, образование которых можно объяснить влиянием субмеридионально ориентированных напряжений $T_{H, \max}$.

3. Важным натурным индикатором НС является трещиноватость горных пород [4, 5]. Пример определения современных напряжений в соленосных образованиях в районе г. Солигорска, характеризующемся наибольшей сейсмичностью (см. рис. 1), приведен на рис. 2.

4. Рисунок первичной трещиноватости осадочных горных пород (закладывающийся в период диагенеза осадков) может рассматриваться в качестве индикатора палеонапряжений [4]. Рекогносцировочные исследования, проведенные в Беларуси в 2004 г., показали, в частности, что в поздне меловое время территория в районе г. Гродно находилась под воздействием оси сжатия СЗ направления.

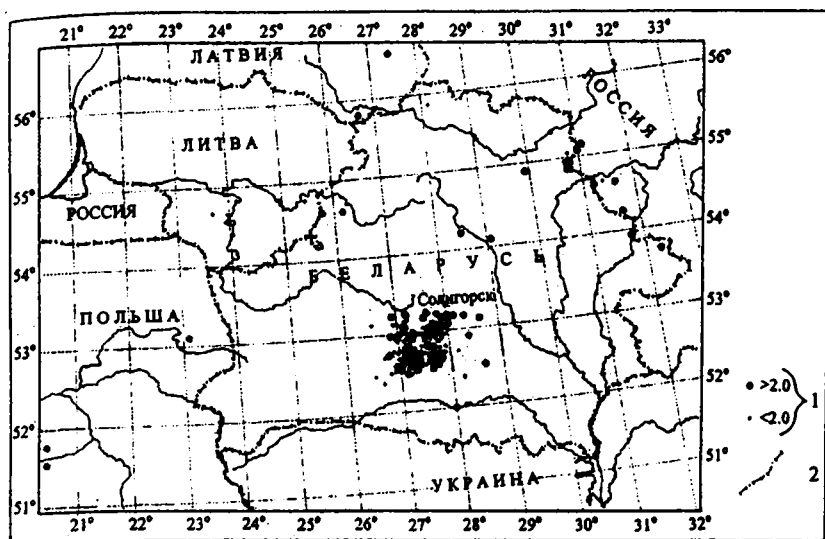


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Беларуси и прилегающих территорий за 1887–2003 гг. 1 – магнитуда; 2 – государственная граница

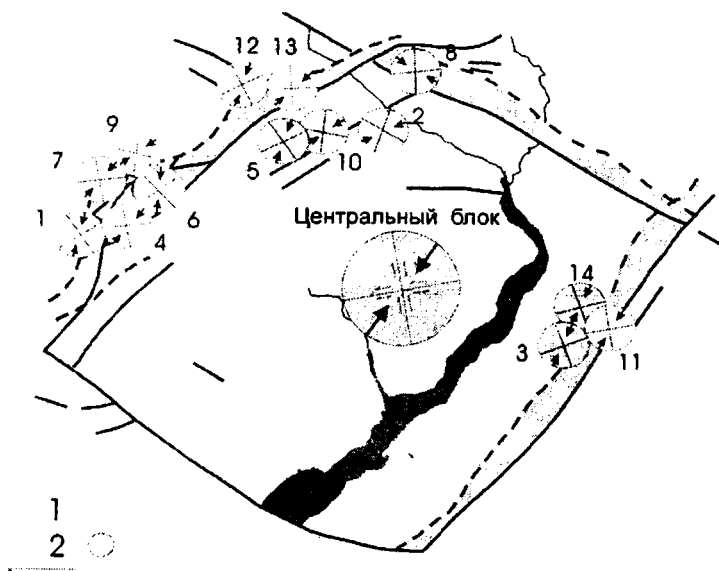


Рис. 2. Реконструкция напряжений по системам сопряженных тектонических трещин в горных выработках второго (1) и третьего (2) горизонтов Старобинского месторождения калийных солей

В отличие от экспериментальных методов, методы математического моделирования позволяют получать сплошное поле полного тензора напряжений. При этом экспериментальные данные об ориентации главных напряжений обычно используются в качестве ограничений на искомое решение. Однако при классической постановке краевых задач методы математического моделирования требуют формулировки граничных условий. Так как теоретические оценки движущих сил, используемые для выставления граничных напряжений, в разных моделях могут различаться на порядок величины, то и величины напряжений внутри одной и той же исследуемой области у разных авторов отличаются существенно. Проблема еще более усложняется при реконструкции палеонапряжений, так как в этом случае нет возможности инструментального измерения величин напряжений, а при математическом моделировании в принципе отсутствует информация о граничных напряжениях.

При определении полей напряжений актуальным представляется разработка подхода, который бы объединил достоинства традиционных методов, а именно: достоверность результатов, как при экспериментальном определении напряжений, и получение сплошного поля напряжений, как в методах математического моделирования. Последнее требование важно, в частности, для проверки критериев устойчивости и разрушения. Нами предложен принципиально новый подход к определению полей напряжения, который в качестве входной информации непосредственно использует экспериментально получаемые данные об ориентации главных напряжений. Этот подход приводит к постановке и решению неклассических задач механики сплошной среды [6, 7]. Важным моментом является то, что для древних платформ, для которых вполне адекватной является модель упругого тела, удастся избежать выставления умозрительных граничных условий, сформулированных в величинах напряжений. При этом возникает неоднозначность – решение задачи зависит от конечного числа N произвольных постоянных. Число N вполне определено для каждого из типа задач, поэтому единственное (и реальное) поле напряжений можно получить с помощью конечного числа дополнительных инструментальных замеров напряжений в исследуемом регионе. Минимальное число замеров невелико и заранее известно.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ-БФФИ и фундаментальной программы № 5 ОНЗ РАН.

Литература

1. *Zoback M.L.* // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97(B). P. 11,703–11,728.
2. *Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г. и др.* // *Литосфера.* 1997. № 7. С. 5–17.
3. *Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Юнга С.Л.* // *Докл. РАН.* 1995. Т. 340. № 2. С. 250–255.
4. *Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах. М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 1997. 324 с.
5. *Sim L., Bryaniseva G., Karabanov A., Levkov E., Aizberg R.* // *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka i geotermia.* Katowice. 1995. № 3. P. 53–57.

Г.И. Каратаев¹, С.В. Голобоков¹, И.В. Данкевич¹, И.В. Найденков¹

Центрально-Белорусская зона сочленения Сарматского и Фенноскандинавского геосегментов Восточно-Европейского кратона

Согласно современным тектоническим представлениям, на территории Беларуси в докембрии произошло уникальное геологическое событие – столкновение трех крупных геосегментов – Сарматского, Фенноскандинавского и Волго-Уральского, – образующих Восточно-Европейский кратон. Выяснению особенностей преобразования земной коры и дальнейшего ее формирования в зоне сочленения этих сегментов, влияния на окружающую геологическую среду и посвящено настоящее сообщение.

Глубокое изучение рассматриваемой зоны практически началось в 90-х годах прошлого столетия, когда были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования по профилю «Варена–Несвиж–Выступовичи» в рамках международного проекта EUROBRIDGE. Базируясь на этих работах, основную информацию о глубинном строении зоны сочленения мы получаем, главным образом, на основе гравитационного и магнитного моделирования.

В тектоническом плане зоной сочленения Сарматского и Фенноскандинавского геосегментов Восточно-Европейского кратона является Центрально-Белорусская шовная зона, которая четко выделяется в гравитационном и магнитном полях на основе их комплексного районирования и на основе районирования земной коры по типам ее глубинного строения (рисунок). Центрально-Белорусская зона выделяется как зона однородности геофизических полей, протягивающаяся в северо-восточном направлении до Витебского блока и продолжающаяся на юго-запад за пределы Беларуси; она контролируется на западе Кореличским, а на востоке Чашниковским и Стоходско-Могилевским глубинными разломами мантийного заложения и включает, согласно типизации земной коры, Лепельский, Минский и Столинский ее блоки с различным типом глубинно-геофизического строения.

В гравитационном поле Центрально-Белорусская зона четко выделяется как цепочка полосовых интенсивных максимумов северо-северо-восточного простирания, заменяющихся на небольшом участке в южной половине отрицательным полем. В магнитном поле Центрально-Белорусской зоне соответствует в целом отрицательное поле небольшой интенсивности, на фоне которого на небольших участках (в центральной

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

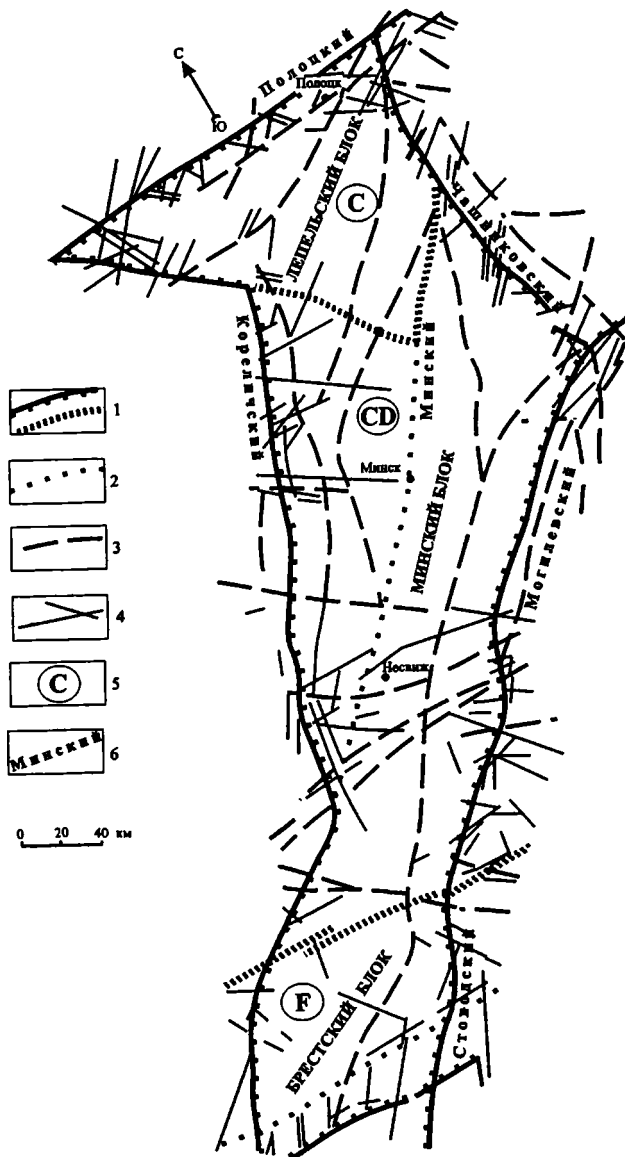


Рис. Глубинные разломы земной коры Центрально-Белорусской зоны

1 — глубинные разломы мантийного заложения, ограничивающие блоки земной коры с различным геофизическим типом; 2 — глубинные разломы мантийного заложения; 3 — коровые внутриблоковые глубинные разломы; 4 — локальные оперяющие разломы; 5 — геофизические типы земной коры; 6 — наименования разломов

и северной частях, а также в зоне перехода от Минского блока к Лепельскому) проявляются слабые по интенсивности магнитные аномалии.

В целом Центрально-Белорусскую зону можно рассматривать как зону сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов, имеющих, в свою очередь, разную картину геофизических полей. Так, Фенноскандинавскому сегменту отвечают следующие зоны однородности полей: Литовско-Белорусская, Рижско-Полоцкая, Таллиннско-Псковская и Новгородская. Первая представляет собой систему полосовых гравитационных и магнитных аномалий северо-восточной ориентации. Эта зона прослеживается до Полоцко-Курземской широтной зоны разломов. Рижско-Полоцкая и Таллиннско-Псковская – это зоны знакопеременных аномалий соответственно субмеридионального и северо-западного простирания. Новгородская зона представляет собой сочетание крупных отрицательных аномалий гравитационного и магнитного полей, в изолиниях которых видны северо-западные и северо-восточные направления.

Сарматскому сегменту соответствует Восточно-Белорусская зона однородности геофизических полей. В ее южной части – это субширотные аномалии Припятского прогиба, а в северной – сложно построенные поля с выраженной северо-восточной и скрытой субмеридиональной ориентировкой.

На карте геофизических типов земной коры Центрально-Белорусская зона накладывается (с севера на юг) на Лепельский (тип С), Минский (тип CD), Столинский (тип BC) и частично Брестский (тип F) блоки. Каждый из этих блоков характеризуется различным глубинным строением по классификации (A→B→C→D→E), F, G [1]. Мощность земной коры вдоль Центрально-Белорусской зоны неодинакова: в северной и южной частях она достигает 50–55 км, а в центральной около 45–48 км.

На картах мощностей литосферы, астеносферы и высот геоида [1] зона относится к высокоградиентной области. Плотность и намагниченность вещества земной коры Центрально-Белорусской зоны существенно отлична от таковых для соседних с ней структур. При этом земная кора вдоль зоны практически однородна по плотности, значение которой равны 2,89–2,90 г/см³. Намагниченность же в центральной части 1,5–2,5 А/м, на севере 2,5–3,5 А/м, а на юге зоны 3,5–4,0 А/м [1]. Плотность теплового потока в Центрально-Белорусской зоне существенно понижена относительно соседних территорий на 20 и более мВт/м² и составляет в среднем 20–30 мВт/м² [1].

По материалам глубинных сейсмических зондирований по геотрансекту EUROBRIDGE «Варена–Несвиж–Выступовичи» Центрально-Белорусская зона четко выделяется аномальным строением земной коры [2]. В верхней части коры зафиксировано резко выраженное высокоамплитудное (до 10–12 км) поднятие сейсмической границы с высокой граничной скоростью 6,65 км/с. В средней части коры на глубинах 25–30 км также прослеживается поднятие сейсмической границы с граничной скоростью 6,90 км/с с амплитудой 3–5 км. Поверхность Мохоровичича (Мо-

хо) залегает на глубине 50–55 км практически горизонтальная, с общим малым наклоном на запад, с весьма небольшим прогибанием. Западный борт Центрально-Белорусской зоны отмечается глубинным разломом, прослеженным на всю мощность земной коры. Восточный борт характеризуется резко выраженной впадиной по верхней сейсмической границе с амплитудой до 10 км, небольшим прогибом по второй сейсмической границе и узколокальным поднятием до 5 км по поверхности Мохо. В нижней коре зоны сочленения выделены наклонные на запад границы-отражатели, прослеживаемые в земной коре Сарматского сегмента. В целом в земной коре Центрально-Белорусской зоны относительно соседних блоков зафиксированы высокие скорости сейсмических волн (в верхней половине коры до 0,25 км/с, в нижней – до 0,10 км/с). Может быть, именно этим фактором объясняется относительная «холодность» земной коры. В верхней мантии на глубине 60–65 км установлена горизонтальная отражающая граница.

Такое anomальное строение земной коры Центрально-Белорусской зоны можно интерпретировать как результат геомеханических деформаций, обусловленных сближением Фенноскандинавского и Сарматского сегментов (существенно различных по глубинному строению земной коры) в течение примерно 150 млн лет (с 1,85 по 1,70 млрд лет). В результате сближения этих сегментов в зоне коллизии горные породы находились под высокими горизонтальным давлением, что привело к их уплотнению и из-за этого к существенной потере магнитных свойств [3].

Оценки современного напряженно-деформированного состояния литосферы зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии, а также оценки сил, которые удерживают сформировавшиеся 1,7 млрд лет назад указанные выше крупные деформации слоев земной коры, показывают, что поскольку процесс формирования земной коры Центрально-Белорусской зоны завершился примерно ко времени 1,7 млрд лет, то внутрикоровые деформации, возникшие в течение 150–175 млн лет с 1,85 по 1,7 млрд лет, начиная с 1,7 млрд лет и по настоящее время удерживаются сжимающими горизонтальными силами 28,5 МПа.

Исследования картины напряженного состояния земной коры Беларуси показали, что для Центрально-Белорусской зоны характерны узкие, линейно вытянутые в север-северо-восточном направлении максимумы поля напряжений, что отражает особенности структурного положения этой зоны, как зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии [4].

Проведенные исследования по гравитационному и магнитному моделированию разреза земной коры по ряду профилей показали, что в целом плотностная и магнитная картина разреза земной коры, материалы ГСЗ по геотрансекту EUROBRIDGE и результаты геомеханических исследований свидетельствуют в пользу представления о том, что Центрально-Белорусская зона является зоной сочленения Фенноскандии, Сарматии и, возможно, Волго-Уралии, зоной, отражающей процессы горизонтального сближения этих геосегментов, зоной коллизии. При этом

формирование вещества и структуры земной коры в этой зоне шло вдоль нее неодинаково: на одних участках породы в зоне сближения подвергались деформациям типа изгиба пластов, на других они под влиянием горизонтальных давлений растрескивались и разрушались, образовывались разломы, по которым в результате процессов магматизма в верхние слои внедрялись породы разного состава, на третьих деформации проявлялись в виде надвигов.

Все это разнообразие картины напряженно-деформированного состояния земной коры Центрально-Белорусской зоны дало основания Р.Г.Гарецкому предложить геологическую модель ее формирования [5].

Анализ структурного положения, внутреннего строения и геодинамической позиции Центрально-Белорусской зоны, а также особенностей вещественного состава слагающих зону метаморфических толщ и магматических комплексов позволяет сопоставлять ее с зонами шовного типа, хорошо изученными в других районах развития раннего докембрия. Исходя из этого, а также с учетом уже имеющихся данных по рудоносности структурно-вещественных комплексов зоны, в ее пределах в настоящее время можно прогнозировать, в первую очередь, такие типы оруденения, как колчеданное в метаморфических толщах околловской серии, сульфидное медно-никелевое в связи с мафит-ультрамафитовыми интрузиями русиновского комплекса и редкометальное в связи с возможными здесь карбонатитами в составе щелочно-ультраосновных комплексов. Дальнейшего изучения требует проблема золотоносности магнетитовых кварцитов Околловского железорудного месторождения, в которых установлены содержания золота, достигающие первых граммов на тонну.

Литература

1. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Геофизические поля и динамика тектоносферы Беларуси. Минск, 2002. 166 с.
2. Garetsky R.G., Karatayev G.I., Zlotski G. et al. Tectonophysics. 1999. V. 314. P. 193–217.
3. Каратаев Г.И. // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 45. № 3. С. 91–94.
4. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В. // Литосфера. 2002. № 2(17). С.111–122.
5. Гарецкий Р.Г. // Докл. НАН Беларуси. 1999. Т. 43. № 1. С. 88–91.

Ю.Н. Карогодин¹, М.Ф. Храмов¹

Тектонические предпосылки формирования гигантских зон углеводородов (на примере Уренгойско-Ямбургской газоносной зоны Западной Сибири)

В северных и арктических районах Западно-Сибирского (ЗС) нефтегазоносного бассейна находится крупнейшая в мире Уренгойско-Ямбургская газоносная зона (УЯЗ) с супергигантскими и крупнейшими

¹ Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия

месторождениями (Уренгойское, Ямбургское, Заполярное, Медвежье и др.). Создание и использование системной модели стратиграфии евразийских нефтегазоносных бассейнов [1] в значительной мере позволили выявить их реальную структуру и выполнить серию палеогеологических реконструкций (в том числе и палеотектонических), определив тем самым важную роль тектонических процессов в формировании гигантских месторождений и целых зон углеводородов (УВ). Среди ряда тектонических процессов, влиявших на формирование УЯЗ, следует выделить три основных.

Устойчивое прогибание и более интенсивное, чем в других смежных областях бассейна (западных, южных, восточных), компенсируемое осадконакоплением на протяжении всего мезозоя и значительной части кайнозоя, сформировало крупную депрессионную зону с мощным (более 7 км) осадочным чехлом. Большие объемы отложений, насыщенных преимущественно гумусовым органическим веществом, при существенно пониженном температурном градиенте (характерном для северных областей бассейна), способствовали генерации крупных масс преимущественно газообразных УВ. Более чем километровые толщи коллекторов (в основном меловых отложений), насыщенных водой, растворяли большую часть генерировавшегося газа.

Интенсивное поднятие территории бассейна в конце кайнозоя (в предчетвертичное время), о чем свидетельствует отсутствие неогена (а в некоторых районах и палеогена, а также части верхнего мела), безусловно привело к существенному снятию давления и массовому выделению из океана подземных вод наиболее растворимого в них метана. В залежах сеноманского резервуара газ «сухой», на 85–88% метановый. Для формирования крупных, тем более гигантских залежей, необходимы были соответствующего объема ловушки.

Интенсивные структуро-формирующие движения, сопровождавшие активное пред четвертичное поднятие в северных областях бассейна, формировали крупные поднятия (структурные ловушки) амплитудой в сотни метров. Это и способствовало образованию залежей УЯЗ с высотами более 200 м (см. рисунок) [2]. Активность формирующих структуры движений именно этой зоны, вероятно, обусловлена непосредственной близостью ее к Колтогорско-Уренгойскому грабен-рифту, «ожившему» в предчетвертичное время. В пользу этой версии свидетельствуют и дизъюнктивные нарушения, проникающие вплоть до верхнемеловых отложений, контролируя некоторые сеноманские залежи ряда месторождений (например, Еты-Пуровского, Русского, Ямсовейского, Ярайнерского и др.).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 02-06-80517, 04-06-80416) и программы «Университеты России № 09.01.022.

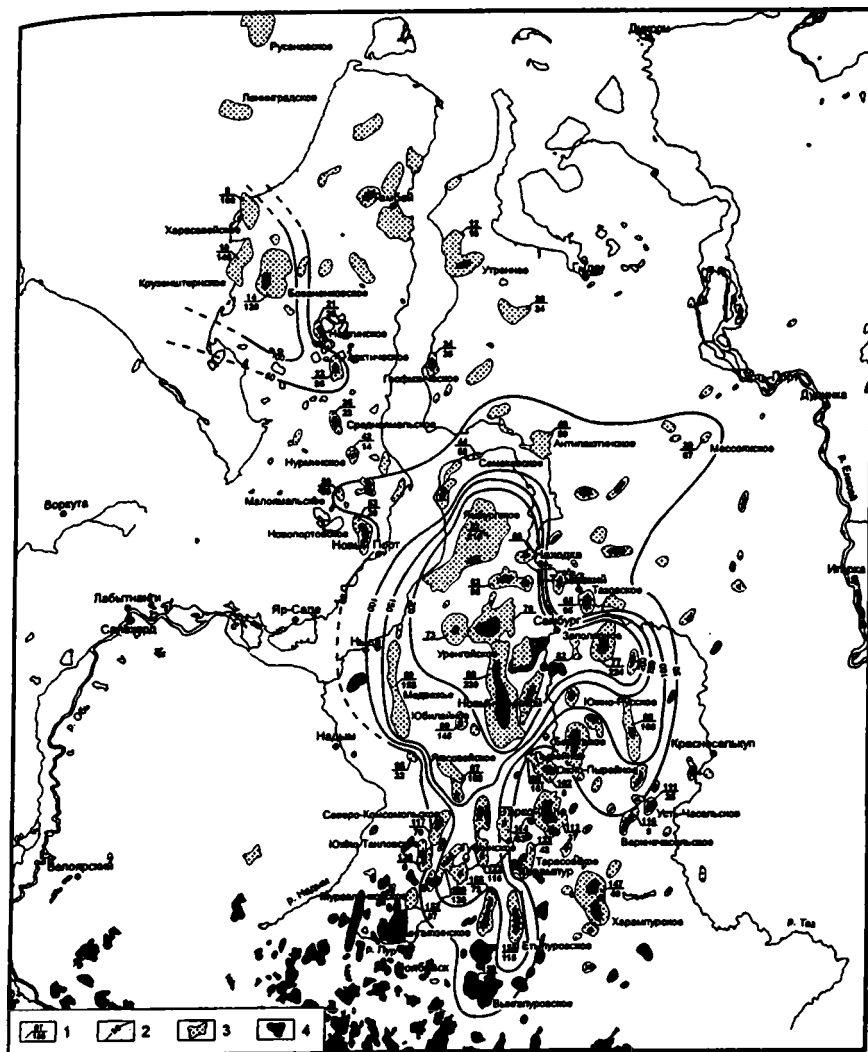


Рис. Карта изменения высот сеноманских залежей северных и арктических районов Западной Сибири, по Ю.Н.Карогодину [3]

1 – порядковый номер месторождения (числитель), высота залежи (знаменатель);
 2 – изолинии высот залежей; 3 – газовые залежи; 4 – нефтяные залежи (оторочки).

Литература

1. Актуальные проблемы нефтегазоносных бассейнов. Под ред. Ю.Н.Карогодина. Новосибирск: Изд-во НГУ, 2003. 158 с.

2. Брехунцов А.М., Битюков В.Н. Открытые горизонты. Т. 1 (1962–1980). Екатеринбург, Сред.-Урал. кн. изд-во, 2002. 680 с.
3. Каргодин Ю.Н. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 1. С. 49–54.

А.А. Касумзаде¹

К истории геологического развития Нахчывана (Азербайджан) в юрском периоде

Нахчыванский блок, отделившийся от Гондваны в начале перми совместно с Центрально-Иранской микроплитой в составе «киммерийского континента», перемещается в сторону Евразии [1, 5, 7 и др.]. Если в раннем и среднем триасе Нахчыванский блок, достигнув побережья Евразии, был тесно связан с Центральным Ираном, составляя Единую Азербайджанско-Иранскую палеобиогеографическую провинцию, то в конце ладина–в начале карния он отделяется от Ирано-Эльбурской области. В это время происходит дифференциация морских бассейнов Джулфинского и Даралагёзского структурно-фациальных подзон, с одной стороны, и Ведибасарского – с другой [3, 9].

К концу триаса Нахчыванский блок вплотную присоединяется к Евразии.

В начале ранней юры на территории Нахчывана происходит значительная перестройка тектонического плана. После господствовавшего в рэте и геттанге континентального режима, в Джулфинской и Даралагёзской подзонах в синемюре или же в начале плинсбаха происходят бурные вулканические извержения основного состава. На этом завершается девон–триасовый амагматический этап в геологическом развитии Нахчывана. Интенсивная вулканическая деятельность сопровождалась внедрением силл основного состава как в районе Джулфинского ущелья, так в бассейне р. Арпачай, а также, предположительно, в бассейне р. Ведичай. Центрами вулканической активности были районы Джулфинского ущелья, с. Чалхангала. На основании химизма этих магматитов предполагается, что излияние базальтов происходило в условиях рифтогенного режима [2, 6].

В отличие от смежных регионов Эльбурса, Центрального Ирана, где рэтские и нижнеюрские образования, представленные континентальными, прибрежно-морскими и морскими отложениями, содержащими многочисленные флористические и фаунистические остатки, Нахчыванские разрезы нижней юры лишены ископаемых остатков, что указывает не только на неблагоприятные условия для расселения фауны, но и на существование аридного климатического режима в пределах рассматриваемого региона и значительную удаленность Нахчыванского блока от сравниваемых.

¹ Институт геологии НАН Азербайджана, Баку, Азербайджан

Начало ааленского века характеризуется стабилизацией геодинамической обстановки, прекращается вулканическая активность, а в позднем аалене происходит кратковременная трансгрессия. В это время в морском бассейне отлагаются терригенные и карбонатные осадки, гидрологический режим становится благоприятным для развития здесь морской фауны – моллюсков (аммониты, двустворчатые моллюски), фораминифер и др. К концу ааленского века море на короткий период покидает территорию исследуемого региона. Ранний байос, а именно начало хрона *Otoites sauzei*, характеризуется новой трансгрессией. В это время происходит осаждение карбонатных и терригенных (глины, алевролиты, песчаники и др.) осадков. Такая обстановка продолжает существовать вплоть до конца среднего бата. Байос-батский морской бассейн Нахчывана характеризовался благоприятным гидрологическим режимом для расселения многочисленных фораминифер, брахиопод, аммонитов, двустворчатых моллюсков. Однако в позднем бате происходит регрессия моря и вплоть до начала среднего келловея в исследуемом регионе господствует континентальный режим. Лишь в среднем келловее происходит новая трансгрессия, которая охватывает те же участки, которые омывались морем на протяжении времени от аалена до позднего бата. В остальной части региона существовал континентальный режим. По-видимому, экологические параметры келловейского бассейна были неблагоприятными для массового расселения фауны, чему свидетельствуют единичные находки как бентосных, так и планктонных ископаемых. В конце келловея в Джулфинской и Даралагёзской подзонах море отступает и вплоть до позднего альбаранного сеномана в этой части Среднеарзской структурно-фациальной зоны господствует континентальный режим. Лишь на рубеже альбаранного сеномана в пределах Джулфинской и Даралагёзской подзон из вулканических аппаратов центрального типа происходят извержения основных и средних лав субщелочного ряда [2], сопровождающиеся новой трансгрессией моря со стороны Малого Кавказа.

Значительная часть среднеюрских аммонитов Нахчывана, является провинциальной для Крымо-Кавказской палеозоогеографической единицы. Остальные виды известны как в Крыму и Кавказе, так и в Западной Европе (Германия, Франция, Англия и т.д.). Лишь единичные виды этой группы моллюсков являются эндемичными и пока найдены только в байос-батских отложениях Нахчывана [8].

Среди среднеюрских фораминифер, брахиопод и двустворчатых моллюсков Нахчывана присутствуют как эндемичные формы, так и формы, имеющие широкое географическое распространение (Кавказ, Крым, Западная Европа и т.д.).

Географическое распространение фаунистических комплексов позволяет предполагать, что среднеюрская морская трансгрессия происходила со стороны малокавказского морского бассейна.

В Ведибасарской подзоне, начиная с рэтского века вплоть до конца келловея–начала оксфорда, существовал континентальный режим. На-

ходки в «утесах» известняков позднекелловей-оксфордских, оксфордских, титонских, берриас-валанжинских аммонитов, аптих, радиолярий в «офиолитовом меланже» Ведибасарской подзоны [4] указывает на существование в этом регионе позднекелловей-валанжинского узкого рифтового бассейна.

Литература

1. История океана Тетис. М., 1987. 155 с.
2. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 131 с.
3. *Касумзаде А.А.* Новая региональная стратиграфическая схема триасовых отложений (Азербайджан). Материалы VII Международной конференции «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа». М.: ГЕОС, 2004. С. 241–242.
4. *Кванталиани И.Б.* Среднеюрско-раннемеловые аммониты Вединской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Тбилиси, 2000. 92 с.
5. *Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З.* Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа). Доклады 27-ой Межд. геол. конгр. Палеоокеанология. Коллоквиум 03. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 72–83.
6. *Мустафаев М.А.* // Изв. АН Азербайджана. Науки о Земле. 2000. № 1. С. 27–33.
7. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов. М.: Научный Мир, 2001. 604 с.
8. Юрские отложения южной части Закавказья. Л.: Наука, 1985. 188 с.
9. *Kasumzadeh A.A.*. A new scheme of dissection the Middle- and Upper Triassic deposits in Nakhchivan, Azerbaijan. // 32nd Int. Geol. Congr., Florence, 2004. Abs. vol. part abs. 2. P. 958.

Г.Л. Кириллова¹, Ч. Лю², Е.П. Развозжаева¹, Д. Чжу²,
Т.В. Меркулова¹

Кайнозойский рифтогенез и нефтегазоносность на юго-востоке России

Огромный эмпирический материал, собранный и обобщенный по современному (оз.Байкал, Африканские грабены) и древним (рифты Красного, Северного морей, Западно-Сибирский бассейн, бассейны Бохайвань и Сунляо) рифтогенным бассейнам мира существенно расширил и во многом изменил существовавшие до сих пор представления о строении, истории развития, перспективах обнаружения нефти, газа, газогидратов в этих структурах. В частности, изменился подход к малым бассейнам, которые в рифтовую стадию развиваются индивидуально, формируя собственную углеводородную систему, и лишь в стадию пострифтового погружения покрываются общим осадочным чехлом. В настоящее время уделяется большое внимание континентальным озерным отложениям, заполняющим на рифтовой стадии эти бассейны. Китайские ученые [7] с помощью детальной сейсморазведки и бурения пока-







¹ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина (ИТИГ) ДВО РАН, Хабаровск, Россия

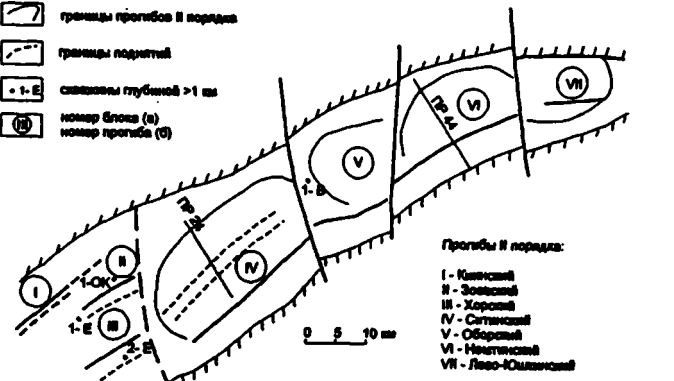
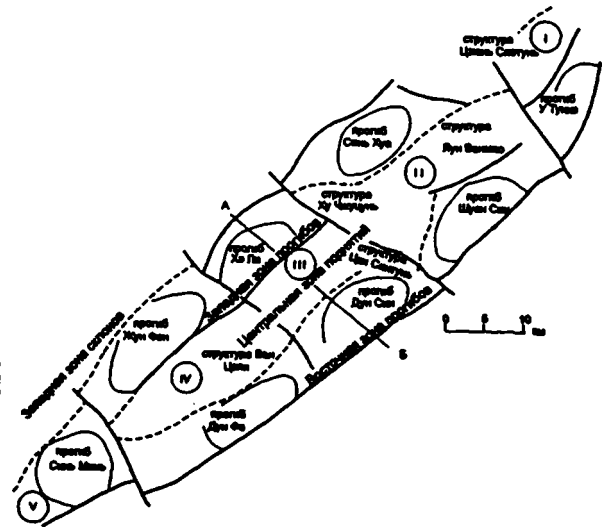
² Цзилиньский университет, Чанчунь, КНР

зали, что нефтегазоносные бассейны Сунляо, Бохайвань на рифтогенной стадии состояли из 30–50 изолированных рифтов-грабен, заполненных озерными осадками с высоким содержанием органического вещества. В Китае накоплен большой опыт в исследовании малых рифтовых бассейнов. Разработан метод секвенсстратиграфического анализа для озерных и речных отложений [5], применявшийся ранее только для морских осадочных бассейнов.

На юго-востоке России кайнозойские рифтогенные структуры имеют также широкое распространение. В Саньцзян-Среднеамурском осадочном бассейне (ССОБ) насчитывается более 30 грабен кайнозойского возраста, перекрытых сверху маломощным чехлом неоген-четвертичных отложений [1,2]. Строение грабен типично для рифтогенных структур [4]. Как правило, это полуграбены с крутым юго-восточным бортом, ограниченным сбросом, и пологим северо-западным. Сброс является основным структурообразующим элементом. Мощности осадков соответственно распределены неравномерно. Наибольшая мощность осадков – вдоль основного сброса. Структуры вытянуты в северо-восточном направлении на десятки–первые сотни километров при ширине 10–30 километров. По краям ССОБ они образуют цепочки, приуроченные к региональным разломам, а в центральной части представляют собой изолированные структуры, часто объединенные в группы. С запада к ССОБ примыкают грабены Илань-Итунской ветви системы разломов Тан-Лу. Продолжением ее на российскую территорию является цепочка грабен (исторически сложившееся название структур, которые, как уже говорилось выше, являются на самом деле полуграбенами): Лобзй-Самаро-Дитурский, Бирофельдский, Кур-Урмийская группа грабен. Цепочкой грабен отмечается и восточная граница ССОБ, включающая Обор-Уссурийскую, в состав которой входит самый крупный Переяславский грабен, и Гасси-Аньюскую систему грабен.

Северным окончанием Илань-Итуньского звена системы разломов Тан-Лу является грабен Таньюань, непосредственно примыкающий к российской территории. Он хорошо изучен сейсморазведкой и бурением. В Таньюане открыты месторождения газа, а по последним данным (устное сообщение проф. Чжу) в одной из скважин на юге получена нефть. Грабен Таньюань представляет собой разломную депрессию, вытянутую в северо-восточном направлении, площадью более 3000 км² [7]. Его структурный каркас определяется системой разломов: главным сбросом, являющимся юго-восточным бортом (рисунок, а), ортогональной ему системой сбросов, разделяющих его на ряд прогибов второго порядка, и центральным поднятием, параллельным основному сбросу. Наличие кроме основного сброса поперечных ему разломов (сбросов, сдвигов, сколов), имеющих общее название трансферных зон, является еще одной характерной особенностью рифтогенных структур [4]. Именно движение по главному и трансферным разломам определяет осадконакопление в каждом индивидуальном прогибе. Распознавание и изучение

-  Разломы:
4 - уклоненные, 6 - предположенные
-  границы грабенов II порядка
-  границы подпитий
-  скважины глубиной >1 км
-  номер блока (а)
-  номер грабена (б)



- Грабены II порядка:
- I - Кинский
 - II - Зонский
 - III - Хорский
 - IV - Ситинский
 - V - Оборский
 - VI - Нейтинский
 - VII - Ляо-Юшунский

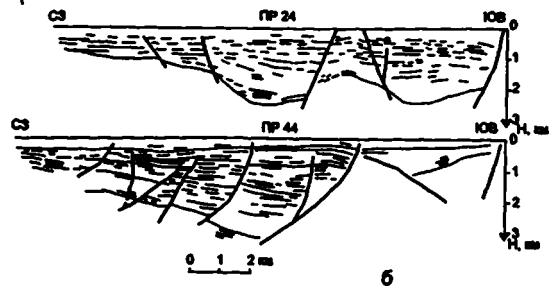
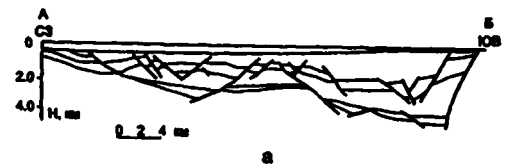


Рис. 1. Схематические структурные карты грабенов Тяньюань[6] (а) и Переяславского (б)

трансферных зон важно не только при структурном анализе, но имеет прикладное значение для задач нефтяной геологии. Мировой опыт показывает, что при прочих благоприятных условиях трансферные зоны являются местом концентрации нефтяных и газовых ловушек. В грабене Тяньюань к трансферному разлому Цзи Сянтунь приурочены газовые залежи [9]. В структурном плане трансферные зоны разделяют сегменты грабена с разным структурным рисунком. Трансферный разлом Цзи Сянтунь отделяет блок, состоящий из двух синхронно развивавшихся полуграбенов, от блока, состоящего из одного полуграбена, осложненного в центре поднятием. Трансферный разлом Лун Ванмяо отделяет этот сегмент от блока, в котором структурный рисунок выражен единичным грабеном.

Нефтегазопроизводящими породами являются глинистые отложения глубокого и более мелководного озера, накопившиеся в условиях ограниченного поступления осадков [6]. Такая ситуация сложилась не во всех второстепенных прогибах грабена. Только там, где благодаря развитию разломов возникла изоляция палеобассейна, накапливались мощные толщи тонкозернистых отложений, богатых органикой, которые в процессе эпигенеза генерировали углеводороды. В прогибах, где изоляции не произошло, и осадки поступали в достаточном количестве, накапливались, в основном, грубообломочные породы. Такие прогибы не перспективны в отношении генерации и экранирования УВ.

Тектоника была главным, но не единственным фактором, влияющим на процессы осадконакопления. Климат, изменение уровня озера, связанные с трансгрессивно-регрессивными циклами также влияли на седиментацию. Все эти факторы определили цикличность развития литофаций по вертикали. Определенная зональность существует и по латерали. На крутом склоне, как правило, накапливаются грубозернистые отложения конусов выноса, на пологом – фации речных дельт, в центральной части – фации озер и аллювиальной долины. Благодаря цикличности и зональности в седиментации в ряде прогибов второго порядка и прилегающих структурах создавалась благоприятная ситуация для генерации, накопления и экранирования углеводородов. В грабене Тяньюань наилучшие условия для генерации УВ сложились в прогибе Дун Син, где вскрыты мощные до 700 метров глинистые озерные отложения. Газ, генерированный ими, мигрировал в структуру Цзи Сянтунь.

Грабены в российской части ССОБ изучены бурением и сейсмическими методами намного хуже. Только в Переяславском грабене проведены региональные, а в центральной части и детальные сейсморазведочные работы. Неравномерная сеть профилей, отсутствие достаточного количества глубоких скважин (4 скважины глубиной более 1 км) не позволяют однозначно оценить перспективы нефтегазоносности грабена. Переяславский грабен имеет структурный каркас, сходный с грабеном Тяньюань (рисунок, б). Его юго-западная часть состоит из нескольких прогибов (Хорского, Киинского и Зоевского), центральная часть – из ос-

ложненного центральным (Чиркинским) поднятием Ситинского прогиба и одиночного Оборского прогиба [3]. Северо-восточным окончанием грабена являются Немтинский и Лево-Юшкинский прогибы. Все структуры второго порядка контролируются основными сбросами северо-восточного и трансферными зонами северо-западного и меридионального направления. Наиболее мощные толщи осадков (по сейсмическим данным 2,5–3 км) накопились в Немтинском и Лево-Юшкинском прогибах, которые могут быть перспективны с точки зрения генерации УВ газов. Интересным представляется Ситинский прогиб, где наблюдается унаследованность структур синрифтового и дорифтового мелового осадочного комплекса. Но в этих прогибах нет глубоких скважин. Единственной скважиной, вскрывшей 1300 метров осадков синрифтового заполнения, является скв. 1-В, но она пробурена на бесперспективном пологом склоне Оборского прогиба. Лучше изучена бурением юго-западная часть грабена. Прогибы здесь менее глубокие, до 2 км. В двух скважинах (1-ОК, 51-ОК), пробуренных в конце 60-х годов, обнаружены признаки нефти [1].

Вторым по степени изученности является Бирофельдский грабен (7 сейсмопрофилей, 1 скважина). Здесь электроразведкой ДНМЭ выделена в пределах Димитровского поднятия, разделяющего Ушумунский и Бирский прогибы, перспективная структура. Проведенные нами опытные работы по газогеохимической съемке по снеговому покрову в Переяславском и Бирофельдском грабенах показали наличие в пробах УВ-газов.

Интересными для дальнейшего исследования являются грабены Кур-Урмийской группы. По данным сейсморазведочных работ, этап рифтового растяжения мог здесь начаться раньше, в меловой период.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-97016).

Литература

1. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 182 с.
2. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин и др. //Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 81–102.
3. Развозжаева Е.П. Строение Переяславского грабена – самой крупной структуры Среднеамурского осадочного бассейна, по данным сейсморазведки и бурения. В кн.: Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. IV Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, 2003. С. 108–120.
4. Frostick L.E., Still R.E. *et al.* Sedimentation in divergent plate-margin basin. In: Tectonic controls and signatures in sedimentary successions. 1993. P. 111–128.
5. Liu Z., Dong Q., Wang S., Zhu J., Guo W. Introduction to continental sequence stratigraphy and application. Petroleum industry press, Beijing, 2002. 180 p.
6. Luo Q., Bai X., Liu X. Xinjland petroleum Geology. 1998. V. 19. № 2. P. 145–148.
7. Ren I., Tamaki K., Li S., Zhang J. // Tectonophisics. 2002. V. 344. P. 175–205.
8. Yang Y., Wang K., Wang S., Sun D. // Oil and Gas Geology. 1999. V. 20. № 3. P. 49–54.
9. Wang K., Chen S., Lui L. // Petroleum Geology. 1998. V. 17. №. 4. P. 1–3.

Об особенностях строения и эволюции раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ (*опыт геотектонического анализа*)

Раннедокембрийский фундамент древних платформ, обнажающийся на щитах и доступный здесь для непосредственного изучения, обладает рядом принципиальных структурно-вещественных особенностей по сравнению с геотектоническими элементами неогей. Вещественные отличия заключаются в том, что фундамент сложен исключительно кристаллическими образованиями – стратигенными метаморфическими комплексами и ассоциирующимися с ними ультраметаморфическими и интрузивными образованиями. В составе фундамента отсутствуют неметаморфизованные вулканогенные и литогенные толщи. В петрологическом аспекте это свидетельствует о повсеместной совмещенности в раннедокембрийских комплексах признаков их экзогенной и эндогенной природы. Одним из свидетельств этого является повсеместная, часто очень интенсивная, дислоцированность раннедокембрийских комплексов, что вместе с отсутствием органических остатков создает дополнительные сложности при стратиграфическом расчленении нижнего докембрия. К числу важнейших особенностей раннедокембрийского фундамента относится чрезвычайная длительность его формирования, составляющая более половины всей геологической истории при относительно небольшом, по сравнению с неогеем, разнообразии геологических комплексов и формаций. Наконец, к числу особенностей фундамента кратонов следует отнести целый ряд уникальных типов месторождений полезных ископаемых.

Несмотря на это, геологическое строение и эволюция фундамента щитов древних платформ большинством исследователей всегда рассматривалось в рамках известных геотектонических концепций формирования структур неогей, на начальных стадиях изучения как результат длительного и многоэтапного геосинклинального развития, а в последнее время – все чаще с теоретических позиций тектоники литосферных плит. Высказывавшиеся отдельными известными учеными и их немногочисленными последователями не актуалистические представления о догеосинклинальном (Е.М.Лазько), нуклеарном (Е.В.Павловский), пермобильном (Л.И.Салоп) геотектонических режимах на раннем, архейском этапе формирования земной коры, так и не получили широкого признания.

Между тем, непредвзятый анализ современных геологических данных о составе и строении фундамента щитов свидетельствует в пользу

¹ Львовский национальный университет имени Ивана Франко, Львов, Украина

его своеобразного, отличного от неогей, направленного развития на протяжении всего раннего докембрия–зогея и протогея (Шульдинер, 1979). Этот вывод следует из последовательного применения сравнительного геотектонического анализа фундамента на геолого-формационной основе. Очевидно, что специфическим было формирование всей раннедокембрийской земной коры, однако, в настоящее время системные достоверные данные имеются только по территории щитов.

1. Основу строения и периодизации геотектонической истории фундамента щитов составляют *стратигенные (первичные вулканогенные и литогенные) метаморфические комплексы*. По особенностям петрографического состава и степени метаморфизма выделяется пять главных типов стратигенных метаморфических комплексов щитов, имеющих площадное распространение: а) гранулитогнейсовые, б) амфиболито-гнейсовые, в) зеленокаменные (метавулканогенные), г) гнейсо-сланцевые (метакарбонатно-терригенные), д) железисто-кремнисто-сланцевые. Каждый из типов комплексов обладает характерным геолого-формационным составом, они хорошо коррелируются по этому признаку на разных щитах и сопоставимы как между собой, так и с известными формационными рядами структур неогей путем мысленного снятия метаморфизма или приведения его к одному уровню. Гранулитогнейсовые комплексы на значительных территориях испытали повторный площадной метаморфизм в условиях амфиболитовой фации с формированием своеобразных гранулит-диафторитовых и гранулит-диафторит-гранитовых комплексов.

2. В современной структуре фундамента всех щитов выделены в настоящее время крупные блоки разного приповерхностного геологического и глубинного строения, известные на щитах Северной Евразии под названием *мегаблоков*. Они различаются между собой набором перечисленных выше стратометаморфических комплексов площадного распространения, ассоциирующих с ними ультраметаморфических и плутонических образований, петрологических особенностями, характером деформаций и некоторыми другими устойчивыми признаками. С использованием состава доминирующих метаморфических комплексов выделяется пять типов мегаблоков: А – гранулитовый, Б – гранулит-диафторитовый, В – гранулит-амфиболитовый, Г – гранитно-зеленокаменный (амфиболит-зеленокаменный), к которому приурочены и железисто-кремнисто-сланцевые комплексы и Д – гранитно-гнейсо-сланцевый.

3. Структурно-стратиграфические взаимоотношения стратометаморфических комплексов в пределах мегаблоков дают возможность рассматривать их вместе с замещающими изофациальными ультраметаморфическими образованиями в качестве структурных этажей мегаблоков. При этом устанавливается следующая общая последовательность этажей в разрезе (снизу вверх): гранулитовые – амфиболит-гранитовые – зеленокаменные – гнейсо-сланцевые и железисто-кремнисто-сланцевые как фациальные аналоги в различных типах мегаблоков.

4. Распределение стратометаморфических комплексов (структурных этажей) в разных мегаблоках показывает существование двух групп комплексов: а) распространенные во всех (гранулитогнейсовые) или в большинстве (амфиболитогнейсовые) типов мегаблоков; б) известные только в определенных типах мегаблоков (зеленокаменные, железисто-кремнистосланцевые и гнейсо-сланцевые). Сравнительное изучение первых в разных мегаблоках показывает, наряду с их очевидным сходством, наличие устойчивых отличительных признаков. Среди них в свою очередь устанавливаются как первичные, фациальные отличия, так и вторичные – приобретенные в ходе различного последующего развития мегаблоков. Сравнительное изучение последовательно сформированных комплексов в пределах отдельных типов мегаблоков и щитов в целом обнаруживает отчетливые признаки структурно-вещественной преемственности комплексов и унаследованного развития фундамента на протяжении всего раннего докембрия.

5. Данные о распределении стратометаморфических комплексов в разных типах мегаблоков подтверждают целесообразность выделения в истории раннего докембрия двух мегахронов (по В.И. Шульдинеру): *зогея* как этапа начальной неотчетливой догеоблоковой геотектонической дифференциации, *протогея* – этапа отчетливой геоблоковой дифференциации. Последовательность смены обобщенного геолого-формационного состава комплексов (этажей) в каждом из мегахронов отражает направленное изменение геотектонических и сопряженных термических и палеоклиматических условий и позволяет выделить в них по две стадии (или геохрона): а) раннюю (гранулитогнейсовую) и позднюю (амфиболитогнейсовую) в зогее; б) раннюю (зеленокаменную, метавулканогенную) и позднюю (гнейсо-сланцевую, существенно металитогенную) в протогее. Возможные причины направленной эволюции состава были рассмотрены нами ранее (Кирилюк, 1991).

6. Мегаблоки фундамента щитов представляют собой либо ограниченные глубинными разломами фрагменты обширных геотектонических областей зогея (гранулитовые, гранулит-амфиболитовые, гранулит-диафоритовые мегаблоки), либо сохранившиеся в близких к первоначальному границах геотектонических областей протогея (гранитно-зеленокаменные и гнейсо-сланцевые мегаблоки). Полнота разрезов мегаблоков (набор структурных этажей) позволяет выделить среди них несколько геокинематических типов (по терминологии Л.И. Красного): анастабильный (погружение в раннем зогее с последующим устойчивым воздыманием) – тип А; ката-анастабильный (погружение в зогее, воздымание в протогее) – типы Б и В; катастабильный (погружение на протяжении всего зогея и протогея) – тип Г; мобильный (чередование погружения и воздымания) – тип Д. Обобщенный состав мегаблоков, в которых развиты комплексы протогея, позволяет различать среди них эвмегаблоки (тип Г) и миомегаблоки (тип Д).

7. Изотопно-геохронологические исследования фундамента щитов, без учета геологических данных о структурном положении стратометаморфических комплексов, привели к широко распространенному представлению о разновозрастности сходных и разновозрастности различающихся между собой образований, иначе говоря, о возрастной повторяемости стратигенных комплексов и, следовательно, геотектонических условий их формирования в раннем докембрии. Этому способствует отсутствие надежных критериев установления времени накопления исходных толщ («стратиграфического» возраста) и времени его последующего метаморфического и ультраметаморфического преобразования («метаморфического» возраста). Это относится, прежде всего, к высокометаморфизованным зоегейским гранулитогнейсовым и амфиболито-гнейсовым комплексам, которые часто считаются стратиграфически более молодыми, чем протогейские зеленокаменные и разновозрастными с гнейсо-сланцевыми комплексами. Такие выводы не подтверждены геологическими данными ни в одном из регионов Мира. В то же время, представления об этажно-блоковом строении щитов и повсеместном метаморфизме верхних структурных этажей наглядно объясняют причину радиологического омоложения стратигенных комплексов нижних этажей, в которых активные термодинамические процессы преобразования продолжались еще длительное время после их обособления, часто вплоть до общей кратонизации фундамента древних платформ около 1900-2000 млн. лет. Об этом свидетельствует также повсеместная структурно-стратиграфическая согласованность разных структурных этажей.

8. Если исходить из представлений о геотектонической обусловленности образования главных стратометаморфических комплексов щитов в ходе непрерывной направленной эволюции эндогенных и экзогенных процессов формирования земной коры и их соответствия определенным этапам и стадиям развития фундамента, то с учетом древнейших значений возраста зоегейских комплексов и многочисленных надежных определений по протогею, можно сделать следующее заключение о возрастном положении основных рубежей эволюции фундамента щитов и, вероятно, платформ в целом. Временная граница зоегея и протогея, отмечающая переход от догеоблокового (пермобильного) режима к геоблоковому этапу развития (появление зеленокаменных комплексов и гранитно-зеленокаменных мегаблоков), является диахронной на разных щитах и относится к интервалу 3500-3000 млн. лет. Рубеж раннего и позднего зоегея расположен, вероятно, на уровне 3800-3900 млн. лет, а раннего и позднего протогея – около 2600-2700 млн. лет.

9. Исходя из сказанного, и с учетом многих других известных данных, формирование раннедокембрийского фундамента щитов и, очевидно, платформ в целом, не укладывается в рамки ни одной из распространенных геотектонических теорий. Его неповторимые структурно-вещественные особенности требуют разработки самостоятельной *кра-*

тоногенной концепции. Цель настоящего сообщения состоит в том, чтобы еще раз привлечь внимание исследователей к этой проблеме.

А.Ю. Кисин¹

К проблеме надвигов в земной коре

Ведущая роль горизонтального сжатия в механизме утолщения земной коры в настоящее время принимается большинством исследователей. Однако по поводу самого механизма ее утолщения среди исследователей единого мнения нет. Решая задачу чисто геометрическими методами, что полностью отвечает представлениям о тектонической природе явления, видим весьма ограниченное число возможных вариантов такого утолщения: чистый сдвиг, простой сдвиг, продольный изгиб и их комбинации. Чистый сдвиг (или расплющивание) в анизотропной среде, какой является и земная кора, может проявляться только в комбинации с другими механизмами. С надвигами, взбросами и шарьяжами обычно ассоциируется простой сдвиг. Часть ученых считает, что именно с этим механизмом, но в разных его вариантах, связано увеличение мощности коры (обдукция, поддвиг, тектонические покровы, пакеты тектонических пластин и чешуй и т. п.). Идея наращивания мощности коры через систему надвигов и шарьяжей в настоящее время является, вероятно, наиболее популярной. Для доказательства ее правомочности приводятся различные геологические, геофизические и экспериментальные данные. Геологические и геофизические исследования показывают, что глубокие надвиги, секущие, по крайней мере, верхнюю кору, действительно существуют. Можно считать доказанным и существование тектонических покровов, хотя относительно механизма их образования единого мнения также нет.

На наш взгляд, проблема надвигообразования и формирования покровов еще далека от окончательного решения, несмотря на большой массив имеющихся экспериментальных данных и математических расчетов. В настоящее время представления по данной проблеме выглядят излишне упрощенно и игнорируют ряд важных моментов. Такие представления, например, изложены в [1].

Если верить этим математическим моделям, то, как следует из рисунка (А), при образовании надвига сдвиговые напряжения составляют

$$\tau = -\frac{1}{2}(\sigma_{xx} - \sigma_{yy}) \sin 2\vartheta,$$

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

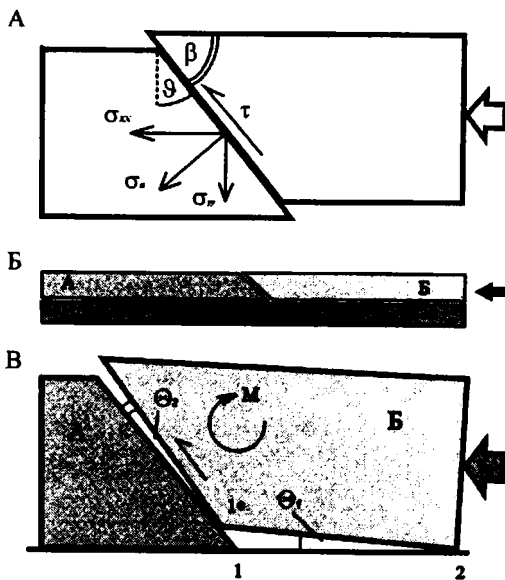


Рис. Схема образования надвига по [1] и в экспериментах со стеклянными пластинками (изображение вне масштаба)

где σ_{xx} и σ_{yy} являются аналогами главных нормальных напряжений – максимального и минимального соответственно. Плоскость разрыва образуется в плоскости максимальных касательных напряжений, которые согласно приведенной формуле достигаются при $\theta = 45^\circ$. Полагается, что угол падения надвига может меняться в зависимости от коэффициента трения от 45 до $22,5^\circ$. Наличие смазки или воды на контактирующих поверхностях ведет к понижению коэффициента трения и, следовательно, увеличению угла падения плоскости надвига. В данной формуле полагается, что в земной коре уже имеется достаточное количество трещин, и смещение происходит по тем из них, которые более всего отвечают оптимальному углу падения сместителя.

Однако такая модель нереальна и абстрактна, поскольку рассматривает процесс, происходящий только в плоскости надвига, в отрыве от сопутствующих явлений в окружающей среде. Одним из таких явлений является эффект присоски. Земная кора, какого бы типа она ни была, является одной из оболочек земного шара, т. е. обладает непрерывностью и ограничивает фиксированный объем. Исходя из представлений о реологических свойствах коры и верхней мантии, многие исследователи признают возможность их взаимных горизонтальных перемещений, и здесь не видно каких либо серьезных противоречий с

известными законами физики. Однако, несмотря на латеральную и вертикальную анизотропию, насыщенность разрывными нарушениями и т. п., земная кора не может быть оторвана от подстилающей верхней мантии благодаря именно своей сплошности и силам гравитации. Проще говоря, любой блок земной коры, выколотый вертикальными или наклонными трещинами, не может быть извлечен из своей ячейки, по причине наличия эффекта присоски.

Для более наглядного показа роли этого эффекта при развитии надвига глубокого заложения автором выполнена серия простейших экспериментов, для проведения которых использовались две стеклянные фотопластинки размером 118 x 90 x 1,4 мм, очищенные от фотоземляного слоя. Вес пластинки – 35 г. Одна торцевая сторона каждой пластинки была сошлифована под углом около 45° (но не полировалась). Затем эти пластинки помещались на толстое горизонтально ориентированное стекло большего размера. Одна стеклянная пластинка закреплялась неподвижно и имитировала лежачий бок надвига, другая – имитировала его активный висячий бок. К противоположному торцу этой пластинки прикладывалась сила, ориентированная горизонтально в направлении линии надвига (рисунок Б). Скорость нагружения составляла около 1 г/с; наблюдения за развитием надвига осуществлялись визуально.

В первом эксперименте контактирующие поверхности стёкол были сухие. Для смещения подвижной пластинки по поверхности стекла до её соприкосновения со второй пластинкой в плоскости надвига потребовалось усилие в 17–20 г, что соответствует коэффициенту трения покоя около 0,5 и хорошо согласуется со справочными данными. Критическая нагрузка со смещением в плоскости надвига составила около 40 г. Нагрузки нарастали до критических значений, затем следовало резкое надвигание одной пластинки на другую.

Во втором эксперименте контакты стёкол были смочены водой, а оставшиеся под стеклом отдельные пузыри воздуха были частично выдавлены за пределы контактирующих поверхностей стекол. Благодаря капиллярным силам вода смачивала и контактирующие поверхности пластинок в плоскости надвига. При многократном повторении этого эксперимента критическая нагрузка составляла 1300–1900 г, то есть в 50 раз больше, чем при сухих контактах. Было отмечено, что критическая нагрузка сильно зависит от количества сохранившихся под стеклом пузырьков воздуха. В данном случае наблюдается обратная пропорциональная зависимость: чем больше пузырьков воздуха под пластинкой, тем меньше критическая нагрузка. Вблизи критических значений «тектонических» сил наблюдалось медленное надвигание одной пластинки на другую: движение по надвику осуществлялось медленно, но с ускорением; при этом подвижная стеклянная пластинка заметно прогибалась, т. е. в ней возникали изгибающие моменты (рисунок В). Затем в плоскости надвига под пластину языками начал проникать воздух. По мере его поступления увеличивалась и скорость смещения пластинки по надвику, а также уменьшался изгибающий момент.

Завершался процесс внезапным срывом пластинки. После начала движения по надвигу, нагрузка оставалась постоянной.

В третьем эксперименте вода была заменена косметическим вазелином, при комнатной температуре (23–25⁰С) имевшим консистенцию жидкой сметаны. Критическая нагрузка здесь достигала уже 2500 г. В остальном процесс смещения пластинки проходил аналогично предыдущим экспериментам, где в качестве контактной жидкости использовалась вода.

К полученным цифрам следует относиться осторожно. Для экспериментов с водой и вазелином они, вероятно, занижены. Это вызвано, прежде всего, несовершенством поверхностей, контактирующих в плоскости надвига (неполированная, кривогранная, с многочисленными раковистыми сколами), что сильно понижает герметичность контакта. В результате этого подсос воздуха под пластинку произошел относительно легко. В случае реального надвига общекорового масштаба, по мнению автора, какой-либо подсос под надвигающийся блок в принципе невозможен, поскольку глина трения в плоскости сместителя обеспечивает высокую герметичность контакта. Появление дополнительных разрывных нарушений (пакет тектонических пластин или чешуй) на данной ситуации сказывается мало по причине того же эффекта присоски.

Тем не менее, в природе надвиги существуют, чему есть немало доказательств. С учетом вышесказанного, существование надвигов возможно лишь при условии их ассоциации с продольным изгибом. Действительно, именно изгиб снимает «эффект присоски», поскольку гипсометрически выравнивает контактирующие в плоскости надвига блоки коры, т.е. снимает проблемы пространства [2]. При этом происходят весьма сложные деформации пород при одновременном участии механизмов чистого сдвига, простого сдвига и изгиба, нарушающих термодинамическое равновесие системы, что, в свою очередь, вызывает протекание ряда различных физико-химических процессов.

Литература

1. Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 360 с.
2. Коротеев В.А., Кисин А.Ю., Сазонов В.Н. // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 508–510.

Г.Б. Князев¹

Структурно-металлогенические особенности области сопряжения Западного и Восточного Саяна

Восточный Саян с начала прошлого столетия в известной сводке В.А. Обручева обозначен как один из регионов широкого развития докем-

¹ Томский государственный университет, Томск, Россия

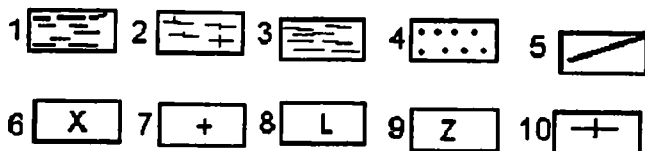
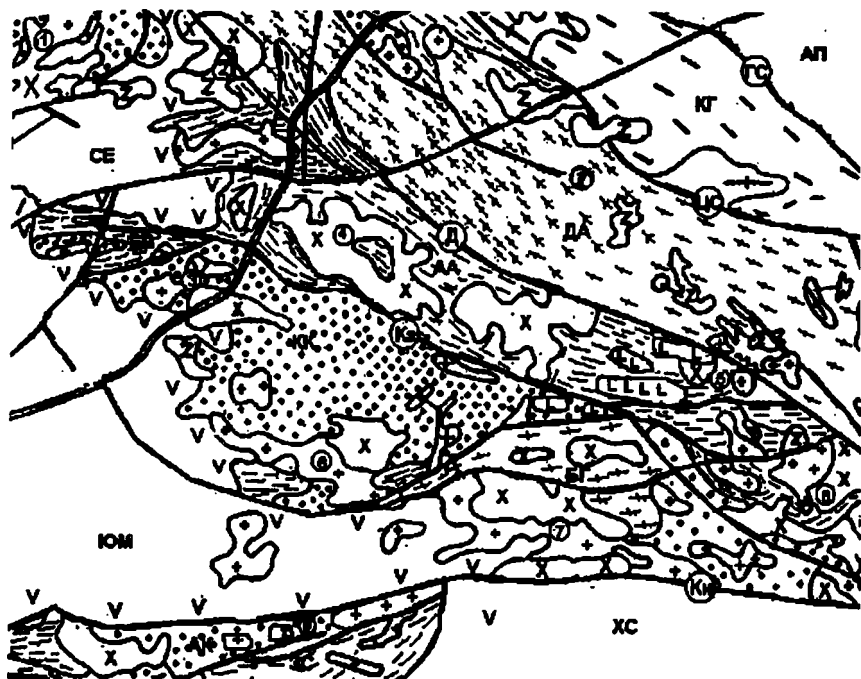


Рис. Структурная схема области сопряжения Западного и Восточного Саяна (по данным геолого-съёмочных работ [7] и результатам дешифрирования космических снимков 30-метрового разрешения)

1-4 – отложения: 1,2 – протерозойские, 3 – рифейские, рифей-вендские, венд-нижнекембрийские, 4 – кембрийские; 5 – разломы; ГС – Главный Саянский, ЦС – Центральное-Саянский, Д – Дербинский, Кз – Кизирский, Кн – Кандатский; структуры: АП – Агульский прогиб, КГ – Канская глыба, ДА – Дербинский антиклинорий, АА – Артёмовский антиклинорий БВ – Байтацкий выступ, БГ – Базыбайская глыба, АК – Амыло-Кандатский прогиб, ХС – Хамсаринская зона, КК – Казыр-Кизирская вулканическая зона, ЗС – Западный Саян, СЕ – Сыдо-Ербинская впадина, ЮМ – Южно-Минусинская впадина. 6-10 – палеозойские интрузии: 6 – тоналиты, кварцевые диориты, 7 – Граниты, 8 – расслоенные базиты, 9 – щелочные и субщелочные породы, 10 – докембрийские граниты. На схеме – интрузивно-магматические узлы и батолиты: 1 – Беллыкский, 2 – Буюджульский, 3 – Кордовско-Байтацкий, 4 – Ольховско-Шиндинский, 5 – Верхне-Кизирский, 6 – Шандынский, 7 – Казыро-Кандатский, 8 – Верхнее-Казырский.

брийских отложений. Одним из его основных структурных элементов является протерозойский Дербинский антиклинорий, ограниченный с севера Главным Саянским(Манско-Китойским) разломом, отделяющим структуры Протеросаян от раздробленного края Сибирской платформы [4].

Маршрутными исследования начала прошлого столетия (Булынинков, Вологдин) было показано широкое развитие в обрамлении Дербинского антиклинория кембрийских отложений в составе Манского, Кизир-Казырского и Сисимского синклинориев. Эти представления укрепились в результате геолого-съёмочных работ 50–60 годов с обоснованием кембрийского возраста многочисленными находками фауны в карбонатных отложениях нижнего кембрия В противовес термину «Протеросаян» характеризующему одну из главных особенностей Восточного Саяна, даже появился термин «Кембросаян» [5]. Вдоль юго-западного фаса Восточного Саяна структурно обособились Кизир-Казырский, Ухтумский, Окинский и Ильчирский синклинории, образующие группу «треугольных» структур, открытых на запад и ограниченных с юга разломами, оперяющими систему главных северо-западных Восточно-Саянских структур [5]. Эти разломы имеют преимущественно юго-западную ориентировку, параллельную структурам Западного Саяна.

Наиболее крупным разломом юго-западной ориентировки является Кандатский, ограничивающий с юга Казыр-Кизирский синклинорий, Последний можно рассматривать как область сопряжения Западно-Саянских и Восточно-Саянских структур.

Сложившиеся структурно-стратиграфические представления констатировали наличие комплекса протерозойских структур и отложений до уровня кувайской серии и достаточно резко оторванных от них палеозойских отложений с основанием в виде колпинской(камешковской, тарбатской) свит (Хоментовский). Тем не менее допускались и картировались преимущественно кремнисто-карбонатные позднекембрийские отложения овсянковой(чибижевской, павловской) свиты [5].

Во второй половине XX столетия в истории длительного исследования западной части Восточного Саяна появились и укрепились тенденции удревления некоторых отложений основания кембрия до вендарифея (Гинцингер, Тарновский, Воробьёв) и верхнего-среднего кембрия до нижнего кембрия. Последнее особенно наглядно проявилось для основных вулканитов, в значительной мере перемещённых из верхнего кембрия (кизирская свита) в нижний(тарбатская и колпинская свиты). Эти же тенденции коснулись основания минусинского девона, точнее быскарской серии и имирской свиты. Последняя в нестратотипическом разрезе была опущена до ордовика, Обратная тенденция выразилась в выделении вулканогенной среднекембрийской Тыгдинской серии, близкой кизирской и витебковской свитам.

Исследователи дербинского протерозоя (Додин., Савельев, Мусатов) отмечали внутреннюю структурную неоднородность докембрия, обосновывая кувайскую серию, помещали на неё согласно отложения венда и

раннего кембрия, объединяя их структурно и генетически в единый раннекаледонский тектонический цикл.

Учитывая все произошедшие изменения в стратиграфических схемах и степень их обоснованности можно отметить следующие наиболее контрастно выделяющиеся додевонские структурно-вещественные комплексы.

1. Раннепротерозойский, представленный структурами Дербинского антиклинория и Базыбайской глыбы. 2. Позднепротерозойско-рифейский, представленный кувайской серией и выделяемыми обособленно бахтинской и лысанской свитами. 3. Рифейско-Вендский, представленный отложениями павловской, чибижекской, овсянковской, безымянской, вознесенской, маетской и белокитатской свит. 4. Кембрийский: колпинская, тарбатская, балахтисонская, черемшанская, осиновская, кизирская свита, тыгдинская серия.

Артёмовское антиклинальное поднятие располагается в северной части Кизир-Казырского синклинория Кембросаян, причленяясь к Дербинскому антиклинорию по Центральносаянскому глубинному разлому. Давний интерес к этой структуре связан с наличием там золоторудной и в меньшей степени железорудной минерализации. В схеме террейнов Алтае-Саянской складчатой области [3] он не вычленяется, рассматриваясь в комплексе островных дуг и задуговых бассейнов, включающем всю территорию Кембросаян южного склона Восточного Саяна и северной Тывы.

Артёмовский антиклинорий западной части содержит крупные интрузивные массы, включенные по итогам среднемасштабной съёмки в состав Шиндинского диорит-гранитного батолита. Крупномасштабное картирование (В.Н. Воробьёв и др.) показало, что он разделяется на несколько интрузивных массивов, располагающихся как бы в центре блоков-островов, заложенных на океаническом рифейском основании и консолидированных в конце кембрия—ордовике диорит-гранитными интрузиями ольховского комплекса.

Структура западной части Артёмовского антиклинория напоминает мегаконгломератовую, где роль обломков играют венд-рифейские блоки-острова и расположенные в них диорит-гранитные интрузии. Границы блоков в современном рельефе представлены заболоченными долинами сильно меандрирующих малых рек. От расположенной южнее Казыр-Кизирской вулканической зоны антиклинорий отделён Кизирским разломом, хорошо дешифрирующимся на космоснимках и прослеживаемым на местности. Главные разломные структуры Восточного Саяна рассматриваются как правые сдвиги [1]. Судя по отдельным фрагментам соотношения структур на крыльях разлома, Кизирский разлом также является правым сдвигом с величиной смещения в несколько десятков километров.

Казыр-Кизирский синклинорий и симметричный ему по отношению к Восточному Саяну Манский прогиб, вероятно, были заложены на раздробленной окраине Сибирского континента в рифее с накоплением

мощных океанических отложений кувайской серии. Осевая часть этой структуры сохранилась в виде Казыр-Кизирской зоны основных вулканитов, окаймлённой с севера Артёмовской антиклинальной структурой. С юга Казыр-Кизирская вулканическая зона ограничена Кандат-Казырской магматической дугой. Структуры контактируют по Шандынскому разлому.

Кандат-Казырская магматическая дуга структурно близка Артёмовскому антиклинорию. Она насыщена палеозойскими диорит-гранитными интрузиями, локализованными преимущественно среди докембрийских отложений, сохраняющихся в качестве фрагментов в интрузивных полях.

Казыр-Кизирская вулканическая зона в кембрии развивается как междугорный бассейн. Вулканизм здесь сохраняет свою активность до ордовика, смещаясь затем на запад в сторону Минусинской впадины, проникая в девоне на восток вдоль зон глубинных разломов (Кандатский приразломный прогиб). Зоны разломов прослеживаются на космических снимках под девонскими отложениями, ориентируясь параллельно зоне Кандатского и Северо-Саянского глубинных разломов.

С востока Казыр-Кизирская вулканическая зона ограничена Базыбайской метаморфической глыбой с раннепротерозойским ядром и верхнерифейско-вендской периферической частью. Эта глыба оказывается в области структурного сопряжения Артёмовской и Кандатско-Казырской магматических дуг.

В краевых и центральной частях Казыр-Кизирской вулканической зоны развиты рои даек основного и среднего состава и небольшие дайки мелкозернистых габброидов габбродиоритовой интрузии [6], сливающиеся местами в достаточно крупные интрузивные поля. Дайковые рои и малые габброидные интрузии постоянно вскрываются в пределах железорудных полей Казырской, Кизирской и Тухтат-Петропавловской групп месторождений, фиксируя некоторые раздвиговые структуры. В связи с этими раздвиговыми структурами и вблизи них локализованы основные железорудные месторождения области сопряжения Западного и Восточного Саяна. С дайковыми роями и контактами палеозойских интрузий были связаны региональные потоки гидротермальных растворов с пропилитовой и березитовой специализацией. На конечных стадиях каледонского тектоно-магматического цикла потоки пропилитизирующих и березитизирующих гидротермальных растворов реализовались в виде золоторудных, молибденовых, редкометалльных месторождений и проявлений полиметаллов. Конкретные минералообразующие процессы и появление высокотемпературных скарновых и грейзеновых минеральных ассоциаций можно рассматривать как результат взаимодействия региональных потоков гидротермальных растворов и магматических расплавов. На ранней стадии это взаимодействие выражается в диоритизации андезитобазальтовых вулканитов на контактах с диорит-гранитными палеозойскими интрузиями. На поздних стадиях имели место процессы гранитизации,

гранофиризации и щелочного метасоматоза, связанные с поздними гранитоидными интрузиями палеозойского цикла.

В верхнерифейско-вендском основании каледонских структур развиты месторождения и рудопроявления кремнисто-железистой формации [2]. Концентрации железа этого типа могли служить источником рудного вещества палеозойских скарновых месторождений, мобилизуясь и осаждаясь на разных этапах кембро-ордовикского магматизма. Таким путём легче объяснить тот факт, что месторождения раннепалеозойской железорудной эпохи оказываются связанными с разными интрузиями [6], образуя генетические ряды от «сратиформных» (субсогласные залежи без крупных интрузивных контактов) до типично скарновых на контактах гранитных и субщелочных интрузий и даже скарново-жильных в раздробленных диоритовых массивах.

Литература

1. Александров В.К., Таскин А.П. // Геотектоника. 1990. № 3. С. 50–58.
2. Князев Г.Б. // Вестник Томского гос. ун-та. Серия «Науки о Земле». 2003.. С. 314–315.
3. Кунгурцев А.В., Берзин Н.А., Казанский А.Ю., Метёлкин Д.В. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1042–1051.
4. Красильников Б.Н. Доорогенное развитие структуры Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 247 с.
5. Предтеченский А.А. Основные черты геологического развития западной части Восточного Саяна в докембрии и кембрии. М.: Наука, 1967.
6. Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железорудненение юга средней Сибири. М.: Наука, 1971. 310 с.
7. Хомичёв В.В., Воробьёв В.Н., Даценко В.М. Ольховский массив – Эталон Ольховского комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. 91с.

**В.П. Ковач¹, В.В. Ярмолюк², В.И. Коваленко², А.Б. Котов¹,
И.К. Козаков¹, Е.Б. Сальникова¹, С.З. Яковлева¹, Н.Ю. Загорная¹**

Механизмы формирования и эволюции континентальной коры Центральной Азии: геохронологические, геохимические и Nd изотопные данные

В настоящее время в литературе наиболее часто рассматриваются два механизма формирования континентальной коры – аккреционный и коллизионный. Первый характеризуется формированием континентальной коры в ходе субдукционных процессов и аккреции океанических комплексов и микроконтинентов, а второй – преимущественно коллизией континентальных масс. Также в последние годы все большая роль в процессах роста континентов отводится базальтам океанических плато и островов и

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

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

процессам андерплейтинга [7]. Необходимо отметить, что понимание истории дифференциации мантии и формирования земной коры невозможно без идентификации источников и геодинамических обстановок формирования магматических пород, участвующих в ее строении, и существенную роль в этом играют геохимические, изотопные и геохронологические данные. С этих позиций нами рассмотрены ведущие механизмы формирования и эволюции земной коры Центральной Азии на примере Озерной и Баян-Хонгорской зон каледонид Монголии.

Геологическая история Озерной зоны начинается с формирования офиолитов около 570 млн лет назад [1, 5]. По геологическим и геохимическим данным, среди офиолитов можно выделить базальты юных (спиллит-диабазовая толща) и зрелых (базальт-андезитовая и андезитовая толщи) энсиматических островных дуг и высокотитанистые базальты океанических плато типа Онтот Ява. Вулканы различных геохимических типов образуют отдельные тектонические пластины. Базальты, андезиты и дациты юной островной дуги характеризуются положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от +9.9 до +8.3, близкими к таковым DM ($\epsilon_{Nd}(0.57) = +8.8$). Nd модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ дацита этой ассоциации составляет 0.59 млрд лет и близок к возрасту становления офиолитов. Наиболее вероятно, что источником исходных расплавов этих пород являлась деплетированная мантия. Вулканы базальт-андезитовой и андезитовой толщ с возрастом 546 ± 3 млн лет [3] обладают более низкими величинами $\epsilon_{Nd}(T) = +8.7 - 7.3$ и $T_{Nd}(DM) = 0.68 - 0.56$ млрд лет, что, вероятно, связано с плавлением в зонах субдукции также и более древнего корового материала. В качестве такого материала могли выступать ассоциирующие с офиолитами осадочные породы. Осадки офиолитовых комплексов и аккреционной призмы Озерной зоны имеют сильно варьирующие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +8.6 до +5.0 и позднерифейские значения Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM) = 0.94 - 0.65$ млрд лет, что, по-видимому, связано с добавкой в океанические бассейны осадочного материала с окружающих континентальных блоков. Еще более низкие величины $\epsilon_{Nd}(T) = +7.5 - +6.4$ характерны для высокотитанистых базальтов и габброидов. Геохимические и Nd изотопные данные свидетельствуют о том, что в петрогенезисе океанических платобазальтов Озерной зоны принимал участие обогащенный плюмовый источник.

Каледонская орогенезия в Озерной зоне, как и в Центральной Азии в целом, произошла в интервале 510–490 млн лет [5, 9]. Син- и посттектонические гранитоиды с возрастом 495 ± 2 и 465 ± 11 млн лет обладают высокими положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от +8.9 до +6.4 и Nd модельными возрастными $T_{Nd}(DM)$ в интервале 0.68–0.51 млрд лет. Гранитоиды с возрастом 441 ± 1 , 400, 355 ± 9 млн лет и около 200 млн лет характеризуются последовательным уменьшением величин $\epsilon_{Nd}(T)$ от +5.7 до +1.0 и увеличением Nd модельных возрастов $T_{Nd}(DM) = 0.91 - 0.72$ млрд лет. Скорее всего, источниками расплавов этих гранитоидов выступали главным образом породы ювенильной каледонской коры при прогрес-

сивной добавке древнего корового компонента вследствие эрозии пород микроконтинентов с архейскими—среднерифейскими Nd модельными возрастaми [4]. Подобный эффект также может быть результатом тектонического смещения пород офиолитовых и островодужных комплексов и микроконтинентов во время их коллизии, приводящей к перемещению по пологим надвигам фрагментов коры микроконтинентов в основание островодужных комплексов и наоборот. Опускание со временем изотерм увеличивает долю плавления материала, находящегося в основании коры.

Щелочные породы Халдзан-Буретгейской группы массивов Озерной зоны формировались 395–391 млн лет назад [3]. В соответствии с геохимическими и изотопными (Nd, Sr, O) данными, их источниками были в разной степени смешанные источники типа DOIB в виде мантийного плюма и деплетированная мантия литосферы, которая затем подверглась переработке в обогащенную мантию, а также вмещающие островодужные породы и граниты раннекаледонской континентальной коры [4].

Баян-Хонгорская зона входит в состав Южно-Хангайской группы террейнов, в геологическом строении выделяются Байдрагская (поздний архей—ранний протерозой), Бурдгольская (поздний рифей), Баянхонгорская и Дзагская (средний кембрий—ордовик) зоны [6]. Согласно имеющимся на сегодняшний день геохронологическим данным, Sm-Nd изохронный возраст офиолитов совпадает с возрастом офиолитов Озерной зоны и составляет 569 ± 21 млн лет [2]. По геохимическим особенностям (обогащение высокозарядными несовместимыми элементами, положительные Nb-Ta аномалии, $La/Nb < 1$) базальты, габброиды и дайки sheet-комплекса сопоставимы с базальтами современных океанических островов типа Гавайских и Исландии. Породы Баян-Хонгорской зоны имеют высокие положительные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +9.0 до +11.5, свидетельствующие о сильно деплетированном мантийном источнике исходных для них расплавов. Деплетированный изотопный состав и повышенные содержания высокозарядных элементов могут быть связаны с обогащением деплетированного мантийного источника несовместимыми элементами непосредственно перед плавлением под воздействием плюмового источника. Обособленное положение занимает узкая зона вулканических пород, которая тяготеет к тектоническому контакту между породами Баянхонгорской и Бурдгольской зон. По геологическому строению и геохимическим особенностям вулканитов эта зона выделяется как островодужная.

Гранитоиды Южно-Хангайской группы террейнов, в том числе секущие Баян-Хонгорский офиолитовый комплекс, формировались 545 ± 2 , 539 ± 5 , 514 ± 10 , 474 ± 8 , 469 ± 9 , 253 ± 2 и 229 ± 6 млн лет назад [6, 8, 9] За исключением плагиигранитов островодужного комплекса (474 ± 8 млн лет) с положительной величиной $\epsilon_{Nd}(T) = +3.8$ и $T_{Nd}(DM) = 0.95$ млрд лет, все они обладают отрицательными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ от -7.2 до -1.0 и Nd модельными возрастaми в интервале 1.8–1.1 млрд лет. Исходные расплавы этих гранитоидов формировались посредством плавления глав-

ным образом долгоживущих коровых источников при подчиненном вкладе ювенильной каледонской коры, возрастающем в более молодых гранитоидах.

Таким образом, ювенильная сиалическая кора Центральной Азии в Озерной зоне образована в венд-кембрийское время в островодужной обстановке с вовлечением в зоны субдукции древнего корового материала в форме осадков, а также во время аккреции докембрийских микроконтинентов, каледонских островных дуг, задуговых бассейнов и океанических плато. Для континентальной коры Южно-Хангайской группы террейнов характерен коллизионный тип развития, обусловленный столкновением докембрийских Байдрагского и Хангайского террейнов по зоне трансформного разлома и океанических островов Северо-Азиатского горячего поля мантии. Более молодые гранитоиды обеих структур были образованы посредством плавления тектонически расчлененной континентальной коры при добавке продуктов эрозии пород микроконтинентов и каледонской коры. Щелочные породы Халдзан-Буретгейской группы представляют собой пример «вертикального» роста континентальной коры за счет внутриплитного магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 02-05-65093, 02-05-64196, 02-05-64191, 02-05-39019, 05-05-64520).

Литература

1. Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1179–1185.
2. Кепежинская П.К., Кепежинская К.Б., Пухтель И.С. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 3. С. 718–721.
3. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 5. С. 456–472.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 514–532.
5. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80–92.
6. Buchan c., Pfander J., Kroner A. et al. // Chemical Geology. 2002. V. 192. P. 23–45.
7. Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Edinburg: Cambridge University Press, 2001. 208 p.
8. Jahn B-m., Capdevila R., Liu D., Badarch G. // J. Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 651–663.
9. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605–627.

И.К. Козаков¹, В.И. Коваленко², В.В. Ярмолюк²

Позднерифейская континентальная кора в основании подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии

Разработка моделей формирования складчатых сооружений Центральной Азии в значительной мере определяется существующими представлениями о положении Сибирского кратона в суперконтиненте

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

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

Родиния, о времени начала его распада и определении масштабов и места проявления позднерифейского корообразующего процесса. Логически непротиворечивая схема требует учета новых геохронологических и изотопно-геохимических данных. Выполненные к настоящему времени геохронологические и Nd и Pb-Pb изотопные исследования гранитоидов и метаморфических пород показали ограниченное развитие раннедокембрийской коры в основании не только подвижных поясов, но и фрагментах континентальных массивов региона. В каледонских и герцинских структурах преобладают позднерифейские интервалы значений Nd модельных возрастов палеозойских $\epsilon(+)$ гранитоидов (TNd(DM) 650–950 млн лет) при некоторой тенедеции омоложения в герцинидах [4, 5]. В раннекаледонской области мозаичного строения выделяются фрагменты континентальных массивов с дорифейским и рифейским основанием [6], объединяемые в рифейскую изотопную провинцию [5], в пределах которых преобладают ранне- и среднерифейские значения Nd модельных возрастов $\epsilon(-)$ гранитоидов [4, 5]. В целом эти данные позволяют предполагать и достаточно значимое проявление позднерифейских корообразующих процессов, определяющих современную Nd изотопную структуру Центральной Азии [7, 8].

При интерпретации Nd изотопных данных учитываются два возможных варианта их интерпретации. В первом варианте предполагается, что значения Nd модельных возрастов гранитоидов отражают время формирования континентальной коры – отделение расплава от мантийного источника, например, при плавлении пород океанической плиты в субдукционной зоне в ходе развития островной дуги. С этих позиций Nd модельный возраст гранитоидов фактически фиксирует формирование коры переходного типа. Во втором варианте допускается, что получаемые значения Nd модельных возрастов могут быть связаны с процессами смешения различных источников и, соответственно, не дают прямой информации о времени проявления корообразующих процессов. Процесс смешения может быть результатом тектонического совмещения пород с различными изотопными характеристиками, добавки древнего осадочного материала в расплав или, наоборот, поступления молодого ювенильного материала в более древнюю кору.

Проведенные исследования дают основания предполагать, что при формировании коры ЦАСП преобладал второй механизм. Так ранне- и среднерифейские значения Nd модельных возрастов $\epsilon(-)$ гранитоидов микроконтинентов, отвечающих рифейской изотопной провинции региона, обусловлены процессами смешения [6]. В составе источников их расплавов можно предполагать присутствие пород позднерифейских вулканических дуг и продуктов размыва раннедокембрийских пород кратонов или микроконтинентов с дорифейским основанием. Позднерифейские значения интрузивных $\epsilon(+)$ гранитов каледонид и герцинид с вариациями значений Nd модельных возрастов в интервале около 650–950 млн лет могут быть обусловлены поступлением в область генерации

расплавов, наряду с венд-раннепалеозойской ювенильной корой, также продуктов размыва позднерифейской и более древней коры.

К настоящему времени существуют различные варианты геодинамических моделей формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. В ряде моделей [1, 9] предполагается, что в ходе развития Палеоазиатского океана, начиная с позднего рифея, от Восточной Гондваны по направлению к Сибирскому континенту происходил значительный по масштабу дрейф разновозрастных структур, включающих микроконтиненты гондванской группы (Тувино-Монгольский массив, Дзабханский, Южно-Гобийский и др.) с раннедокембрийской корой в основании. По мнению других авторов, Тувино-Монгольский массив и Дзабханский микроконтинент относятся к «лавразийской группе» и их следует объединять в единый массив, являвшийся в рифее частью Сибирского кратона. В ряде моделей возникновение Палеоазиатского океана связывается с распадом суперконтинента Родиния под воздействием в конце позднего рифея (~730 млн лет) Южно-Тихоокеанского суперплюма [11], а микроконтиненты рассматриваются как фрагменты шельфа Родинии [5, 10].

Вместе с тем, при разработке модели формирования континентальной коры в структурах раннекаледонской аккреционной области Центральной Азии следует учитывать, что только в основании Дзабханского микроконтинента и Гарганской глыбы установлена архейская кора, то есть лишь эти структуры можно рассматривать как фрагменты древних платформ. К настоящему времени установлено, что эти образования Азии занимают площадь не более 1–2%. Результаты Nd и Pb-Pb изотопных исследований показали ограниченное развитие раннедокембрийской коры в основании не только подвижных поясов, но и микроконтинентов региона [6, 7]. Геодинамическая обстановка формирования такой коры (система островных дуг и задуговых бассейнов и пассивных окраин) сопоставима с обстановкой, существовавшей в позднем мезозойско-кайнозойское в юго-западной части Тихого океана. При этом общая площадь бассейнов, в которых в течение ~ 200 млн лет была образована кора переходного типа, сопоставима с площадью древних кратонов [3].

В предлагаемой схеме на основе известных палинспастических реконструкций и полученных новых геохронологических и Nd изотопных данных предполагается, что Сибирь входила в суперконтинент Родиния, сочленяясь с Лаврентией и блоком Янцзы [13], и южная окраина Сибири контактировала с арктической окраиной Лаврентии [5, 10]. Можно полагать, что такое положение сохранялось с конца раннего протерозоя, когда Сибирский кратон вошел в состав суперконтинента Колумбия [12]. При этом блок, объединивший Сибирский и Лаврентийский палеоконтиненты, просуществовал до распада Родинии [2]. С этих позиций формирование позднерифейских (1000–700 млн лет) вулканоплутонических ассоциаций, устанавливаемых в структурах обрамления Сибирской платформы, происходило не в интракратонной зоне Сибири и Лаврентии, отвечавшей области зарождения Палеоазиатского океана, а

в пределах палеоокеана Панталасса обрамлявшего Родинию [7, 8]. Это положение не исключает проявления рифтогенеза в континентальных блоках Родинии и разделяющих их зонах в течение позднего рифея. С поздней стадией (около 750 млн лет) совпало разделение блоков Восточной и западной Гондваны и Лаврентии. В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что сформированная в вулканических дугах в интервале около 1000-700 млн. лет новообразованная кора и фрагменты раннедокембрийской коры кратонов в ходе трансформации Родинии в Пангею и, соответственно, раскрытием Палеоазиатского океана перемещались вместе с кратонами Восточной Гондваны. Дальнейшая история развития Палеоазиатского океана и становления структур Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом, по-видимому, укладывается в схему, предложенную в работах [1, 9]. Однако в отличие от этой схемы, мы предполагаем, что со стороны Восточной Гондваны в направлении Сибирского кратона в Палеоазиатском океане происходил главным образом дрейф не фрагментов древних кратонов, а более молодой коры, сформированной в позднерифейских вулканических дугах [5, 6, 7]. Эта кора и продукты ее разрушения, наряду с продуктами разрушения более древней коры кратонов, по-видимому, вместе с венд-палеозойской ювенильной корой представлена в источниках фанерозойских гранитоидов структур Центральной Азии.

Работа выполнена при поддержке финансовой РФФИ (гранты №№ 02-05-64208, 02-05-64191, 02-05-64196), Программы поддержки ведущих научных школ (НШ-1145.2003.5) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8.

Литература

1. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
2. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993, 192 с.
4. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козаков И.К. и др. // Доклады РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 220–222.
5. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
6. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., и др. // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.
7. Козаков И.К., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Позднерифейский корообразующий процесс в формировании изотопной структуры Центральной Азии. // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Тез. докл. Новосибирск. 2004. С. 239–242.
8. Козаков И.К., Натман А., Сальникова Е.Б. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13 (в печати).
9. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
10. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
11. Maruyama S. // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
12. Rogers J.J.W., Santosh M. // Gondwana Research. 2003. V. 6. № 3. P. 357–368.

Возраст процессов позднепалеозойского рифтогенеза Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса

В истории развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) позднепалеозойская эпоха стала временем формирования Центрально-Азиатской рифтовой системы, одной из крупнейших среди континентальных рифтовых систем Земли. Эта система протягивается в субширотном направлении от Восточного Казахстана до Северо-Восточного Китая на расстоянии более 3000 км при ширине до 600 км и объединяет в своих пределах ряд субпараллельных рифтовых зон (с юга на север: Гоби-Тяньшаньскую, Главного Монгольского линеамента, Гоби-Алтайскую и Северо-Монгольскую) [2]. В палеотектоническом отношении их образование происходило в пределах активной континентальной окраины Северо-Азиатского континента, граничившей с Палеоазиатским океаническим бассейном. Выполненные в пределах рифтовой системы геологические исследования, опирающиеся на результаты изучения палеофлоры в разрезах вулканогенных толщ, выявили омоложение возраста формирования составляющих ее рифтовых зон от границы палеоконтинента вглубь [3, 4]. Возраст Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны (ГТРЗ), по этим данным, оценивался в диапазоне поздний карбон–ранняя пермь, близкий возраст имеют рифтогенные ассоциации зоны Главного Монгольского линеамента, возраст Гоби-Алтайской зоны определялся как раннепермский, а возраст Северо-Монгольской зоны оказался позднепермским. На основе этих данных была предложена геодинамическая реконструкция, связавшая развитие рифтовой системы с постепенным перекрытием краем Северо-Азиатского палеоконтинента крупного мантийного плюма [5]. Однако точных определений возраста, позволяющих оценить динамику процессов рифтогенеза на этой огромной территории, пока нет. Мы приводим первые результаты U-Pb исследований магматических пород ГТРЗ, занимающей крайнюю южную позицию в строении рифтовой системы Центральной Азии. Она сформировалась в пределах герцинид Южной Монголии в зоне развития вулканических полей ранне-среднекарбонového Южно-Монгольского краевого вулканического пояса, фиксирующего активную континентальную окраину Северо-Азиатского материка. Рифтовая зона представлена цепочкой грабенов, вложенных в структуры краевого пояса, и прослеживается вдоль хребтов Гобийского Тянь-Шаня через всю Южную Монголию на сопредельные территории Китая, имея протяженность свыше 1300 км при ширине до 30–40 км. Грабены рифтовой зоны

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

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

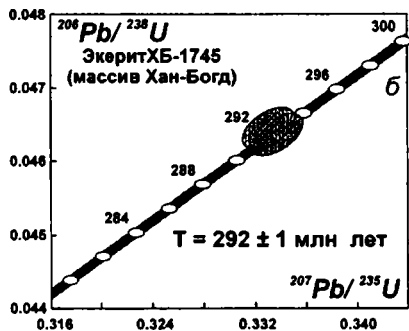
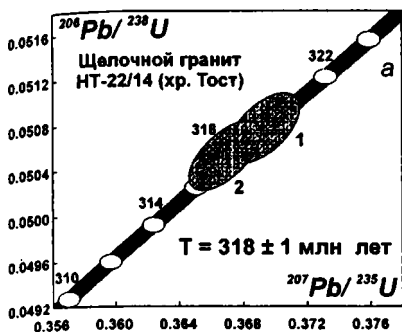


Рис. Диаграмма с конкордией для циркона из дайки щелочного гранита НТ-22/14 хр. Тост (а) и дайки экерита второй фазы Хан-Богдинского массива ХБ-1745 (б).

выполнены вулканическими породами базальт-комендит-пантеллеритовой ассоциации и, кроме того, трассируются поясами даек и массивами щелочных гранитов. Наиболее крупный из грабенов связан с хр. Ноён и Тост в западной части ГТРЗ. В восточной же части этой зоны расположен крупнейший в Монголии Хан-Богдинский массив щелочных гранитов.

U-Pb датирование рифтогенного магматизма грабена хр. Ноён и Тост проводилось по циркону из дайки щелочного гранита (НТ-22/14). Это мелко-среднезернистая полнокристаллическая порода, состоящая из кварца, щелочного полевого шпата, эгирина и арфведсонита, обогащенная аксессуарными минералами, в частности, цирконом. Точки изотопного состава двух навесок циркона располагаются на конкордии (рисунок а), а его возраст составляет 318 ± 1 млн лет (СКВО конкордантности = 0.29, вероятность конкордантности = 0.59).

Хан-Богдинский массив щелочных гранитов датировался по циркону из дайки экеритов второй фазы массива. Точки изотопного состава исследованного циркона располагаются на конкордии (рисунок б) и позволяют определить возраст массива 292 ± 1 млн. лет, СКВО конкордантности = 0.35.

Проведенные геохронологические исследования согласуются с результатами датирования вулканических пород по флоре из осадочных прослоев, засвидетельствовавших возраст рифтогенеза в диапазоне поздний карбон–ранняя пермь [3]. Полученный возраст рифтогенных магматических пород хребта Тост является наиболее древним для этапа позднепалеозойского рифтогенеза Центральной Азии и, в частности, для ГТРЗ. Расположенный в восточной части ГТРЗ Хан-Богдинский массив щелочных гранитов и связанная с ним бимодальная вулканическая серия являются более молодыми как по геохронологическим данным, включая данные Rb-Sr датирования (286 ± 9 млн лет,

[1]), так и по остаткам флоры (ранняя пермь). Также отметим, что изученные китайскими геологами щелочные граниты в западной части зоны Главного Монгольского линейного элемента в соответствии с данными Rb-Sr исследований сформировались в диапазоне между 309 ± 6 млн лет и 292 ± 13 млн лет [6]. Этот диапазон вполне сопоставляется со временем формирования ГТРЗ, который в настоящее время мы можем определить на основе данных по ассоциациям Гост и Хан-Богд интервалом 318–292 млн лет. Это сходство возрастов для двух соседних рифтовых зон Южной Монголии позволяет говорить о том, что формирование позднепалеозойской–раннемезозойской рифтовой системы Центральной Азии началось в позднем карбоне (~ 320 млн лет назад) с импульсом рифтогенеза, охватившего весь южный край Северо-Азиатского палеоконтинента. Процессами растяжения и грабенообразования была охвачена территория шириной не менее 300 км и протяженностью более 1000 км, в пределах которой на протяжении ~ 30 млн лет были сформированы, по меньшей мере, две системы субпараллельных грабенов, выделяемые в настоящее время как рифтовые зоны – Гоби-Тяньшаньская и Главного Монгольского линейного элемента. Прекращение рифтогенных процессов в Южной Монголии произошло в первой половине ранней перми, что зафиксировано раннепермскими – триасовыми молассовыми толщами, перекрывающими породы бимодальных вулканоплутонических ассоциаций и содержащими в своем составе гальку базальтов, комендитов и щелочных гранитов [2]. С этого времени в рифтогенез вовлекалась территория Центральной и Северной Монголии, где в ранней и поздней перми возникли Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны [4, 5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 02-05-64191, 02-05-64196), проекта «Ведущие научные школы» НШ-1145.2003.5, программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5, 7, 8.

Литература

1. Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. и др. // Геология и геофизика. 1980. № 2. С. 150–154.
2. Ярмолюк В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 197 с.
3. Ярмолюк В.В., Дуранте М.В., Коваленко В.И. и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 9. С. 40–48.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
5. Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г. и др. // Геохимия. 1999. № 10. С. 1027–1042.
6. Wang Shiguang, Han Bauifu. // Scientia Geologica Sinica. 1994. V. 29. № 4. P. 373–383.

Особенности геодинамического режима проявления магматизма восточного обрамления Сибирской платформы

В современном эрозионном срезе вдоль восточной границы Сибирской платформы древние породы чехла обнажаются на северной оконечности в пределах Хара-Улахского поднятия и на южной оконечности в пределах Кыллахского и Сетте-Дабанского поднятий. Если проследить в пространстве, то эти структуры, с учетом необнаженной центральной границы Сибирской платформы, протягиваются в субмеридиональном направлении более чем на 1500 км. Это огромное расстояние с севера на юг и особенности проявления магматизма – сходство и различие времени проявления, масштабов, состава продуктов магматизма – имеют важное значение для воссоздания истории развития региона в период, предшествовавший формированию позднепалеозойско-мезозойской пассивной континентальной окраины.

Позднерифейский магматизм активно проявился в пределах Кыллахского поднятия. Подавляющее большинство интрузивов, это – силлы, причем в отдельных частях разреза рифейских отложений мощность силлов значительно превышает мощность осадочных пород между ними. По химическому составу габбро-долериты различных силлов весьма схожи и принадлежат к кварцевым габбро-долеритам толеитовой калиево-натриевой серии. По петрохимическим признакам, в том числе и по характеру распределения редкоземельных элементов, позднерифейские магматические породы весьма близки к траппам Сибирской платформы. В структурном плане отмечается значительное увеличение количества силлов и их мощности в зонах влияния крупных субмеридиональных глубинных разломов, таких, как Гувиндинский, Челатский, Улахан-Бамский, Бурхалинский. Позднерифейский магматизм Кыллахского поднятия проявился в условиях резкого опускания территории. Внедрение силлов в пределах Кыллахского поднятия связано с этапом формирования впадин в перикратонных опусканиях и проявления в них траппового магматизма в конце этапа развития.

В пределах Хаара-Улахского поднятия вулканогенный материал в составе осадочных толщ средне-позднего рифея, по представлениям Б.Р. Шпунта, связан с формированием рифтовых структур. Непосредственно в пределах Хара-Улахского поднятия вулканогенных образований рифейского возраста не наблюдали. Вулканогенный материал, по видимому, мог сноситься на изучаемую территорию с запада.

Венд-раннекембрийский магматизм проявился интенсивно на севере восточного обрамления Сибирской платформы в Хара-Улахском поднятии и на юге – в пределах Кыллахского поднятия.

¹ Якутский государственный университет (ЯГУ), Якутск, Россия

В пределах Хара-Улахского поднятия вулканогенные породы представлены базальтами, принадлежащими по составу к двум сериям – щелочной калиевой серии и умеренно-щелочной калиево-натриевой. Вулканогенные породы расположены в пограничных слоях между отложениями венда и раннего кембрия. Характер отложений вендского возраста свидетельствует об интенсивных тектонических процессах, происшедших в этом регионе. Накоплению вендских отложений предшествовал перерыв в осадконакоплении. В основании вендского разреза присутствуют гравелиты, песчаники, пестроцветные аргиллиты, хотя большая часть разреза венда представлена доломитами и известняками. Б.Р. Шпунт и И.Г. Шаповалова отмечают наличие пирокластического материала в отложениях венда. Завершается вендский этап геологической истории региона вновь воздыманием территории. Размыту подверглись породы не только вендского возраста, но и более древние, о чем свидетельствует состав гальки в конгломератах из основания разреза тюэзрской свиты в Чекуровской антиклинали. Судя по особенностям распределения вулканических пород, излияние лав происходило в грабенах, и вулканогенные породы перемежаются с грубообломочными терригенными.

В пределах Кыллахского поднятия накоплению вендских отложений предшествовал перерыв в осадконакоплении и значительная тектоническая активизация. В это же время произошла активизация вулканической деятельности с излиянием базальтов, принадлежащих к умеренно-щелочной натриевой серии. Все вендское время территория находилась в нестабильной тектонической обстановке. В результате на относительно небольшом расстоянии мы имеем три типа разреза, характерно присутствие вулканокластики и туфов. Вулканогенный материал имеет явно выраженную ультракалиевую специализацию. Среди базальтов преобладают трахибазальты и трахиты. Суордахский тип разреза характерен для западной части Сетте-Дабанского поднятия, имеет значительную мощность и представлен как терригенными, так и карбонатными породами. Верхнемайский тип разреза выделен для Нетского блока и представлен песчаниками, алевролитами, доломитами, известняками. Судя по характеру распределения на местности, в вендское время здесь формировалась вытянутая в субмеридиональном направлении система грабенообразных структур, в одной из которых отмечалась вулканическая деятельность. Заложённая в венде система гарбенообразных структур сохраняется в раннем кембрии. Для раннекембрийских толщ характерна пестроцветность и наличие терригенных пород. Венд-раннекембрийский вулканизм Хаара-Улахского поднятия и вендский вулканизм Кыллахского поднятия связаны с активизацией тектонических движений и формированием рифтовых структур.

Позднесилурийский магматизм проявился в центральной части структуры Сетте-Дабан. Вулканизм был высокоэксплозивным, в результате позднесилурийские вулканогенные породы в большинстве

случаев представлены туфами и туффитами. Для туфов характерно высокое содержание калия. Отмечена приуроченность вулканогенных пород позднего силура к относительно узкой зоне субмеридионального направления и совпадающей с центральной частью Сетте-Дабана. С чем связана эта вспышка вулканической активности на Сибирской платформе сказать сложно, однако в это время на отдельных участках происходило интенсивное опускание и отложение соленосных осадков. В центральной части Сетте-Дабан верхнесилурийские осадки несут следы сейсмической активности в процессе их формирования. Колодезников И.И. считает, что позднесилурийский вулканизм вызван активизацией мантии и началом формирования крупного сводового поднятия в раннюю стадию, предшествующую развитию девон-раннекарбоневой рифтовой системы.

Девон-раннекарбоневый магматизм Сетте-Дабанского и Хара-Улахского поднятий связан с заложением и развитием системы грабенов крупной континентальной рифтовой системы. В пределах Сетте-Дабанского поднятия интенсивный вулканизм проявился в живетское, франское и фаменское время среднего и позднего девона и в раннем карбоне. В системе грабенов сформировалась мощная толща базальтов, принадлежащая к умереннощелочной калиево-натриевой серии. Не остаются амагматичными территории обрамления рифтовой системы, так называемые «плечи» рифта. На этих участках формируются крупные дайковые пояса, однозначно свидетельствующие об интенсивных процессах растяжения, и массивы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами. Девонские отложения вскрываются в северном окончании Хара-Улахского поднятия. Нижне-среднедевонские отложения представлены темно-серыми известняками и доломитами. Верхнедевонские отложения с размывом залегают на подстилающих их карбонатных породах среднего девона. Во всех обнажениях лавы базальтов франского яруса верхнего девона подстилаются пачкой пестроцветных терригенно-карбонатных пород с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Базальты по химическому составу принадлежат к умереннощелочной калиево-натриевой серии. В составе нижнекаменноугольных отложений (крестяхская свита) отмечаются вулканомиктовые песчаники и витрокластические туфы. Возможно, это вулканизм завершающей стадии рифтогенеза.

Таким образом, восточная граница Сибирской платформы начала формироваться в венд-раннекембрийский этап континентального рифтогенеза, который как бы подготовил литосферу этой области к интенсивному рифтогенезу в девон-раннекарбоневое время. Среднепалеозойский рифтогенез привел к разрыву сплошности литосферы Сибирской платформы и формированию в позднем палеозое пассивной континентальной окраины.

Модель формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии (юго-восточная часть Беломорско-Лапландского пояса Балтийского щита)

Беломорско-Лапландский подвижный пояс (БЛП) представляет собой одну из сложнейших зон Балтийского щита, по поводу строения которой существует немало различных мнений. Он расположен между Кольским и Карельским кратонами, имеет СЗ простирание и состоит из двух тектонических единиц: Беломорского амфиболито-гнейсового и Лапландско-Колвицкого гранулитового (ЛКП) поясов, имеющих покровное строение. Геолого-структурные данные показывают, что эволюция БЛП связана с проявлением следующих тектоно-метаморфических циклов: 1) ребольский цикл, представленный субдукционной (2,88–2,82 млрд лет) и коллизионной (2,74–2,53 млрд лет) стадиями, 2) селецкий цикл, связанный с рифтогенезом (2,45–2,35 млрд лет), 3) свекофеннский коллизионный цикл (1,94 – 1,75 млрд. лет).

В ЮВ части БЛП были проведены структурно-кинематические исследования, направленные на изучение палеопротерозойских тектонических процессов. Структурные парагенезы селецкого цикла распознавались на основании анализа их соотношений с синкинематическими интрузиями друзитов (мафит-ультрамафиты с коронарными структурами) и гранитоидов (2,45–2,35 млрд лет). Структурно-кинематические парагенезы свекофеннского цикла идентифицировались по характерным тектонитам – метаморфическим породам, отражающим регрессивные динамотермальные преобразования. Изучались следующие кинематические индикаторы: С-S-структуры, δ - и σ -образные структуры вращения порфиробласт, кулисно построенные минеральные ориентировки, асимметричные и колчановидные складки, будинаж-структуры и минеральная линейность.

Результаты структурно-кинематических исследований показаны на схеме, отражающей направления тектонических перемещений свекофеннского цикла, а также характер динамической сегментации юго-восточной части БЛП (рис. 1). Анализ этой схемы позволяет сделать следующие выводы. В пределах данной области отсутствует моновергентная система свекофеннских покровов, что отражается в различной ориентировке векторов тектонического транспорта, характеризующих неравномерные процессы тектонического течения. Генеральную позицию здесь занимает Колвицко-Умбинская субгоризонтальная протрузия, центральная часть которой сложена палеопротерозойскими гранулитами ЛКП (умбинский комплекс и др.). В ее строении обособлены тыловая декомпрессионная область, зона главной протрузии с телескопированными системами надвигов, фронтальная область тектонического на-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

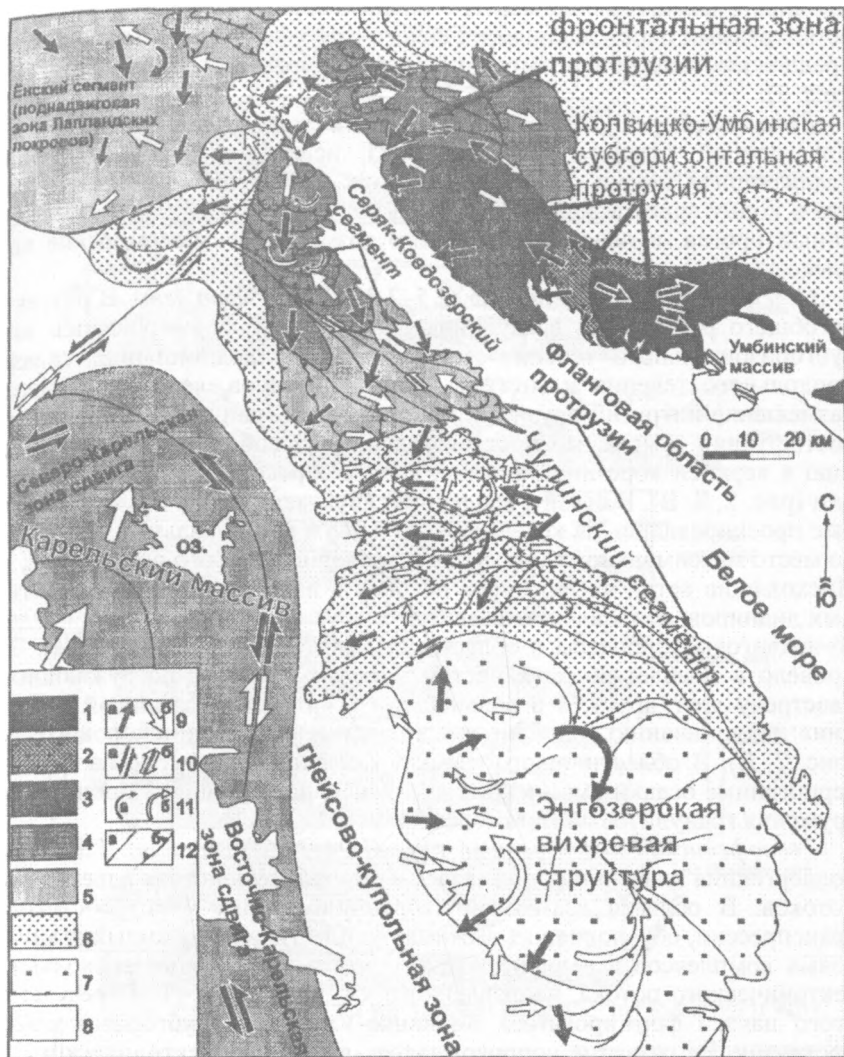


Рис. 1. Структурно-кинематическая схема юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса и Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии.

1 – 3 – центральная часть протрузии; 4 – фронтальная часть протрузии; 5 – 6 – фланговые области протрузии; 7 – Энгозерская вихревая структура; 8 – гнейсово-купольная зона; 9–11 – направления тектонических перемещений свекофеннского цикла (по замерам структур динамодиафоритов первой (а) и второй (б) генераций): 9 – перемещения «висячего блока» вдоль пологих поверхностей, 10 – сдвиговые перемещения, 11 – ротационные перемещения; 12 – разрывы крутопадающие (а) и пологие (б).

гнетания и фланговые сегменты с надвиго-сдвиговыми, либо ротационно-вихревыми перемещениями. Геолого-структурные данные позволяют предложить следующую модель эволюции юго-восточной части БЛП (рис. 2).

Ребольский субдукционно-коллизионный цикл (2,88–2,53 млрд лет). Для данной стадии эволюции БЛП используется субдукционно-коллизионная модель. Для последующих построений существенно то, что к концу архея в рассматриваемой области сформировался коллизионный ороген, в основании которого разместились беломорские комплексы (рис. 2, А).

Селецкий рифтогенный цикл (2,5–2,35 (1,95?) млрд лет). В результате общего растяжения в глубинных слоях коры формировались зоны субгоризонтального течения и тектонической деламинации, складки продольного течения и системы пологих сбросов, контролировавшие размещение интрузий друзитов и анорогенных гранитов. Эти явления в соответствии с моделью простого сдвига, способствовали формированию в верхней коре листрических сдвиго-сбросов и рифтогенных впадин (рис. 2, Б, В). В связи с эволюцией двух мантийных диапиров, которые проецировались на краевые части БЛП, в их апикальных зонах имело место максимальное растяжение и утонение корового слоя (рис. 2, Г). Нисходящие ветви адвективных потоков в апикальных частях мантийных диапиров, направленные навстречу друг другу, обусловили поддвиго-надвиговые процессы в области их взаимодействия (рис. 2, Д). Это привело к появлению двух систем коровых пластин, погружающихся навстречу друг другу, а в дальнейшем к ситуации «замковой субдукции»: заклиниванию поддвигаемых пластин в основании корового слоя (рис. 2, Е). В области такого «замка» оказались затянутые на глубину терригенные осадки умбинского комплекса, испытывавшие в процессе погружения гранулитовый метаморфизм.

Свекофеннский коллизионный цикл (1,94–1,75 млрд лет). Глубинная конвергенция пластин продолжалась в результате действия адвективных потоков. В области «замковой субдукции» имела место обстановка транспрессии, обусловившая выжимание пластифицированных гранулитовых комплексов в верхние уровни коры в виде полого восходящего тектонического потока, направленного к СЗ (рис. 2, Е–З). В результате этого начала формироваться Колвицко-Умбинская субгоризонтальная протрузия. Ее развитие сопровождалось явлениями тектонического телескопирования, в результате чего сформировались фестончатые системы надвигов, а также область нагнетания во фронтальной части протрузии (рис. 2, З). Развитие надвигов начиналось в осевой части протрузии; последующие генерации надвиговых чешуй выдавливались из-под более ранних. В тылу выдвигаемых пластин развивались сопряженные с надвигами системы пологих сбросов (рис. 2, Ж, З). Их развитие предопределяло процессы тектонической эксгумации глубинных геомасс в результате соскальзывания пластин. Этот механизм предполагает дис-

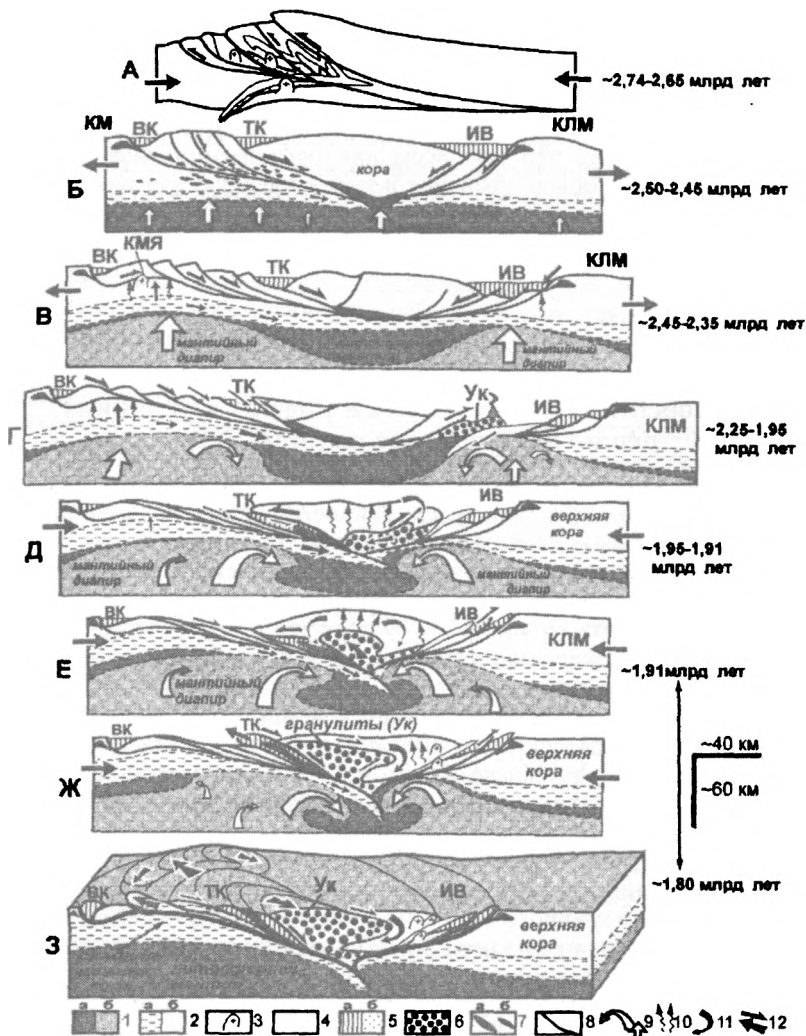


Рис. 2. Модель формирования юго-восточной части Беломорско-Лапландского пояса.

1 — литосферная (а) и астеносферная (б) мантия; 2 — нижняя-средняя (а) и верхняя (б) кора; 3 — мигматит-гранитные купола; 4 — океаническая кора; 5 — рифтогенные образования (а) и осадочные породы (б); 6 — терригенные осадки — гранулиты умбинского комплекса; 7 — габбро-анортозиты (а) и мафит-ультрамафиты (б); 8 — разломы; 9 — мантийные конвективные потоки; 10 — флюидно-гермальные потоки; 11 — коровые адвективные потоки; 12 — направления перемещений. КМ — Карельский массив; КЛМ — Кольский массив; рифтогенные пояса: ВК — Восточно-Карельский, ТК — Танаэзл-Кандалакшский, ИВ — Имандра-Варзугский; структурно-вещественные комплексы: Чп — чупинский, Хт — хетоламинский, Ук — умбинский; КМЯ — «метаморфических ядер»

кретное распределение динамических режимов по разрезу. В нижних срезах коры должна была доминировать обстановка сжатия, а в верхней коре – растяжения. Таким образом, коллизийные процессы в пределах БЛП развивались преимущественно в глубинных условиях за счет скупивания пластифицированных ниже-среднекоровых геомасс. Верхняя кора реагировала на эти процессы «анорогенными» явлениями, обуславливающими ее общее утонение и тектоническую эрозию.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы исследований ОНЗ № 5.

В.С. Конищев¹

Особенности тектогенеза в рифтах в условиях реологической расслоенности чехла

Реологическая расслоенность не только литосферы в целом, но и осадочного чехла оказывает существенное влияние на характер проявления геодинамических напряжений и стиль тектоники.

Примером влияния реологической расслоенности чехла на особенности проявления рифтового тектогенеза и стиль тектоники разных секций чехла может служить Припятский палеорифт. В его чехле присутствуют две мощные девонские соленосные толщи (верхнефранская и среднефаменская) и выделяются подсолевой, нижнесоленосный, межсолевой, верхнесоленосный и надсолевой комплексы или этажи дислоцированности. Они отличаются степенью дислоцированности и стилем тектоники в связи с влиянием на рифтовый тектогенез реологической расслоенности чехла и разной реакцией на геодинамические напряжения растяжения относительно жестких подсолевого, межсолевого и надсолевого и пластичных нижнесолевого и верхнесолевого комплексов.

Для консолидированного и жесткого во время рифтогенеза подсолевого комплекса, терригенного в нижней (рифей, венд, нижний–средний девон и ланский горизонт нижнего франа) и карбонатного в верхней (саргавский, семилукский, речицкий, воронежский и евлановский горизонты среднего и верхнего франа) частях, характерно большое количество разрывных нарушений типа сбросов и мелкоблоковая тектоника. Помимо субширотных рифтовых краевых разломов амплитудой до 2–4 км и ступенчатых амплитудой до 2–3 км, выделяются зоны разломов северо-восточного простирания древнего заложения и длительного развития, движения по которым проявились в рифтовую стадию, и которые представлены широкими зонами дробления, а также большое количество локальных сбросов разного простирания амплитудой десятки и первые сотни метров. В результате движений по разломам сбросового типа сформирова-

¹ Институт геологических наук (ИГН) НАН Беларуси, Минск, Беларусь

ровались ступени с северным наклоном отложений на севере и с южным – на юге и система осевых выступов в центре палеорифта. Выступы и ступени разбиты локальными согласными, чаще несогласными сбросами на мелкие блоки ступенчатого, реже горстового и грабенового строения [1, 2]. Краевые разломы прослеживаются обычно во всем чехле, ступенеобразующие разломы секут межсолевые и верхнесоленосные отложения и проявляются в надсолевом комплексе, как правило, в виде флексур, большинство локальных сбросов затухает в нижней соленосной толще, и степень нарушения разломами межсолевого комплекса на порядок и более ниже, чем подсолевого. Это связано, с одной стороны, с тем, что движения по локальным сбросам наиболее активно происходили во время накопления нижней соленосной толщи, а с другой – обусловлены их отражением флексурами в пластичной нижней соленосной толще и в вышележащих межсолевых отложениях.

Переходу от существенно блоковой структуры подсолевого к блоково-пликативной структуре межсолевого комплекса способствовал галокинез в нижней соленосной формации, мощность которой изменяется от десятков метров по периферии бассейна осадконакопления и в поднятых крыльях разломов до многих сотен метров в погруженных частях ступеней и до 1600 м и более в верхнефранских соляных массивах. Он проявился в опущенных крыльях крупноамплитудных ступенеобразующих сбросов в форме течения соли к сбросам и иногда в их поднятые крылья. В результате подсолевые и межсолевые отложения в опущенных крыльях таких сбросов имеют нередко встречное падение: подсолевые отложения погружаются вплоть до сбросов, иногда ступенчато по сбросам воздымаются при наклоне отложений в пределах блоков к сбросам, в то время как межсолевые отложения круто воздымаются к сбросам. Проявлению галокинеза в нижней соленосной толще в опущенных крыльях сбросов способствовало формирование флексур волочения в межсолевых отложениях, подстилаемых пластичной нижней соленосной толщей. В результате этого в приразломных зонах создавались участки снижения напряжений, что приводило к течению соли нижней соленосной формации в сторону разломов нередко при погружении к разломам как подсолевых отложений, так и нижней соленосной толщи. При формировании таких флексур разрыв межсолевых отложений нередко происходил не над разломами, а в их поднятых крыльях на участках их минимальной мощности, в результате чего в поднятых крыльях разломов формировались широкие зоны раздвига межсолевых отложений, ширина которых, как правило, в два раза и более превышает горизонтальную амплитуду сбросов. В эти зоны раздвига нередко выдавлена соль нижней соленосной толщи, которая образует верхнефранские соляные массивы, внедряющиеся в вышележащие соляные массивы, сложенные солью нижней, галитовой субформации верхней, среднефаменской соленосной формации и расположенные в поднятых крыльях сбросов большой амплитуды. Нижняя соленосная формация полициклическая, сложена час-

тым переслаиванием каменной соли и несолевых пород, характеризуется относительно низкой соленасыщенностью (45–52 %), поэтому галокинез в ней проявился относительно слабо и в основном во второй форме [3]: в результате срыва блоков слоистой соленосной толщи и их перемещения в ослабленные зоны разломов и раздвигов межсолевых отложений.

Верхняя, среднефаменская соленосная формация состоит из нижней, галитовой и верхней, глинисто-галитовой (калиеносной) субформаций. Нижняя субформация характеризуется высокой соленасыщенностью (85–90%). Она сложена семью ритмопачками. В основании каждой из них залегают пласты сульфатно-карбонатных пород мощностью от первых метров до первых десятков метров, а верхние части представлены пластами каменной соли мощностью от десятков до первых сотен метров в наиболее погруженных частях ступеней в четырех нижних ритмопачках. Поэтому галокинез проявился в основном в четырех нижних ритмопачках в виде послынного течения соли в мощных соляных пластах. Верхние ритмопачки галитовой субформации сложены несолевыми пластами мощностью от первых метров до первых десятков метров, которые образуют довольно жесткий каркас, и соляных пластов мощностью в первые десятки метров. Поэтому послынного течения соли в их соляных пластах не отмечается, хотя в условиях активного проявления галокинеза в четырех нижних ритмопачках они последовательно снизу вверх частично или полностью сорваны движущейся солью и также вовлечены в галокинез. Мощность галитовой субформации на участках активного проявления галокинеза изменяется от первых десятков метров в межкупольных зонах до 2–3 км в соляных массивах. Верхняя, глинисто-галитовая субформация сложена частым переслаиванием несолевых пород, в основном глин и мергелей, и пластов каменной соли небольшой мощности, при этом загрязненной глинистыми примесями, содержит пласты калийных солей, отличается невысокой соленасыщенностью (в среднем 55 %). Поэтому галокинез в ней не проявился, она находится в пластовом состоянии и выполняет межкупольные зоны, где ее мощность достигает 2 км и более, и образует нижнюю часть надсолевого комплекса, структура которого пликативная. Соляные поднятия в галитовой субформации формировались в процессе течения каменной соли в основном из опущенных в поднятые крылья сбросов и в пределах ступеней от погруженных в поднятые части. Поэтому фаменские соляные поднятия приурочены к поднятым крыльям сбросов большой амплитуды. Наиболее активно галокинез в галитовой субформации проявился во время накопления глинисто-галитовой субформации, которая по плотности мало отличается от галитовой, поэтому гравитационный фактор не играл ведущей роли в их формировании. Главным фактором галокинеза был тектонический, а именно образование зон снижения тектонических напряжений в зонах разломов, что вызывало течение каменной соли в эти ослабленные зоны [4].

Таким образом, разные секции чехла Припятского палеорифта, отличающиеся реологическими свойствами, по разному реагировали на геодинамические напряжения растяжения в процессе рифтогенеза. Жесткий подсолевой комплекс был нарушен большим количеством сбросов. В пластичных верхнефранской и среднефаменской соленосных толщах они переходили в флексуры, а дифференциация напряжений в процессе образования сбросов приводила к течению соли двух соленосных толщ в ослабленные зоны разломов с образованием приразломных соляных поднятий в опущенных крыльях разломов в верхнефранской соленосной толще и в поднятых крыльях разломов в верхнефранской и среднефаменской соленосных толщах. В связи с этим разные секции чехла Припятского палеорифта значительно отличаются стилем тектоники: существенно блоковая структура подсолевого комплекса сменяется вверх по разрезу пликвативно-блоковой нижнесоленосного комплекса, блоково-пликвативной межсолевого комплекса и пликвативной структурой верхнесоленосного и надсолевого комплексов. В результате галокинеза в двух соленосных толщах в них, а также в межсолевых и надсолевых отложениях, сформировались внутривпадинные сбросы, взбросы и надвиги нескольких генераций.

Литература

1. Горелик З.А., Айзберг Р.Е., Синичка А.М. и др. Современная структура и история тектонического развития Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1968. 204 с.
2. Тектоника Припятского прогиба / Под ред. Р.Г.Гарецкого. Минск: Наука и техника, 1979. 175 с.
3. Конищев В.С. // Докл АН БССР. 1988. Т. 32. № 1. С. 60–63.
4. Конищев В.С. Соляная тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1975. 150 с.

Е.А. Константиновская¹, Ж. Малавье²

Тектоника аккреционных орогенов: эрозия и эксгумация

При развитии представлений о геодинамике современных активных горных сооружений большое значение имеет создание региональных тектонических моделей, разработанных как на примере древних складчатых сооружений, так и с помощью методов физического и численного моделирования. В настоящей работе представлены новые данные о влиянии эрозии на процессы структурообразования и эксгумации в аккреционном клине, полученные авторами с использованием методики физического моделирования на песчаной основе [1].

Эрозия является важным фактором, влияющим на развитие эксгумации в орогенных поясах. Как было показано для горных цепей Нанга Парбат

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Лаборатория Динамики Литосферы, Университет Монтпелье 2, Монтпелье, Франция

(Пакистан), Гималаев (Непал) и Южных Альп (Новая Зеландия), процессы эрозии (речной врез, оползни, ледниковое вспахивание) могут происходить со скоростью, превышающей 5 мм/год. Пространственные вариации скорости эрозии и скорости выведения пород на поверхность в этих областях очень близки между собой. Устойчивая денудация с такой скоростью достаточна для реализации быстрого подъема и остывания пород.

На примерах горных сооружений Гималаев и Олимпийских гор (штат Вашингтон) и экспериментальных моделей изучено влияние процессов поверхностной эрозии на характер структурной эволюции в аккреционном клине. Установлено, что эрозия является необходимым условием для развития процессов эксгумации в аккреционных орогенах. Показано, что в условиях эрозии в модели клина формируются куполообразные структуры, в которых материал нижних слоев клина эксгумируется на поверхность. Геометрия разломов, контролирующая выведение вещества на поверхность, как и положение области максимального воздымания и эксгумации, различаются для аккреционного клина с высоким и низким базальным трением. Угол наклона эрозионной поверхности влияет на характер перемещения вещества через аккреционный клин и положение области максимального воздымания и эксгумации в структуре клина. Исследование структуры, этапов формирования и характера переноса материала в моделях эродируемого аккреционного клина позволяет обосновать влияние процессов эрозии на характер структурообразования, направление и скорость эксгумации в аккреционных орогенах.

Этапы деформации лабораторной модели эродируемого аккреционного клина с высоким базальным трением и уровнем детачмента (рис. 1а) могут быть сопоставлены с эволюцией Непальских Гималаев в миоцен-четвертичное время (рис. 2). На первом этапе в модели клина происходит срыв вдоль уровня пониженной прочности и формируется серия тектонических пластин в основании прото-клина (рис. 1 б). Эта стадия соответствует образованию надвига пластины Высоких Кристаллических Гималаев вдоль Главного Центрального надвига. На средних этапах эксперимента нижние слои модели образуют в тыловой части клина серию дуплексов, которые впоследствии эксгумируются в виде купола (рис. 1 в). Эта купольная структура сходна со структурами дуплекса Низких Гималаев, эксгумация которых произошла около 10 млн лет назад, после выведения и эрозии пластины Высоких Кристаллических Гималаев. На последних стадиях эксперимента происходит проградация деформационного фронта. Первая серия надвиговых пластин верхних слоев модели, полностью сорванных вдоль поверхности детачмента, испытывает латеральное сжатие и преобразуется в синформу (рис. 1 г). В зоне Низких Гималаев метаосадочные породы кембрия–мезозоя с севера перекрыты покровами гнейсов Высоких Гималаев (внешние кристаллические клипы). Проградация деформационного фронта от Главного Пограничного надвига к Главному Фронтальному надвигу произошла около 5 млн лет назад (см. рис. 2).

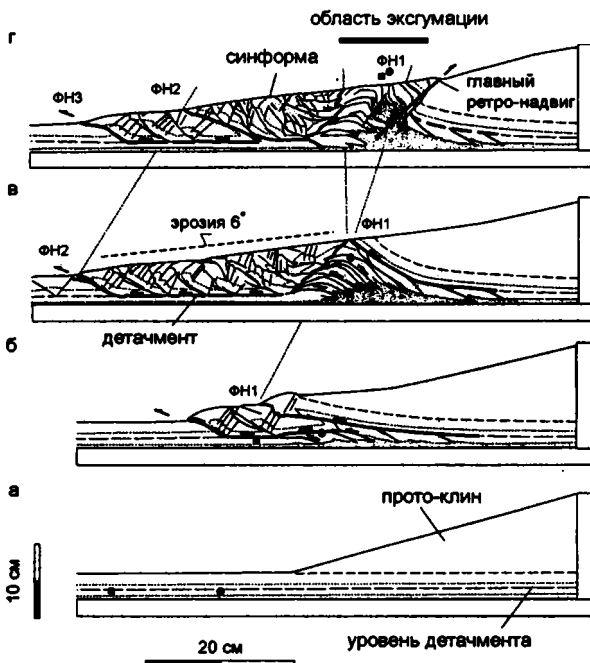


Рис. 1. Начальная форма (а) и этапы деформации (б-г) модели эродируемого аккреционного клина с высоким базальным трением и уровнем detachmenta. Маркеры (черный квадрат и кружок) показывают перемещение вещества внутри клина в процессе эксгумации. ФН – фронтальный надвиг

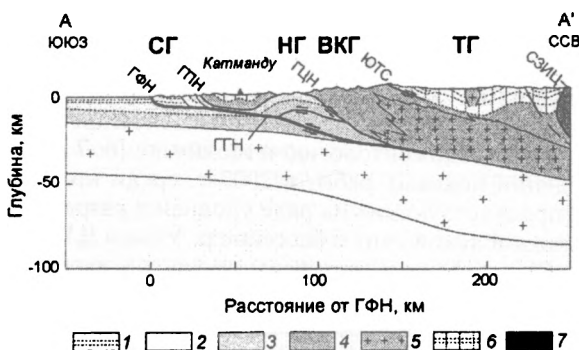


Рис. 2. Тектонический профиль (18°ССВ) через центральные Гималаи Непала на долготе Катманду, по [2]

ГФН – Главный Фронтальный надвиг, ПГН – Главный Гималайский надвиг. 1 – Суб-Гималаи, СГ, 2-3 – Низкие Гималаи, НГ: 2 – метаосадочные породы палеозоя, 3 – верхнекоровые образования Индийского кратона, 4 – Высокие Кристаллические Гималаи, ВКГ, 5 – миоценовые лейкограниты, 6 – Тетис-Гималаи, ТГ, 7 – сутурная зона Инда-Цангпо, СЗИЦ

Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке (Россия) и Министерства Образования, Науки и Технологий (Франция).

Литература

1. Malavieille J. // Bull. Soc. Geol. Fr. 1984. V. 26. P. 129–138.
2. Avouac J.P. // Advances in Geophysics. 2003. V. 46. P. 1–80.

А.Ю. Корнилова¹

Геохимические особенности кристалло-кластических туфов сылвицкой серии венда в бассейне р. Усьвы (Средний Урал)

Отложения сылвицкой серии верхнего венда слагают западное крыло Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория – крайней западной структуры Центрального Уральского поднятия [1]. Сылвицкая серия объединяет мощный комплекс терригенных осадков, который с разрывом залегает на отложениях серебрянской серии и несогласно перекрывается образованиями среднего девона или силура. Породы сылвицкой серии протягиваются широкой (6–20 км) полосой от верховьев р. Яйвы на севере до бассейна р. Сулём на юге, отделяя нижневендские и верхнерифейские осадочные и вулканогенно-осадочные образования кедровской, басагской и серебрянской серий от палеозойских толщ зоны передовых складок Урала [1].

По литологическим признакам и особенностям строения отложения серии подразделяются на четыре свиты: старопечнинскую, перевалокскую, чернокаменскую и усть-сылвицкую [1, 8]. Суммарная мощность отложений сылвицкой серии достигает 2650–2850 м. Подробное минералого-петрографическое изучение пород сылвицкой серии было выполнено в середине 1970-80-х гг. Б.Д. Аблизиним, Ф.А. Курбацкой и их соавторами [1–5 и др.]. В настоящее время основной упор в изучении этих толщ сделан на седиментологию и геохимию [6, 7 и др.].

При проведении полевых работ в 2003 г. среди красноцветных глинистых толщ, присутствующих на ряде уровней в разрезах старопечнинской (?) и чернокаменской свит в бассейне р. Усьвы Д.В. Гражданкиным (ПИН РАН, г. Москва) были встречены прослои пород, весьма напоминающие пепловые прослои, известные среди верхневендских отложений Волго-Уральской области и побережья Белого моря [7].

В дальнейшем при изучении этих прослоев было определено, что породы являются кристаллокластическими туфами и состоят из большого количества плагиоклаза (30–60 %), смешанослойного монтмориллонит-иллита (25–65 %) и небольшого количества карца и хлорита (до 5 %).

¹ Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

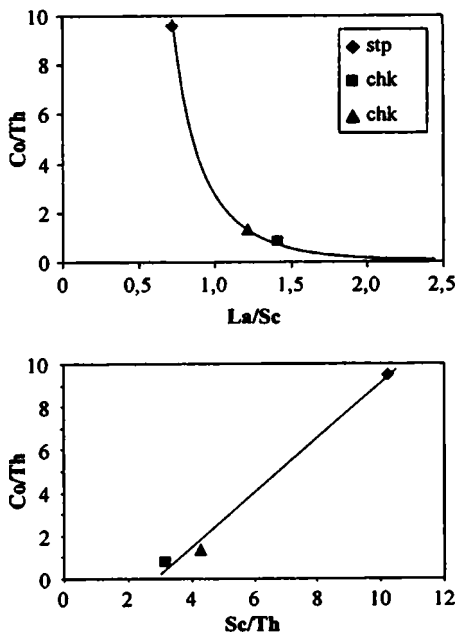


Рис. 1. Диаграммы Co/Th-La/Sc и Co/Th-Sc/Th для кристаллокластических туфов старопечнинской (stp) и чернокаменной (chk) свит сylvицкой серии венда

В данной работе приведены первые результаты геохимических исследований туфов из старопечнинской и чернокаменной свит венда Кваркушко-Каменногогорского мегантиклинория.

На диаграмме Co/Th-La/Sc (рис. 1) распределение фигуративных точек образцов туфов старопечнинской и чернокаменной свит имеет близкую к гиперболической форму. Это свидетельствует о том, что материал, слагающий туфы, поступал в осадок, по крайней мере, из двух различных источников [9]. Разброс между точками составов относительно невелик, и можно предположить, что в процессе формирования пепловых прослоев происходило смешение как непосредственно туфогенного материала основного состава, так и продуктов разрушения собственно осадочного чехла. Предположение о смешении материала из, по крайней мере, двух типов источников подтверждает и положение фигуративных точек исследованных нами проб на диаграмме Co/Th-Sc/Th , где точки составов находятся на прямой линии.

Величина отношения Ce_N/Yb_N для туфов старопечнинской и чернокаменной свит колеблется в пределах 4.8–5.8. Такое высокое значение данного отношения вполне ясно указывает на формирование туфов за счет

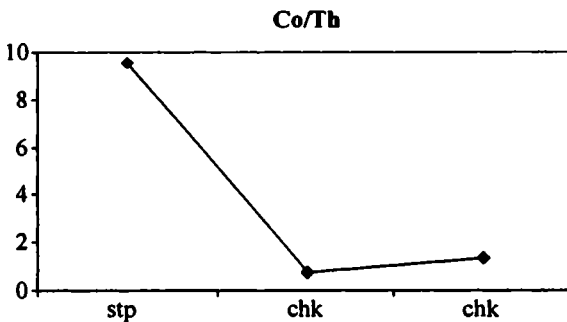


Рис. 2. Диаграмма соотношения Co/Th для кристаллокластических туфов старопечнинской (stp) и чернокаменской (chk) свит сылвицкой серии венда

пирокластики основного состава. Показательно также, что величина отношения Co/Th в туфах из разреза старопечнинской свиты значительно выше, чем в туфах из чернокаменской свиты (рис. 2). Это свидетельствует об определенной эволюции состава пирокластики с течением времени и о влиянии на процессы седиментации на ранних стадиях развития поздневендского седиментационного бассейна (старопечнинское время) не только позднерифейских и ранневендских магматических комплексов (сарановского, дворцового, шпалорезовского и др.), но и процессов основного вулканизма. Вулканические процессы, сопровождавшие более поздние стадии развития бассейна (чернокаменское время), характеризовались формированием несколько более кислой пирокластики.

Наличие в разрезах верхнего венда Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория прослоев туфов основного (андезито-базальтового?) состава и их относительно более кислых разностей дает основание предполагать, что существовавший в позднем венде в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Среднего Урала седиментационный бассейн не был сугубо платформенной структурой, а характеризовался определенной активностью тектонических процессов, возможно связанных с кадомскими событиями на Южном Урале и Тимане.

Литература

1. Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А., Курбацкий А.М. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 140 с.
2. Ключина М.Л., Пинегин Е.Ф. // Докл. АН СССР. 1961. Т. 139. № 6. С. 1432–1434.
3. Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А. // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 3. С. 74–86.
4. Курбацкая Ф.А. Корреляция терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала и условия их образования. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Пермь: Пермский госуниверситет, 1968. 25 с.
5. Курбацкая Ф.А., Аблизин Б.Д. К палеогеографии терригенных толщ верхнего докембрия западного склона Среднего Урала (западная подзона Вишерско-Чусовского антиклинория) // Геология и петрография западного Урала. Пермь: Изд-во Пермского госуниверситета, 1970. С. 109–126.

6. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Седиментационные особенности пород и условия формирования осадочных последовательностей нижней подсвиты чернокаменной свиты венда в бассейне р. Сылвица // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 70-82.
7. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Крупенин М.Т. Чернокаменная свита бассейна р. Усьва на Среднем Урале (особенности строения, седиментология, условия формирования) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 65-86.
8. Суслов С.Б., Зорин В.Н., Кинев А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-ХVII. Объяснительная записка. Пермь: Пермское государственное предприятие «Геокарта», 2002. 172 с.
9. McLennan S.M., Taylor S.R. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1984. V. 48. P. 1–13.

В.В. Коробкин¹

Классификация и структурно-вещественные признаки динамометаморфических пород главных сутурных зон палеозойд Казахстана

Важная роль в изучении истории формирования и картирования сутурных зон отводится диагностике деформированных пород, среди которых рассматриваются следующие три группы: 1) катакластические породы или катаклазиты (результат преимущественно хрупких деформаций при слабом воздействии, либо отсутствии метаморфизма); 2) динамометаморфические породы или динамометаморфиты (следствие хрупко-вязких деформаций); 3) метаморфические породы (вязкие деформации) [1–8].

Сутурные зоны характерный элемент разломно-блоковой структуры палеозойд Казахстана. Главные аккреционно-коллизийные сутурные зоны палеозойд Казахстана: Главная Уральская, Денисовская, Кокшетауская, Ишим-Нарынская, Ерментауская, Жалаир-Илийская, Майкаинская, Чингизская, Тектурмасская, Северо-Балхашская, Тастауская, Обь-Зайсанская. Главные трансформные сутуры: Ишим-Каратауская, Атасу-Олентинская, Иртышская [9].

Сутурные зоны – это зоны мегамеланжа, образованные в результате коллизии на месте конвергентных и трансформных границ Казахстанского палеоконтинента, возникшего в позднем ордовике. В этих зонах присутствуют тела офиолитов, метаморфических пород сверхвысоких давлений, а также флиша, олистостром, островодужных вулканических комплексов, т.е. образований различных геодинамических обстановок. Матриksom служит терригенный обломочный материал и динамосланцы. Структура сутурных зон несет черты длительного формирования в различных условиях давления и температуры. Ранние структурные элементы представлены тектоно-гравитационными формами в виде хаоти-

¹ Казахстанско-Британский технический университет, Алматы, Казахстан

ческой складчатости, олистолитов, олистоплак и шарьяжей, погруженных в обломочный матрикс. Более поздние структурные элементы образуют динамометаморфический структурный парагенезис [5]. Накладываясь на микситы, они формируют тектонический меланж. Кливаж вначале формируется как субпослойный, позднее – секущий крутопадающий. Преобладающее залегание главных плоскостных структурных элементов (слоистости и кливажа) может быть крутым, пологим или сложным. Для трансформных сутурных зон характерны крутопадающие структурные элементы, для коллизионных – пологие и сложно смятые с признаками многоэтапных разноплановых деформаций.

Особенность сутурных зон состоит в динамометаморфизме, преобразующем внутреннее строение и морфологию материнских пород. Вследствие дислокационного процесса в породах происходит перестройка их текстурных и структурных признаков с наложенными минеральными новообразованиями. Таким образом, возникает совершенно специфический набор динамометаморфических пород или динамометаморфитов. В поперечных сечениях эти зоны представляют пояса интенсивно кливажированных пород, включающие множество параллельных кливажу вязких разрывов, складок течения и других структурных элементов. Процессы динамометаморфизма существенно изменили горные породы, в типичном случае в динамометаморфиты, которые формируются в условиях широкого диапазона температур зеленосланцевой фации метаморфизма (преобладают низкие термические значения), при высоких односторонних напряжениях (стрессе) и воздействии всестороннего статического давления. В этих условиях образуется группа плоскостных динамометаморфитов, известная под общим названием «динамосланцы», среди которых были выделены протомилониты, милониты, ультрамилониты, филлониты, псевдотахилиты, бластомилониты. Динамосланцы возникают в результате дислокационного (динамометаморфического) преобразования, хрупко-вязкого разрушения, дробления и трансляции первичной породы. Милониты представляют собой кливажированную динамометаморфическую породу, в которой исходный размер зерен уменьшается без потери сплошности породы, с преобразованием первичной текстуры и структуры и заметной перекристаллизацией, количество новообразованных минералов варьирует от 10–15 % до 25%, размер частиц кластического материала – более 0.2 мм. Ультрамилониты содержат менее 15% минеральных новообразований, особых признаков перекристаллизации не наблюдается. Порфирокласты в ультрамилонитах обычно имеют размеры менее 0.2 мм. Филлониты являются наиболее тонко кливажированными динамометаморфитами, деформации и дифференциальное течение раздробленного вещества при их формировании сопровождаются интенсивным метаморфизмом. Выделяются также милонитовые сланцы, имеющие кливажную, тонко расслоенную, листоватую структуру. Бластомилониты представляет собой существенно перекристаллизованную метаморфическую милонитовую породу, со-

держание порфиорокласов достигает 30 %, размер которых менее 0.5 мм. На завершающей стадии развития милонитов образуются псевдотахилиты. Предполагается [3,8], что эти стекловатые черные породы могут образовываться в процессе катаклаза и плавления. Псевдотахилиты ассоциируются с милонитами, и их происхождение связывают с фрикционным нагреванием при деформациях в зонах разломов [3,7,8]. Таким образом, динамометаморфические породы (динамометаморфиты) рассматриваются как продукты хрупко-вязких деформаций в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. В этой связи ниже приведено описание главных диагностических признаков динамометаморфитов, по которым рекомендуется проводить их картирование в сутурных зонах палеозой Казахстана.

1. Кливажные плоскостные структуры устанавливаются по ориентировке минеральных новообразований (хлорита, слюд, расплюснутых зерен полевых шпатов и кварца). Толщина микролитонов (наименьшее расстояние между кливажными плоскостями) достигает значений 1–2 мм.

2. Линейность и листоватость устанавливаются по параллельной ориентировке: а) борозд и полос скольжения, б) минеральных новообразований. Линейность расположена в плоскости кливажа. Отмечаются два совмещенных, перпендикулярных относительно друг друга типа линейности, находящихся в плоскости тектонического потока. Первый тип линейности отражает направление тектонического потока, второй – ориентирован вдоль оси складки.

3. Вязкие разрывы сочетаются с пакетами мелких изоклинальных складок, представляющих собой градиентные зоны тектонического потока. Простираение и падение осевых поверхностей складок, вязких разрывов в динамометаморфитах параллельно соответственно простиранию и наклону кливажных плоскостей. Эти сочетания форм называются главной структурной триадой динамометаморфического структурного парагенезиса [5].

4. Микроскопические структуры в динамометаморфитах хорошо проявлены и выражены лепидобластовыми структурами в слюдах и хлоритах, гранобластовыми – в кварце и полевых шпатах, характерны также волнистое погасание в кварце, кинкбанды в слюдах, деформационное двойникование в плагиоклазах, ленточные кристаллы плагиоклаза и кварца.

5. В милонитах и бластомилонитах вследствие перекристаллизации зерна кварца может быть значительно больше зерен перекристаллизованного полевого шпата. Размеры минеральных агрегатов отражают термодинамические условия дислокационного процесса – чем выше термический градиент формирования динамометаморфитов, тем больший размер имеют минеральные новообразования.

6. Кливажная расслоенность в динамометаморфитах отражает процесс метаморфической дифференциации при формировании и последующем развитии тектонического потока.

7. Кливаж в материнских породах развивается как резко секущий в сутурных зонах, так и послыбно.

8. Уровень деформированности и метаморфизма пород обычно возрастает в направлении к осевой части координирующего разлома.

9. Милонитовые и филлонитовые зоны благоприятны для развития рудолокализирующих метасоматических процессов.

Литература

1. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 410 с.
2. Классификация и номенклатура метаморфических горных пород. Справочное пособие. Новосибирск, 1992. 205 с.
3. *Мертюг Д.К.* Псевдотахилиты. В кн.: Структурная геология и тектоника плит. Т.2. М.: Мир, 1991. С. 228–229.
4. *Миллер Ю.В.* Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
5. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.
6. *Паталаха Е.И.* // Докл. РАН. 1994. Т. 336, № 1. С. 84–87.
7. *Родыгин А.И.* Динамометаморфические породы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. 356 с.
8. *Сейферт К.К.* Милонитовые породы. В кн.: Структурная геология и тектоника плит. Т.2. М.: Мир, 1991. С. 55–73.
9. *Смирнов А.В., Коробкин В.В.* // Известия НАН РК. Сер. Геол. 2003. № 2–3. С. 77–88.

М.В. Коротаев¹, А.В. Ершов¹, П.А. Фокин¹

Литосферная складчатость Восточно-Европейской платформы – моделирование длинноволновых деформаций

Для неотектоники Восточно-Европейской платформы характерно наличие системы неоген-четвертичных антиклиналеподобных поднятий, перемежающихся с синклиналеподобными погружениями [2]. Длина волны таких неотектонических структур составляет около 600 км, а типичная амплитуда – около 200 метров. Эти структуры могут быть интерпретированы как малоамплитудные литосферные складки.

В принципе, горизонтально приложенная сила может привести к формированию складок за счет хорошо известного в технике механизма выпучивания, происходящего вследствие потери устойчивости плоской упругой пластины при превышении некоторого критического значения приложенной силы. Однако после появления лабораторных данных о реологии составляющих литосферу пород было показано [5], что литосфера не может деформироваться таким путем, так как значение критической силы для литосферы, во-первых, много больше величин сил, источники которых могут быть найдены в рамках тектоники плит, и, во-вторых, значительно превышает предел прочности литосферы.

¹ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

Но горизонтальные силы могут привести к вертикальным движениям в случае, если механически эквивалентная литосфере упругая плита не является изначально плоской, т.е. если ее срединная поверхность имеет некоторый изгиб еще до начала деформации. А в случае значительных неоднородностей термического режима и структуры литосферы и больших приложенных сил амплитуда вертикальных движений может достигать нескольких километров [7]. Таким образом, механизм образования общелитосферных складок может являться упругий отклик реологически неоднородной литосферы на приложение горизонтальной сжимающей нагрузки.

В данной работе методом численного эксперимента исследуется возможность применения такого механизма для объяснения синкомпрессионных волнообразных движений Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Расчет выполнен для двух этапов синкомпрессионной деформации ВЕП, для которых имеется достаточное количество информации, – неотектонического и среднедевонского (ранний эйфель, бийское время).

Деформации эквивалентной плиты под действием приложенной горизонтальной нагрузки рассчитывались путем численного решения методом конечных разностей дифференциального уравнения упругого изгиба тонкой упругой плиты с заданными смещениями и моментами на обеих границах области счета в качестве граничных условий [4].

Для проверки объяснения наблюдаемых низкоамплитудных волнообразных движений с помощью предложенного механизма был выполнен расчет реологии литосферы и ее деформации под действием напряжений сжатия вдоль профиля широтного простирания, пересекающего Восточно-Европейскую платформу в ее южной части: западная часть профиля расположена в районе Украинского щита, далее он проходит через Днепровско-Донецкую впадину, Воронежскую антеклизу, Пачелмский прогиб, Токмовский свод, Мелекесскую впадину, Оренбургский свод, Бельскую впадину, Предуральский краевой прогиб. Профиль проведен вкрест простирания структур с наибольшим перепадом амплитуды неотектонических движений.

Так, наложение сжимающей силы величиной $5 \cdot 10^{12}$ Н/м приводит к возникновению волнообразного профиля вертикальных движений с поднятиями в районах Украинского щита, Воронежской антеклизы, Токмовского и Оренбургского сводов и погружениями в районах ДДВ, Пачелмского авлакогена и Мелекесской впадины. В целом пространственная локализация и амплитуды расчетных вертикальных движений соответствуют наблюдаемым с точностью до 10 м. Это свидетельствует о том, что предложенный механизм образования общелитосферных складок за счет упругого отклика реологически неоднородной литосферы на приложение горизонтальной сжимающей нагрузки физически обоснован и дает хорошее согласие с наблюдениями.

Если это так, то ввиду универсальности предложенного механизма он должен действовать не только на неотектоническом этапе, но и в

случаях синкомпрессионных деформаций платформы, имевших место в геологическом прошлом. Для проверки этого предположения мы выполнили расчеты, аналогичные описанным выше, для раннеэйфельского (средний девон) этапа развития Восточно-Европейской платформы, так как для этого этапа существуют детальные стратиграфические и палеогеографические реконструкции, которые выявляют области поднятий и погружений, аналогичные неотектоническим [3].

Для определения локализации и оценки амплитуд предполагаемых литосферных складок использованы данные палеогеографии. Анализ тектонической обстановки на границах Восточно-Европейской платформы свидетельствует, что в бийское время платформа была подвержена воздействию напряжений сжатия, распространявшихся от Акадо-Лигерийского орогена Вариссийско-Аппалачской складчатой системы.

Расчет выполнен для двух профилей северо-западного простирания. Первый профиль проходит с северо-запада на юго-восток через современные области Балтийского щита, Московской синеклизы, Воронежской антеклизы и Донецкого бассейна. Второй – находится западнее, пересекая Балтийский щит, Польско-Литовскую синеклизу, восточные склоны Белорусской антеклизы и Припятскую впадину. Расположение профилей выбрано из условия ортогональности осей поднятий и погружений. Это направление приблизительно соосно осям главных напряжений.

Данные численного моделирования для обоих профилей хорошо совпадают с данными о положении и амплитудах областей погружений и поднятий, полученными из анализа палеогеографии. Это свидетельствует о том, что предложенный механизм синкомпрессионной деформации платформенных областей может иметь достаточно широкую применимость.

Численное моделирование реологии литосферы Восточно-Европейской платформы и ее деформации под воздействием сжимающей силы $5 \cdot 10^{12}$ Н/м демонстрирует хорошее согласие между расчетными значениями вертикальных движений и наблюдаемыми амплитудами неотектонических движений.

Численная модель деформаций литосферы для среднедевонского этапа также показывает совпадение результатов расчетов с величинами вертикальных движений, полученными на основе данных стратиграфии и палеогеографии. Таким образом, модель литосферной складчатости универсальна: она применима не только для современного этапа развития Восточно-Европейской платформы, но и для различных этапов геологического прошлого. Например, такой механизм мог действовать на Восточно-Европейской платформе для эпох деформаций в конце меланачале палеогена, в конце триаса–начале юры, карбоне–перми.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 04-05-64544). Авторы благодарны проф. А.М. Никишину за разработку идеи литосферных складок, побудившую нас заняться этой работой, а также за многочисленные плодотворные дискуссии.

Литература

1. *Коротав М.В., Еришов А.В.*, Осадочные бассейны с океанической корой в обстановке сжатия – моделирование погружения Южного Каспия, Черного и Баренцева морей. В кн.: Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Матер. XXXII тектонического совещания. Т. 1. М., 1999. С. 325–327.
2. *Николаев Н.И.* Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб 1:5 000 000. М., 1979.
3. *Фокин П.А.* Раннегерцинский этап развития Восточно-Европейской платформы: палеогеография и палеотектоника: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1998.
4. *Ershov A.V.* // *Earth Planet. Sci. Let.* 1999. V.173. P. 129–141.
5. *Stephenson R.A., Cloetingh S.* // *Tectonophysics.* 1991. V. 188. P. 27–37.

Ф.Я. Корытов¹, Д.М. Войнков², Д. Доржнамжаа³

Строение мантии и минерагения Монголии

Как известно, территория Монголии имеет весьма сложное геологическое строение и характеризуется наличием разнообразных месторождений полезных ископаемых. Это обусловлено тем, что именно здесь происходит сопряжение и пересечение разновозрастных и разнотипных структур Азии. Многие из них по своим масштабам могут быть отнесены к трансконтинентальным. Примером последних является субмеридианальная трансазийская зона глубинных разломов, «ось» которой проходит через оз. Байкал и центральную часть Монголии [1]. Названная зона отмечается геофизическими аномалиями как в земной коре, так и в мантии и ядре Земли. К ней приурочен срединно-азиатский минерагенический пояс, в котором находятся крупнейшие месторождения различных полезных ископаемых, например, алмазов (Якутская алмазоносная провинция, Россия), золота и платиноидов (Сухой Лог и др., Россия), редких земель (Баян-Обо, КНР). Этот минерагенический пояс является одним из крупнейших на Земле.

Большая часть Монголии расположена над южной частью Центрально-Азиатской области аномальной мантии [1–5].

Область аномальной мантии выявлена по временам пробега P волн от удаленных землетрясений и мощных взрывов до сейсмических станций, расположенных в Байкальской рифтовой зоне и прилегающих районах. По величинам запаздываний P волн, определены параметры этой области аномальной (низкоскоростной) мантии. Нижняя граница ее северо-восточной части погружается с севера на юг от 400 до 500 км и более. Под западной частью она опускается до 800 км. Под Центральной

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

² Государственный научный центр Российской Федерации – ВНИИГеосистем (ГНЦ РФ-ВНИИГеосистем), МПР РФ, Москва, Россия

³ Палеонтологический центр (ПЦ) МАН, Улан-Батор, Монголия

Азией на глубинах порядка 1200–2000 км обнаружена также аномальная (но уже высокоскоростная) область мантии [1]. Наличие аномалии в мантии этого региона фиксируется и методами глубинного сейсмического зондирования [3, 4]. Проекция рассматриваемой области аномальной мантии на поверхность Земли соответствует огромному по площади понижению гравитационного поля и провинции термальных вод [5]. Кроме того, Центрально-Азиатская область аномальной мантии приурочена к одноименной кольцевой структуре диаметром свыше 2000 км, которая сравнительно отчетливо выражена в геофизических полях и на космических снимках [2]. Следует указать, что земная кора над аномальной мантией (особенно над ее периферией) также обладает «аномальностью» и прежде всего весьма резкими изменениями мощности и значительной степенью ее тектонической расслоенности (наличием большого количества субгоризонтальных сейсмических границ).

Краевые части аномальной мантии на поверхности Земли трассируются системой субмеридианальных и субширотных, нередко дугообразных рудных поясов в Прибайкалье, Забайкалье, Горном Алтае, Монголии и других регионах. Эти пояса характеризуются интенсивным проявлением в них палеозойских и мезозойско-кайнозойских рифтовых структур, сопровождающихся мощным и сильно дифференцированным магматизмом. Причем позднемезозойские базальты, граниты и другие породы в этих поясах отличаются повышенным содержанием в них щелочей, воды, фтора и других элементов.

Все минерогенические пояса области аномальной мантии являются полиформационными, ибо представлены разновозрастными и разнотипными месторождениями Fe, Pb, Zn, U, Au, W, Sn, Mo, флюорита и других полезных ископаемых. Над краевыми частями области аномальной мантии в узлах пересечения разломов с кольцевыми структурами расположены все известные в этом регионе рифтогенные месторождения карбонатитов. Намечается связь возраста, масштабов, формационного состава рудных месторождений Центральной Азии с мощностью аномальной мантии и глубиной погружения ее краев. Например, все наиболее крупные рудные месторождения региона на поверхности Земли трассируют в основном краевые части аномальной мантии.

Значительная территория Монголии, размещающаяся над областью аномальной мантии, имеет большие перспективы открытия в ней новых типов месторождений золота (в том числе месторождения типа Сухой Лог и Балей, Россия и Карлин, США), платины, серебра, урана, редких земель, меди, вольфрама, бериллия, молибдена, олова, флюорита, давсонита, бокситов, фосфоритов и других полезных ископаемых, включая алмазы. Последние в Монголии уже сравнительно давно выявлены в кайнозойских базальтоидах.

Анализ различных данных свидетельствует о том, что крупные месторождения алмазов Монголии могут быть обнаружены в кимберлитах, лампроитах, метаморфических породах, а также в карбонатитах, кото-

рые распространены в ряде районов Монголии. Представляют интерес и ряд угольных, соляных и нефтяных месторождений региона, в которых возможно открытие промышленных концентраций золота, платиноидов, редких земель и других металлов.

Наиболее перспективными для поисков новых типов месторождений полезных ископаемых в Монголии являются районы, расположенные над краевыми частями аномальной мантии и приуроченные к узлам пересечения различных, прежде всего, субмеридианальных разломов с кольцевыми и вихревыми структурами.

Литература

1. Бугаевский Г.Н., Нерсесов И.Л., Рогожина В.А. Горизонтальная неоднородность верхней мантии в Центральной Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 6. С 21–27.
2. Корытов Ф.Я. Геохронология магматизма Забайкалья и Монголии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1979. № 7. С. 40–44.
3. Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Пузырев Н.Н. Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон // Геофизические исследования земной коры. М.: Наука, 1976. С. 18–25.
4. Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 22–34.
5. Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука, 1979. 104 с.

В.А. Костин¹

К выделению фиксированных «горячих точек» мантии (на примере геодинамики восточной части Балтийского щита)

Формирование континентальной литосферы восточной части Балтийского щита (ВЧБЩ) в основном протекало при плюм-тектоническом эндогенном режиме. В позднем архее (с 3,2 млрд лет) континентальная, существенно тоналитовая протокора была ареально преобразована в условиях дифференцированного режима растяжения (в контурах воздействия отдельных мантийных плюмов – Карельского и Кольского палеотектогенов) и компенсационного сжатия в межпалеотектогенной Беломорской зоне [1]. Площадь палеотектогенов в пределах ВЧБЩ порядка 170–190 км². Взаимодействие плюмов (мантийных магм, флюидов) с корой в областях расширения проявилось в дебазификации (Si-Na метасоматоз и плавление) нижнего базальтового и в ареальной палингено-метасоматической (Si-K) гранитизации верхнего, существенно тоналитового слоев коры, в образовании рассеянной системы рифтогенных разломов и формировании в них зеленокаменных структур (ЗС) с широким участием мантийного магматизма. В совокупности эти геологиче-

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

ские события в концентрированном виде с более отчетливо выраженной геотектонической позицией проявились в «горячих точках» плюмов – термальных палеодиапирх [2]. Режим сжатия определил ведущую роль динамометаморфических преобразований существенно тоналитовой протокоры. С 2,9 млрд лет на фоне ареальных плюм-тектонических преобразований стала развиваться со структурным несогласием система субдукционных линейных зон – продольных зон-разломов рифтогенной природы, параллельных границе океанической плиты с континентом, и поперечных зон трансформной природы с постепенным наращиванием эндогенной активности в этих линейных зонах и в структурных узлах на их пересечении. Произошло наложение локально-линейного субдукционного геотектонического стиля с сопутствующим шолевым и аллохтонным тектогенезом на ареальный плюм-тектонический стиль с последующим развитием (с 2,9 до 2,6 млрд лет) в условиях сложного сочетания различных эндогенных режимов с их энерговещественным потенциалом, по разному проявленных в окраинно- и внутриконтинентальных обстановках ВЧБЦ.

Мантийно-коровые термальные палеодиапиры (ТПД), как участки («горячие точки») наиболее концентрированного, более раннего и продолжительного взаимодействия головных флюидонасыщенных частей мантийных плюмов с континентальной корой, резко выделяются на общем фоне купольной области палеотектогена более интенсивным преобразованием протолита и отчетливо выраженной термоградиентной и геотектонической зональностью, свойственной проявлениям диапиризма. В пределах ВЧБЦ выделены: Водлозерский (размером $250 \times 250 \text{ км} = 60\,000 \text{ км}^2$), Северо-Карельский (более $170 \times 120 \text{ км} = 20\,000 \text{ кв км}$) и Мурманский (более $450 \times 50 \text{ км} = 22\,000 \text{ км}^2$). На их основе составлена формализованная модель ТПД, в строении которой выделяются: 1) ядро с термальным центром и наличием в слагающих его породах, обладавших релаксацией, включений глубинных пород диорит-базит-ультрамафитовой (ДБУ) ассоциации; 2) внешняя (жесткая) зона ядра с размещением в ней субрадиальных рифтогенных разломов (и развитых в них ЗС); 3) окраинно-палеодиапировые (ОПД) зоны развития динамометаморфических трондземит(-эндербит)-мафитовых мигматитов, фиксирующие внешнюю границу области диапиризма. Особое значение в строении ТПД представляет ядро. Размер его в Водлозерском ТПД оценивается примерно в $70 \times 80 \text{ км} = 5600 \text{ км}^2$, а сохранившаяся часть ядра Мурманского ТПД, рассматриваемого ранее в качестве древнего гранитоидного батолита, составляет $280 \times 50 \text{ км} = 14\,000 \text{ км}^2$. В ядре выделяется термальный центр, представляющий своеобразную «жерловую» часть энергофлюидного потока, где протекали наиболее продолжительные по времени и наиболее высокотемпературные бласто-палингенно-метасоматические процессы преобразования тонкозернистого (0,1–0,3 мм) существенно тоналитового протолита в средне-крупнозернистые (до 2–5 мм) изначально эндербиты и далее в чарнокитоиды, частью аллохтонные, завершившиеся формировани-

ем пегматитов. Во внешней зоне термального центра ядра формировались автохтонные и параавтохтонные менее высокотемпературные порфиробластические гранодиорит-гранитоидные породы. Характерной особенностью ядер ТПД является наличие включений пород ДБУ ассоциации: диоритов и базитов с повышенной титанистостью (TiO_2 до 2,1 %), сравнительно магнезиальных ультрамафитов ($MgO = 11-21$ %). В геодинамике ТПД, как «горячих точек» мантийных плюмов с наиболее высокой флюидонасыщенностью, изначально, в период наиболее активного взаимодействия флюидных систем с корой и особенно в центральных («жерловых») частях ядер ТПД, вероятно, проявлялся экстрезивно-диатремовый механизм, с чем связано перемещение в верхние срезы коры с вязкой кислой магмой включений глубинных пород ДБУ ассоциации. Позднее, с 2,8 млрд лет, при концентрированном притоке Si-K гранитизирующих флюидов («калиевый взрыв») и палингенно-метасоматическом преобразовании тоналитового протолита в гранитоиды и чарнокитоиды, вещество в ядрах ТПД достигло состояния релаксации, а проявление диапирового механизма оформило ядерную часть ТПД, представляющую в современном срезе бескорневой гранитоидный батолит. В этот период включения пород ДБУ ассоциации большей частью были будинированы. Таким образом, при позднеархейском плюм-тектоническом эндогенном режиме ядра ТПД следует рассматривать как проявление головных, наиболее флюидонасыщенных, частей («горячих точек») мантийных плюмов и как проекции в земной коре этих горячих мантийных струй, фиксирующих, по-существу, местоположение энергофлюидных мантийных очагов.

Анализ дальнейшего геологического развития ВЧБЦ показал, что несмотря на смену (с 2,9 млрд лет) ареального плюм-тектонического стиля на линейно-субдукционный, связь в системе мантия–земная кора внутри континента (Карельский домен) в областях Водлозерского и Северо-Карельского ТПД сохранялась до рубежа 1,7 млрд лет. Эти ТПД как «горячие точки» плюмов совместились с верхнеархейским субдукционным существенно амагматичным Пяозерско-Выгозерским внутриконтинентальным поясом и нижнепротерозойским рифтогенным Куолярви-Онежским поясом. В пределах этих поясов самая высокая эндогенная активность и рудогенез проявились в областях этих ТПД. В пределах последних разместились все палеопротерозойские платиноносные расчлененные базит-гипербазитовые плутоны, образовались крупнейшие осадочно-вулканогенные структуры (Онежская и Куолярвинская) и сформировались крупные рудные узлы (Онежский и Северо-Карельский).

На окраине континента (Кольский домен) верхнеархейский субдукционный вулcano-плутонический Норвежско-Кейвский окраинно-континентальный пояс несколько сместился к юго-западу от центра ядра Мурманского ТПД, а нижнепротерозойский, существенно вулканогенный Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс заложился еще дальше к юго-западу, и уже в срединной части этого пояса образовался центр самой высокой и продолжительной (от 2,45 до 0,35 млрд лет) эндогенной

активности и рудогенеза. В области этого центра разместились все палеопротерозойские платиноносные расслоенные плутоны, большая часть палеозойских ультраосновных-щелочных массивов (Хибинский, Ловозерский, Кургинский и др.), образовалась крупная нижнепротерозойская осадочно-вулканогенная Имандра-Варзугская структура и сформировался крупнейший в Кольском домене Центрально-Кольский рудный узел. Если исходить из установленного на примерах Водлозерского и Северо-Карельского ТПД стабильного (фиксированного) положения мантийных «горячих точек», то за период с 2,9 до 2,45 млрд лет Кольская литосферная плита переместилась к северо-востоку, «горячая точка» мантии спроектировалась в сотне км к юго-западу от ядра Мурманского ТПД, и уже через эту «горячую точку» заложился нижнепротерозойский Печенгско-Варзугский рифтогенный пояс и палеозойская Контозерско-Хибинско-Вуориярвинская трансформная зона, на пересечении которых, в структурном узле, сформировался центр интенсивной и самой продолжительной эндогенной активности и рудогенеза. За этот период литосферная плита Карельского домена не претерпела заметных перемещений, а на границе ее с литосферной плитой Кольского домена в палеопротерозое стал развиваться Кандалакшский рифт, в зоне которого в этот период проявился самый интенсивный в пределах ВЧБЦ дайковый лерцолит-габбро-норитовый магматизм [3].

Такая геодинамика ВЧБЦ определенно свидетельствует о существовании стабильных (фиксированных) мантийных очагов («горячих точек» мантии), периодически, на протяжении длительного времени генерирующих флюидно-магматические струи адвективного характера. Выявилась огромная, еще неполностью оцененная роль фиксированных мантийных «горячих точек» в геодинамике литосферы и появилась реальная возможность их использования для реконструкции перемещения литосферных плит уже в раннем докембрии. В геодинамике ВЧБЦ с фиксированными мантийными «горячими точками» связано: 1) в позднем архее – развитие плюм-тектонического эндогенного режима и ТПД с экструзивно-диатремовым и завершающим термально-флюидно-диапировым механизмом развития; 2) формирование древних (бескорневых) гранитоидных батолитов; 3) геотектоническое участие в развитии разновозрастных рифтогенных структур; 4) развитие центров интенсивной эндогенной активности; 5) формирование крупных телескопированных рудных узлов с разновозрастной и разноплановой металлогенией; 6) в раннем архее – предполагаемое участие в формировании континентальной (серогнейсовой) коры в качестве центров нуклеаров.

Литература

1. Костин В.А. Новая концепция геодинамической эволюции восточной части Балтийского щита в позднем архее // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Матер.межд.конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. С.71–74.

2. Костин В.А. Термальные палеодиapiro – уникальное явление позднеархейской эволюции литосферы и индикатор эндогенного режима плюм-тектоники. Там же. С. 74–75.
3. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

С.Л. Костюченко¹

Геодинамические аспекты эволюции северной окраины Восточно-Европейского кратона по данным глубинного геофизического изучения

Комплексная интерпретация материалов, полученных разными методами геофизических исследований, обеспечивает распознавание основных типов тектонических структур земной коры и расшифровку наиболее значимых процессов геологической истории. В работе использованы результаты обобщения сейсмических данных глубинного зондирования рефрагированными и широкоугольными отраженными волнами (ГСЗ) и обменными волнами землетрясений (МОВЗ), а также сейсмоплотностного и магнитометрического моделирования земной коры, выполненного в ФГУП ЦРГГИ ГЕОН им. В.В.Федынского в период с 1985 г. по 2003 г. и сейсмического профилирования методом общей глубинной точки (ОГТ), полученные ФГУП «Спецгеофизика» и «Севергеофизика» (ранее «Печорагеофизика»), до 2002 г. включительно. Исследования проведены для территории Кольско-Карельской части Балтийского щита, перикратонного Мезенского осадочного бассейна (синеклизы) и прилегающих к нему структур Тимано-Печорской провинции.

Тектонические преобразования литосферы в обстановках сжатия отражаются в увеличении мощности консолидированной коры, наличии в ней ассоциаций совмещенных террейнов, присутствии аллохтонных пакетов и тектонических чешуй, распознаваемых по особенностям структуры, степени насыщенности магнитоактивными телами, вариациям их параметров и ориентировки, а также наличия глубинных нарушений. Обособленные участки увеличенной мощности нижней части коры и аномальные сейсмоплотностные неоднородности в верхней мантии свидетельствуют о проявлениях плюм-тектоники и андерплейтинга. Рифты и эксгумация средне-и нижнекоровых пород служат показателями процессов растяжения.

В пределах Кольской части Балтийского щита геофизические образы раскрывают геологические события, начиная с позднего архея. Данные ГСЗ-МОВЗ свидетельствуют, что Мурманский террейн надвинут на Центрально-Кольский композитный блок, который в своей верхней части представлен пакетом совмещенных тектонических пла-

¹ ФГУП ЦРГГИ ГЕОН им. В.В.Федынского, Москва, Россия

стин. Пологая зона надвига (Мурманский разлом) контролирует положение архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья. В основании пакета пластин в интервале глубин 9–12 км располагается зона тектонического расслоения, маркируемая пониженной скоростью продольных и поперечных волн (волновод) и плотности при низком значении соотношения продольных и поперечных волн (до 1,66). Северо-западный участок волновода может служить магмагенерирующим источником для раннепротерозойских гранодиоритовых куполов Лицко-Арагубского комплекса. Кейвский террейн резко выделяется мощностью земной коры, которая близка 38 км. Возраст реперных образований террейна оценивается как архейский, с этим же рубежом связывается его аккреция к остальным архейским элементам щита [1]. Сквозь-коровый сдвиг, ограничивающий террейн с северо-северо-запада, проникает до поверхности Мохоровичича, на которой фиксируется суб-вертикальное смещение амплитудой до пяти километров (от 42–43 км до 37–38 км). Этот же разлом контролирует размещение палеозойских Ловозерского и Хибинского нефелиновых массивов. Поддвиг Кейвского террейна под Имандра-Варзугскую зону маркируется погружением Панской интрузии, залегающей на Кейвском террейне, в южном направлении до глубины около 10 км на расстояние более 20 км, по данным сейсмических наблюдений ГСЗ-МОВ [2].

Геофизическую аргументацию геодинамических обстановок имеют раннепротерозойские образования Карельской части щита. Коллизионный генезис Ладожско-Ботнической зоны, располагающейся на границе между палеопротерозойским Свекофенским доменом (Финляндия) и архейской Карельской провинцией сопровождается увеличением мощности коры до 60 км. Приуроченность к ней алмазоносных серий Карело-Финского региона свидетельствует о дополнительных верхнемантийных источниках роста коры. Комплексная интерпретация данных ГСЗ и ОГТ на профиле Кемь-Калевала (Ухта) [3] свидетельствует о рифтовой природе Шомбозерской структуры. Под вулканогенно-терригенным раннепротерозойским комплексом, ограниченным листрическими разломами, на глубинах от 15 км до 25 км локализуется внутрикоровая магматическая камера, маркируемая участком сейсмической прозрачности со скоростными параметрами 6,5–6,6 км/с. Последующие процессы регионального сжатия выражены надвиганием на борта рифта Центрально-Карельского террейна с запада и Беломорского террейна с востока. Рифтовый генезис Шардозерской структуры в юго-восточной части Ветренного пояса доказывается вулканогенно-терригенным составом грабенового комплекса общей мощностью около 5-ти км, присутствием под ним в средней и нижней коре участка увеличенных скоростей (на 1,0–1,5 км/с для Р-волн и на 0,2–0,3 км/с для S-волн по отношению к окружающим районам) за счет внедрения магматических масс, а также наличием высокоскоростной «рифтовой подушки» в основании коры (7,4 км/с для Р-волн и 4,37–4,41 км/с для S-волн).

В Мезенской синеклизе мощность земной коры варьирует от 32 км до 46 км. Утонение коры отражает стадию доплитного эпиконтинентального рифтогенеза рифейского возраста. По результатам работ ОГТ, рифтовые отложения накапливались в глубоких (до 7,0–10,0 км) полуграбенах [4]. Восточные борта грабенов определяются разломами, наклоненными в западном направлении и, по всей вероятности, сходящимися в области средней и нижней коры в зону главного detachmenta. Процессы хрупкого растяжения сопровождались внедрением в среднюю часть коры магматических масс, маркируемых скоростями продольных волн от 6,7 км/с до 7,0–7,2 км/с [5]. Растяжение в грабенах носило преувеличенный характер и периодически сменялось площадным морским осадконакоплением (модель Р.Б.Сапожникова на основе анализа сейсмофаций). Последующее сжатие, маркируемое региональной эрозией, произошло в верхнем венде.

Интенсивное растяжение прогнозируется для северо-восточной окраины кратона, протягивающейся вплоть до Припечорского разлома. Происходившее здесь в рифее осадконакопление отвечало условиям континентального склона на юго-западе и морским условиям на северо-востоке [6]. По материалам ГСЗ, на профиле Белое море–г. Воркута под осадочным бассейном располагалась утоненная до 20 км консолидированная кора со скоростями сейсмических волн в кровле 6,15–6,3 км/с. Геофизические параметры структуры отвечают эпиконтинентальному окраинному бассейну. С востока бассейн ограничивала островная дуга [7, 8].

Возникновение региональных субгоризонтальных напряжений на краю платформы связывается с поглощением океанической коры и последующей коллизией между Денисовско-Хорейверским континентальным блоком и Припечорской островной дугой [8]. Эти напряжения привели к погружению части островной дуги под зону коллизии с формированием линейного утолщения земной коры до 46 км и вызвали дислокацию комплексов окраинного моря и их перемещение с востока на запад на континентальную окраину с образованием надвиговой структуры Тиманского кряжа, запечатленной в образах ОГТ [9]. Эти же геодинамические обстановки рассматриваются в качестве источника одновозрастных компрессионных событий в Мезенской рифтовой системе.

Литература

1. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б. Кейвский террейн в Кольском раннедокембрийском коллизии: новые геохронологические данные и интерпретации. В кн.: Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. Тез.докл. М.: ГЕОС, 2000. С. 332–334.
2. Литвиненко И.В., Платоненкова Л.Н., Сипарова Ю.А., Анкундинов С.А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклинирной зоны. В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 96–103.
3. Berzin, R.G., Yurov, Yu. G., Pavlenkova, N.I. // Tectonophysics. 2002. V. 355. P. 187–200.
4. Сапожников Р.Б., Ченборисова Р.З., Берзин Р.Г. и др. // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 32–35.

5. Kostyuchenko, S.L., Egorin, A.V., Solodilov, L.N. // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 9–28.
6. Olovyanishnikov V.G., Siedlecka A., Roberts D. // NGU-BULL. 1997. V. 433. P. 28–29.
7. Белякова Л.Т., Степаненко В.И. // Известия РАН. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106–117.
8. Костюченко С.Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. В кн.: Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы международного совещания «Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов». М.: Фонд «Наука России» Гео-инвэкс, 1994. С. 121–133.
9. Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург, УРО РАН, 2002. 270 с.

Г.Г. Кочемасов

Волновая тектоника Земли и ее отражение в разнообразии природных алмазов

Широко распространенные на поверхности Земли алмазы мантийного происхождения отличаются разнообразием форм, размеров, микроструктур, цветов, физических свойств, примесей. В то же время отдельные алмазные провинции и трубки характеризуются определенным набором этих свойств, отличающим их от других провинций и алмазных тел. Общим для провинций является их приуроченность к древним платформам и щитам, но при этом сами эти тектонические образования находятся в «неравных» условиях в гетерогенной литосфере, что и позволяет наметить связи между этими условиями и характером алмазов (рисунок) [1, 2]. Гетерогенная литосфера, состоящая из тектонических блоков разной мощности и состава, имеет глубокие корни, уходящие в низы мантии и запечатленные с инверсией в волнообразном регулярном рельефе границы ядро–мантия [3]. Волнообразная регулярность, пронизывая все тело Земли, наиболее масштабное выражение находит в тектонической дихотомии – делении земного шара на две неравные половины: опущенное западное Тихоокеанское полушарие и поднятое восточное, континентальное. Это грандиозное явление, свойственное всем небесным телам, есть результат коробящего действия наиболее длинной и амплитудной в любой сфере фундаментальной волны 1 длиной $2\pi R$ (R – радиус тела). Возникновение коробящей все сферы волны связано с движением небесных тел по некруговым орбитам, вызывающим вследствие периодически меняющихся ускорений волны, распространяющиеся во вращающихся телах в 4-х направлениях и приобретающие стоячий характер. Свойством волны является «украшение» ее обертонами, первый из которых – волна 2 длиной πR – наиболее заметна. На Земле, как и на других телах, четко выделяются в разной степени поднятые и разделяющие их в разной степени опущенные тектонические блоки-секторы. Правильно чередуясь, они группируются вокруг 6-ти вершин октаэдра: 1. Экв. Атлантика – 2. Н. Гвинея; 3. Памир-Гиндукуш –

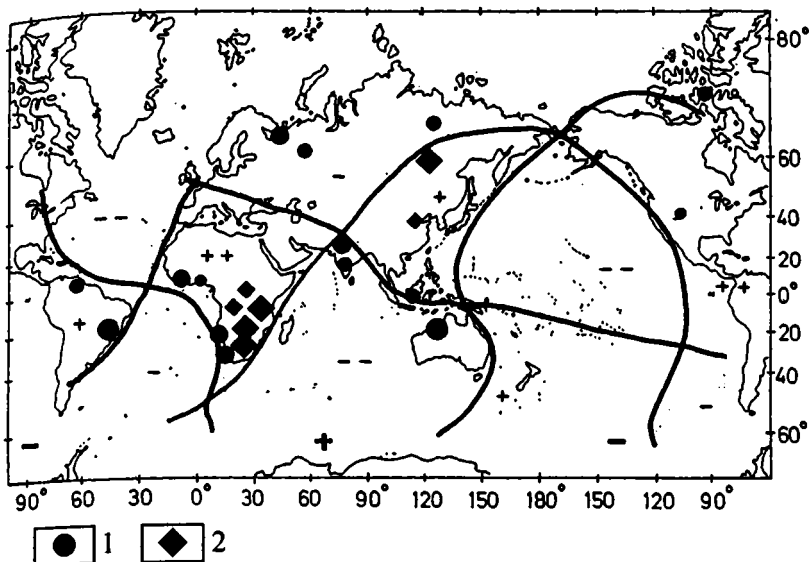


Рис. Тектонические секторы и месторождения алмазов

1 – преимущественно кимберлиты и/или октаэдрические алмазы; 2 – преимущественно лампроиты и/или округлые алмазы

4. О. Пасхи; 5. Берингов пролив – 6. О. Буве. Грани земного структурно октаэдра определяют взаимное расположение, форму и размер основных тектонических «кирпичиков» планеты: континентов и океанов (в опущенном тектоническом сегменте – подводных поднятий и котловин). Поднятые (+) и опущенные (-) грани-секторы (например, Антарктика–Арктика, Африка–Восточная котловина) антиподальны.

Коробление фундаментальной волной и ее обертонами осложняется короблением индивидуальными волнами, длины которых обратно пропорциональны орбитальным частотам. На Земле с ее орбитальной частотой 1/1 год длина этой характеристической волны – $\pi R/2$ (на Марсе – πR , Венере – $\pi R/3$ и т. д.). Вписываясь в большой планетарный круг (экватор) 4 раза, она производит 8 чередующихся (+/-) тектонических гранул – зерен размером $\pi R/4$ [3]. Важнейшим следствием тектонического коробления вращающегося небесного тела является меняющаяся плотность его тектонических блоков. Требование сохранения угловых моментов разноразмерных блоков (сегментов, секторов, зерен) в едином вращающемся теле может быть выполнено только изменением их плотностей (при постоянной угловой скорости изменение планетарного радиуса – подъем или опускание – компенсируется меняющейся плотностью – уменьшение или увеличение). Необходимость «подстройки» плотностей на разноразмерных блоках касается всех объектов живой и неживой природы.

Одним из таких объектов является алмаз и вмещающие его породы. Известно два типа пород, выносящих на поверхность из глубин мантии (> 100–200 км) алмазы: кимберлиты и лампроиты. Первые относятся к ультраосновным породам, вторые – ближе к щелочным базальтам. Железистость ($FeO_{\text{общ}}/MgO$, что является показателем плотности) лампроитов выше (~ 0,55), чем кимберлитов (~ 0,35). Оказалось, что лампроитовый магматизм с характерной для него морфологией алмазов (додекаэдрический, округлый, кривогранный) тяготеет к опущенным тектоническим блокам (сегменту, секторам), а кимберлитовый с характерной для него морфологией алмазов (плоскогранные октаэдры) – к поднятым [1, 2].

Открытые позже округлых бразильских южноафриканские октаэдровидные алмазы оказались непохожими на них, хотя древние платформы двух континентов имеют, на первый взгляд, много общего. В действительности Америка и Африка принадлежат двум принципиально различным антиподальным полушариям: западному опущенному и восточному поднятому. С опущенным сегментом ассоциируют округлые алмазы (Бразилия, Венесуэла), с поднятым – октаэдрические (Африка, Якутия). Дальнейшие открытия детализировали картину распределения алмазов и алмазоносных пород в поднятом восточном полушарии – сегменте, состоящем из поднятых и опущенных секторов. Округлые алмазы оказались характерными не только для Бразилии (где первичные алмазоносные породы неизвестны), но и для месторождений Австралии, Беломорья, Тимано-Урала, западного побережья Африки. Октаэдрические алмазы, кроме Африки, широко представлены в Якутии. Итак, с опущенными Евразийским, Индоокеанским, Атлантическим секторами связаны лампроиты и округлые алмазы, с поднятыми Африканским и Азиатским – кимберлиты и плоскогранные октаэдры.

Есть два ярких примера, когда алмазоносная провинция пересекает границы разноуровневых секторов. Северная часть Якутской провинции простирается в пределы опущенного Евразийского сектора, и это отражается на типе алмазоносного магматизма и морфологии алмазов – появляется лампроитовая тенденция. В южной Африке переход высоко поднятого Африканского сектора в опущенный Южно-Атлантический меняет октаэдрический габитус алмазов на округлый. О чем говорит отчетливая тенденция к смене морфологии алмазов? Один и тот же объем алмаза, «упакованный» в сферу, имеет меньший габитус, чем «упакованный» в октаэдр. Это и есть выполнение физического требования более плотного заполнения пространства блока уменьшенного радиуса (при условии, что серпентинизированная вмещающая порода менее плотная, чем алмаз).

Доля ювелирных алмазов среди округлых камней выше, чем среди плоскогранных, первые при этом в среднем менее крупные. Это относится к Бразилии, ЮЗ Африке, Австралии, Индонезии, Архангельской обл., Уралу. Твердость округлых алмазов Австралии и Калимантана заметно повышена по сравнению с твердостью кимберлитовых алмазов

Африки. Алмазы кимберлитов изотопно более тяжелые, чем алмазы лампроитов, так как первые представляют более глубокую мантию (но часть алмазов типа IIa принадлежит к промежуточному изотопическому составу). Примесь азота, очень характерная в алмазах (дефекты C, A, B₁, B₂ и др.) и «утяжеляющая» кристалл углерода, ведет себя вполне закономерно. Она минимальна в африканских алмазах (наиболее поднятый сектор) – типы IIa, IIb физической классификации, – и существенна в якутских (умеренно поднятый сектор) – тип Ia. Не случайно, что только в Африке есть полупроводниковые голубые алмазы с бором – тип IIb. Бор, в отличие от азота, уменьшает плотность кристалла углерода. Якутские алмазы в целом обогащены азотом (тип Ia), но в то же время для них характерно повышенное содержание наиболее чистых малоазотистых алмазов типа IIa (тенденция поднятых секторов) [5].

Удельный вес алмазов довольно постоянен ($3,515 \text{ г/см}^3$), но «довольно высокие значения уд. веса указывались для австралийских алмазов» [4]. Кристаллы типа Ia (обогащенные азотом) имеют более высокие значения уд. веса, чем кристаллы типа II [4]. Один кристалл из Бразилии – 3,521, из Индии – 3,522 [4]. Розовые алмазы – визитная карточка месторождения Аргайл (Австралия) – имеют очень высокие содержания азотных А-дефектов (до 10^{21} см^{-3}). Голубые алмазы – визитная карточка Африки (Премьер, Цвартругенс) – имеют высокие содержания акцептора бора (типично $(1-5) \cdot 10^{16}$, но иногда до 10^{20} см^{-3}). Плотность малоазотных алмазов типа IIa (3,5150) несколько ниже, чем азотсодержащих алмазов типа Ia (3,5154) [5].

Алмазы в оболочках (IV разновидность по [6]), имеющиеся в Якутии и Африке (визитная карточка алмазов Заира), являются октаэдрами, покрытыми волокнистыми оболочками. Плотность алмазной оболочки самая низкая среди всех монокристаллов алмаза. Общая концентрация азота в ней ниже, чем в ядре. Эти особенности говорят о тенденции уменьшения плотности алмаза. По морфологической классификации алмазов [6], разновидности I и IV типичны для центральной Якутии (октаэдрические кристаллы – визитная карточка м-ий Якутии), а разновидности II и V (кубы, переходные формы между октаэдром и ромбододекаэдром) – для севера провинции. Разновидность I богата азотными дефектами, а разновидность II, встречающаяся редко в россыпях Урала, Приленской и Анабарской областей, бедна азотом (не более 0,03 ат.%). В то же время разновидность V, часто встречающаяся в россыпях Приленской и Анабарской областей, имеет концентрации А-дефектов от средних до почти предельных, их отличительной особенностью является увеличение концентрации азота до 10^{21} см^{-3} (то есть > 0,5 ат.%) в периферийных частях кристалла, обогащенных включениями [5]. В целом примесь азота к атомам углерода на севере провинции составляет 0,2–0,3%, что говорит о тенденции увеличения плотности.

Итак, увеличение плотности опущенного блока осуществляется на разных масштабных уровнях строения материи: растёт плотность вме-

щающих пород (лампроиты, эклогиты вместо кимберлитов, перидотитов), становится более плотной «упаковка» кристаллического углерода в породе (сферы вместо более габитусных октаэдров), растет плотность алмазов (только за счет азотных включений или также путем уплотнения самой алмазной решетки?). Поведение изотопов углерода, казалось бы, подчиняясь правилу Ле Шателье, препятствует этому процессу (изотопно тяжелый углерод в алмазах кимберлитов), но данные об относительно изотопно легком углероде в алмазах Африки могут поставить под сомнение этот вывод.

Литература

1. *Кочемасов Г.Г.* Свойства алмазов из тектонически контрастных блоков-секторов Восточного полушария Земли. В кн.: Роль минералогии в развитии минерально-сырьевой базы благородных металлов и алмазов XXI века: Тез. докл. годичной сессии Всероссийского минерал. общ. (Московское отд.). М.: 1998. С. 50–52.
2. *Кочемасов Г.Г.* Уральские алмазы, их место в секторной структуре алмазоносности континентального полушария Земли. В кн.: Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Материалы Всероссийского совещ., 24–26 апр. 2001. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 15–17.
3. *Kochmasov G.G.* // *Global Tectonics and Metallogeny*. 2003. V. 8. № 1–4. P. 209–212.
4. *Смит Г.Ф.Г.* Драгоценные камни. М.: Мир, 1980. 586 с.
5. Природные алмазы России. Научно-справ. изд. Под ред. В.Б. Кваскова. М.: Полярон, 1997. 304 с.
6. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. М.: Наука, 1973. 224 с.

В.С. Кравцов¹, В.Ф. Белый², В.Ю. Алексеев¹

Региональная геолого-структурная позиция золото-серебряного месторождения Купол (Западная Чукотка, Россия)

Месторождение Купол находится в бассейне верхнего течения р. Анадырь при слиянии рек Мечкерёва и Кайемраваам в краевой части внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Приурочено к разлому меридионального простирания. Рудное поле площадью около 1 км расположено в пределах локального вулканотектонического поднятия, сложенного альб-сеноманскими средними и основными эффузивами. Параметры месторождения и содержание полезных компонентов в рудах позволяют рассматривать его в качестве потенциального крупного рудного объекта. Выяснение позиции месторождения Купол в региональных геологических структурах и металло-

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

² Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт (СВКНИИ) ДВО РАН, Магадан, Россия

генических поясах и зонах даёт дополнительный материал для понимания условий формирования крупных и суперкрупных золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском и других вулканогенных поясах. В районе месторождения по простиранию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса с юго-запада на северо-восток на сравнительно коротком расстоянии происходит смена существенно базальт-андезитового типа разреза эффузивов Анадырского сектора (гомодромная последовательность) на существенно риолит-дацит-андезитобазальтовый тип разреза Центрально-Чукотского сектора (антидромная последовательность).

Особенности строения внешней зоны ОЧВП в этом районе отражают различия в строении её фундамента. В Анадырском секторе внешняя зона наложена на структуры Олойской складчатой системы мезозоид, которая на орогенной стадии в поздней юре–апте испытывала по преимуществу депрессивный тип развития, сопровождавшийся интенсивным андезито-базальтовым вулканизмом. В Центрально-Чукотском секторе фундаментом внешней зоны ОЧВП является Чукотская складчатая система (пассивная окраина–шельф Арктического палеоконтинента), охваченная в позднем триасе общим поднятием и мощным гранитоидным магматизмом [1, 2].

Олойская и Чукотская складчатые системы разделены Южно-Аньюйской зоной, происхождение и развитие которой трактуется с разных геотектонических позиций различно (рифтогенный прогиб, сутура след закрывшегося океана). Продолжение Южно-Аньюйской зоны под внешней зоной ОЧВП фиксирует смену типов разрезов вулканитов Анадырского и Центрально-Чукотского секторов.

Эффузивы внешней зоны ОЧВП в районе месторождения подстилаются вулканогенно-осадочными апт-раннеальбскими молассовыми отложениями позднеорогенного этапа развития мезозоид, которые с несогласием залегают на позднеюрских-неокомовых отложениях юго-восточного фланга Южно-Аньюйской зоны. Молассовый комплекс представлен терригенными угленосными отложениями с прослоями андезито-базальтов, андезитов и их туфов (айнахтургенская и чимчимельская свиты). Прогиб восточного фланга Южно-Аньюйской зоны выполнен позднеюрскими кремнисто-спилитовыми и терригенно-вулканогенными (базальты, риолиты) образованиями и берриас-валанжинскими флишоидными отложениями, которые далее на юго-восток перекрываются апт-раннеальбской молассой [4]. В качестве фундамента структур Южно-Аньюйской зоны, по И.И.Подгорному и др. [5], выступают палеозойско-мезозойские отложения пассивной окраины Чукотского «микроконтинента».

Месторождение Купол располагается на продолжении глубинного разлома, отделяющего юго-западное крыло прогиба Южно-Аньюйской зоны от цепи поднятий – Яракваамского и Уямкандинского, первое из которых входит в состав выделявшегося ранее Яблонского жесткого массива.

Рудоносной в районе месторождения Купол, по С.Ф.Стружкову, рассматривается позднемеловая андезит-игнимбрит-гранодиоритовая вулканоплутоническая ассоциация, объединяющая андезиты, игнимбриты и туфы риолитов, риодацитов и субвулканические тела поздней стадии развития ОЧВП.

В распределении многочисленных меловых гранитоидов Анюйской и Чаунской зон Чукотской складчатой системы отчетливо проявлен линейно-ареальный характер. В пределах складчатых мезозоид и ОЧВП выделяются протяженные пояса гранитов и гранодиоритов двух направлений – северо-западного и северо-восточного. В некоторых поясах отмечается закономерный переход ареалов гранитоидов раннемелового возраста, развитых в складчатых мезозоидах, в ареалы позднемеловых гранитоидов в границах ОЧВП. Месторождение Купол располагается на северо-восточном фланге одного из таких поясов взаимосвязанных ранне- и позднемеловых гранитоидов, пересекающего структуры Южно-Анюйской зоны и Охотско-Чукотский пояс в полосе сочленения разрывов вулканитов Анадырского и Центрально-Чукотского секторов.

Золото-кварцевое оруденение в мезозойских толщах также группируется в протяженные пояса, территориально совпадающие с гранитоидными поясами. Золото-серебряное оруденение в границах ОЧВП концентрируется в линейных поясах и зонах, тяготеющих к его периферийным частям. Устанавливается переход золото-кварцевого оруденения одного из рудных поясов Западной Чукотки в зону золото-серебряного оруденения, пересекающую ОЧВП. Месторождение Купол находится в рудной зоне северо-восточного простирания, прослеживающейся вдоль западного края ОЧВП. В структурном плане продолжением этой зоны в Центральной Чукотке может являться рудный район в среднем течении р. Паляваам (месторождения Сопка Рудная, Северо-Восток и др.).

Ареальный характер развития гранитоидов, золото-кварцевого и золото-серебряного оруденения в складчатых мезозоидах обусловлен влиянием внутренних дислокаций локальных концентрических структур ядра орогенного Анюйского свода, а в границах ОЧВП – вулканоплутоническими центрами, представляющими один из главных типов вулканотектонических структур пояса [3]. Вулкано-плутонические центры фиксируются концентрическими и дугowymi зонами, в которые группируются позднемеловые субвулканические тела риолитов.

Район месторождения располагается на восточном замыкании одной из наиболее интенсивных отрицательных гравитационных аномалий, территориально совпадающей с восточной частью Южно-Анюйской складчатой зоны, в пределах интенсивной локальной положительной магнитной аномалии.

Комплексный анализ геологических, геофизических, космогеологических и морфоструктурных данных позволяет выделить в регионе, охватывающем Чукотскую складчатую систему, Олойский прогиб, ОЧВП и частично Анадырско-Корякскую область, системы разрывных дислока-

ций, объединяющиеся в пояса глубинных разломов и линеаментов северо-западной, северо-восточной, меридиональной и широтной ориентировки. Золото-кварцевые и золото-серебряные рудные пояса, зоны и месторождения отчетливо контролируются глубинными разломами. Наиболее продуктивными среди них в этом плане являются глубинные разломы, фиксируемые значительными градиентами поля силы тяжести и линейными зонами интенсивных положительных магнитных аномалий. К ним, как правило, приурочены золоторудные районы, узлы с крупными месторождениями. Золото-серебряное месторождение Купол находится в узле пересечения всех выделенных в регионе глубинных разломов разной ориентировки.

Проведенный анализ геологического строения Чукотской складчатой системы и Олойского прогиба позволяет на основании благоприятных для рудообразования признаков выделить районы, перспективные для поисков золото-серебряных месторождений. Таковыми, в частности, являются районы, расположенные в верховьях рек Яблон и Олой и Паляваам.

Литература

1. *Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 171с.
2. *Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского пояса. Магадан, 1994. 75 с.
3. *Кравцов В.С., Тамсон И.Н., Кочнева Н.Т., Алексеев В.Ю.* Вулкано-плутонические центры – типоморфные структуры мезозойских вулканогенных поясов Востока России. Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 787–792.
4. Магматизм и оруденение Северо-Востока России: Памяти П.П. Лычагина. Магадан, 1997. 353 с.
5. *Подгорный И.И., Бондаренко Г.Е., Лейер П. и др.* Тектоническая интерпретация комплексов Южно-Анхойской сутуры (Северо-Восток России) по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Тез. докл. Т. 1. Магадан. 2003. С. 121–125

Т.С. Краснова¹

Структура ультрамафит-мафитовых парагенезов как отражение тектонических процессов в складчатых областях (на примере офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау)

Кузнецко-Алатауский регион, входящий в состав Алтае-Саянской складчатой области, характеризуется типичным блоковым строением, обусловленным развитием двух доминирующих систем геологических структур. Здесь фрагменты венд-раннекембрийской офиолитовой ассоциации формируют пояс, протягивающийся вдоль главного глубинного линеамента, для северной ветви которого фиксируется северо-западное

¹ Томский государственный университет (ТГУ), Томск, Россия

простираение. Однако на фоне общего поясового распределения они обнаруживают признаки вторичной тектонической дезинтеграции с формированием субмеридиональных линейных гипербазитовых тел и зон серпентинитового меланжа.

Одним из фрагментов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау является ультрамафит-мафитовый парагенез гор Северной, Зеленой, Заячьей и Бархатной. Его морфология отвечает открытой на север подковообразной синформе, в которой краевые ветви образуют крупные дунит-гарцбургитовые массивы гор Северной, Зеленой (СЗМ) и Бархатной (БМ), а ядерная часть сложена амфиболитизированными габброидами (рисунок). На основе анализа пространственной ориентировки элементов текстурной анизотропии ультрамафитов допускается трехстадийная модель динамометаморфического преобразования данной структуры [1]. Первая стадия обусловлена формированием складчатого ансамбля субвертикальных цилиндрических форм, которые картируются в центральных частях гипербазитовых тел по вариациям залегания реликтовой полосчатости. Несмотря на пространственную разобщенность БМ и СЗМ, ориентировка осевых поверхностей (аз. пр. $310-320^\circ$, угол пад. $65-80^\circ$ ЮЗ) и шарниров (аз. погр. $310-320^\circ$, угол погр. $10-20^\circ$), а также ширина выявленных в них складок сопоставимы между собой и отражают единый динамический стиль ранней обдукции океанической коры вдоль Кузнецко-Алатауского линеамента. Структурную целостность офиолитовой пластины на данной стадии динамометаморфизма подтверждают сходные узоры ориентировки оливина в породах БМ и СЗМ, специфика которых обусловлена высокотемпературным трансляционным скольжением по системам (010) [100] и (100) [010], а также синтетектонической рекристаллизацией с последовательным формированием протогранулярных, порфиороклавтовых, лейстовых и мозаично-лейстовых микроструктур. Процессы ранней обдукции можно синхронизировать с развитием аккреционных складчато-надвиговых систем на фронте ранне-среднекембрийской островной дуги, о чем косвенно свидетельствует установленная латеральная петрохимическая неоднородность вулканитов бериккульского комплекса [2].

Вторая стадия структурного преобразования рассматриваемого ультрамафит-мафитового парагенеза обусловлена заложением субмеридиональных тектонических нарушений и последующей вертикальной дезинтеграцией офиолитовой пластины, наиболее интенсивно проявившейся на ее флангах. В результате этого подстилающие мантийные гипербазиты оказались гипсометрически совмещены с породами расчлененного габброидного комплекса, а сам парагенез приобрел подковообразные очертания. Выражением деформаций данной стадии служат мелкие кинематические складки и субмеридиональная система уплощенности минералов, которые получили развитие среди эндоконтактных пород в составе ультрамафитовых тел. Особенности их петроструктуры

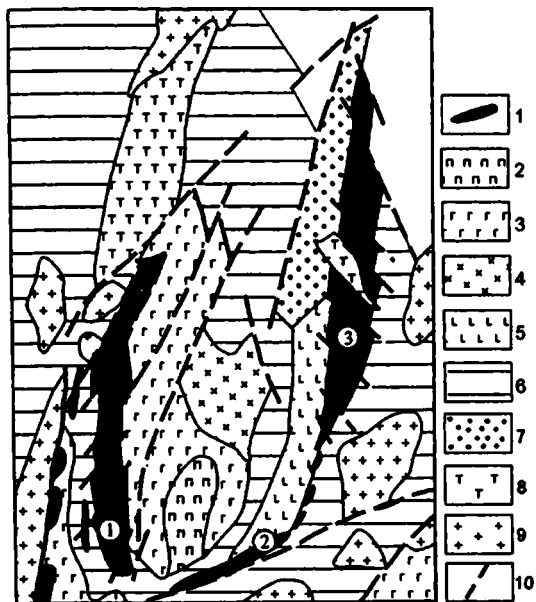


Рис. Схема геологического строения офиолитового парагенеза гг. Северной, Зеленой, Заячьей и Бархатной

1 – ультрамафитовые массивы (1 – г. Северной, Зеленой, 2 – г. Заячьей, 3 – г. Бархатной); 2 – пироксениты и габбро-пироксениты; 3 – гнейсовидные и полосчатые габброиды; 4 – лейкогабброиды и габбро-диориты; 5 – габбро-диабазы и диорит-диабазы субвулканического комплекса; 6 – субокеанические терригенно-карбонатные отложения верхнего рифея–нижнего кембрия; 7 – ордовикские и девонские субконтинентальные осадки дейтерогенных впадин; 8 – интрузии субщелочных габброидов; 9 – интрузии гранитоидов; 10 – тектонические нарушения

свидетельствуют об интенсивной синтетектонической рекристаллизации с образованием мезогранулярных и мозаичных оливиновых агрегатов, а также среднетемпературном трансляционном скольжении по системам (001) [100] и (100) [001]. В региональном масштабе субмеридиональный структурный стиль подчеркивается крупными интрузиями габброидов и гранитоидов средне-позднекембрийского возраста, что подтверждает вероятность глобальной тектонической перестройки северного сектора Кузнецко-Алатауской островодужной системы в данное время.

Выделение третьей стадии динамометаморфизма связано со сдвиговым смещением габброидного ядра вдоль границ с гипербазитами, в результате чего на южном фланге офиолитовой пластины происходила тектоническая дезинтеграция ее реститового основания с образованием мощной зоны серпентинитового меланжа и локальных останцов типа тела ультрамафитов г. Заячьей. В структуре СЗМ и БМ эти процессы отразились в развитии субгоризонтальной кинематической складчатости в

их приконтактных зонах и секущих сбросо-сдвиговых нарушений. Ориентировка последних в случае БМ наследует систему первичной уплощенности северо-западного простирания, а в СЗМ она изменяется на северо-восточное направление с формированием новых элементов текстурной анизотропии пород. Данные процессы способствуют появлению протогранулярно-кливажированных и псевдоспинифексовых разновидностей ультрамафитов с крайне сложным петроструктурным узором, отражающим развитие систем низкотемпературного трансляционного скольжения в оливине. Следует отметить высокую проницаемость секущих разломов, к которым приурочены интрузии и дайки базитов повышенной щелочности, а также зоны лиственитизации. Хронология указанных тектонических событий может быть дана с учетом возраста и структурного стиля щелочного магматизма Кузнецкого Алатау. Последние данные по распределению радиогенных изотопов свидетельствуют о значительном временном интервале его проявления (около 100 млн лет) от границы кембрия-ордовика до раннего девона включительно [3].

Таким образом, анализ особенностей строения и пространственного размещения офиолитового парагенеза, локализованного в северном секторе Кузнецкого Алатау, позволяет выявить многократную активизацию двух главных типов тектонических структур – северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Их заложение связано с кембрийскими субдукционными и коллизионными процессами, которые обусловили общую анизотропию верхних горизонтов земной коры в регионе. Последующие тектонические события в ордовике и девоне практически полностью унаследуют ранний структурный стиль. В то же время, результаты наших исследований выявляют закономерную эволюцию общего динамического поля палеонапряжений с последовательным развитием складчато-надвиговых, взбросовых, сдвиговых и раздвиговых дислокаций.

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. Краснова Т.С., Гертнер И.Ф. Офиолитовая ассоциация гт. Северной-Зелёной-Бархатной (Кузнецкий Алатау). В кн.: Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск: ЦНТИ, 2000. С. 28–34.
2. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Парначев В.П. и др. О формационной принадлежности и выделении петротипов магматических комплексов Кузнецкого Алатау и Салаира. В кн.: Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 2. Томск: ЦНТИ, 2001. С. 120–128.
3. Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Руднев С.Н. и др. U-Pb-изохронный возраст финальной стадии проявления щелочно-базитового магматизма в Кузнецком Алатау. В кн.: Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Мат. II Росс. конф. Санкт-Петербург, 2003. С. 121–124.

Минерагения Мирового океана в связи с геотектоникой

Основные этапы геологического развития и свойственная им геодинамика определяют ведущие механизмы образования коры Мирового океана. Эти положения находят отражение в строении океанических структур, особенностях проявления минерагении.

В работах В.И. Смирнова обоснована связь всех видов океанского оруденения с базальтовым вулканизмом, что подтверждено последними исследованиями. Как сульфидные, так и оксидные руды океана, содержат комплекс элементов, характерных для протокристаллизации, для базальтового вулканизма и гидротермальной деятельности.

Собственно вулканогенные рудопроявления в океане неизвестны.

Наиболее высокотемпературные руды – это сульфиды рифтовых зон и задуговых бассейнов. Такие рудопроявления достаточно узко локализованы.

Оксидные руды в виде крупных провинций железомарганцевых конкреций в котловинах и рудных корок и конкреций на возвышенностях развиты на громадных площадях вне видимой связи с активным вулканизмом и поствулканическими процессами.

В структуре Мирового океана доминирует кора кайнозойского возраста. Между линией Императорский хребет – Гавайи – Лайн – Туамоту на востоке в Тихом океане и Восточно-Индийским хребтом на западе в Индийском океане расположен участок океана с мезозойским основанием, юрскими и меловыми осадочными образованиями. За пределами этого сегмента возраст основания не древнее палеоценового за исключением локальных участков, которые могут рассматриваться как осколки континентов (рис. 1). Основная часть осадочного чехла сформирована в эоценовое время и позже.

Эндогенный процесс формирования сульфидных скоплений – основной рудообразующий процесс в Мировом океане. В этом процессе рудный материал кристаллизуется непосредственно в зоне выхода гидротерм. Часть материала в виде дымов «курильщиков» в тонкодисперсном состоянии поступает в водную толщу. Сульфидная составляющая окисляется и выпадает в осадок в виде гидроксидов и оксидов вблизи зоны разгрузки, а частично растворяется и рассеивается в водной толще.

подавляющее большинство известных вулканов суши расположено вблизи берегов. Тонкодисперсные и летучие компоненты их извержений попадают в воду, частично осаждаются и частично растворяются, как и продукты гидротерм.

¹ ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, Россия

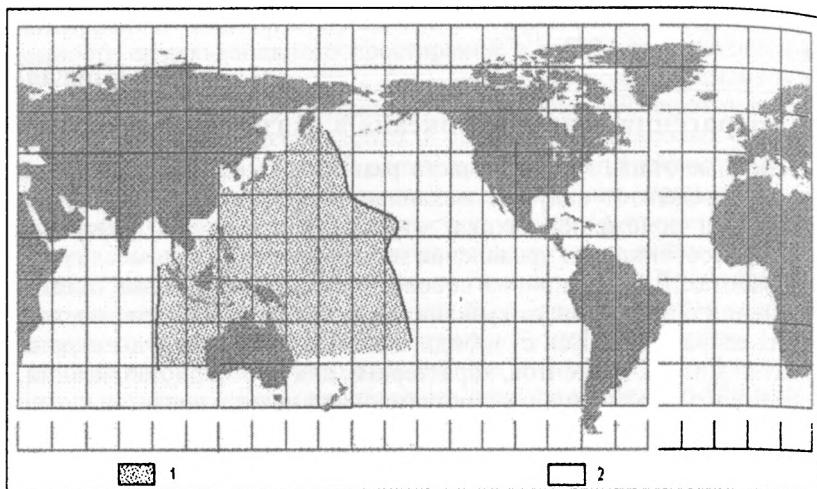


Рис. 1. Положение мезозойской (1) и кайнозойской (2) частей Мирового океана

Островные и подводные вулканы сконцентрированы в Тихом океане вдоль границы мезозойской и кайнозойской его частей. Газообразные и жидкие продукты извержения вулканов растворяются в воде. Тонкодисперсный материал также может растворяться.

Извержения вулканов и гидротермальная деятельность – это разовые революционные явления. Состав океанской воды стабилен. Гидрохимические аномалии отмечаются лишь в замкнутых морях. Они известны в Черном, Красном, Средиземном морях. При этом аномалии не всегда связаны с вулканической или гидротермальной активностью (Черное море). Аномалии не известны в абиссальных океанических котловинах и других районах открытого океана. Состав и свойства воды океанических котловин и разделяющих или осложняющих их поднятий определяется не столько революционными, сколько постоянно действующими эволюционными процессами.

Главным процессом поставки химических элементов базальтовой группы в воду является выщелачивание их из базальтов основания. По мнению некоторых авторов, этот источник недостаточен по масштабам проявления, поскольку дренирование океанической коры возможно лишь в трещинных зонах.

Трещиноватость базальтового основания в глобальном плане ярко проявляется даже на обзорных картах рельефа дна Мирового океана. Все срединно-океанические хребты разбиты сериями трансформными разломами. Расстояния между крупными трансформными разломами измеряются сотнями километров. Между такими структурами отмечаются

параллельные им разломы, расстояние между которыми измеряется всего десятками километров. Эти секущие нарушения прослеживаются далеко в океанические котловины. Наиболее значительные из них протягиваются на тысячи километров. Например, разлом Кларин в Северо-восточной котловине Тихого океана прослежен от 110° до 160° западной долготы. Это более 5000 км.

Средне- и крупномасштабные исследования котловин с использованием придонных фототелевизионных и акустических комплексов показали, что практически по нормали к трансформным разломам развиты оперяющие трещины – сбросы и взбросы. Эти трещины определяют клавишную (а в региональном плане пологоволнистую) структуру поверхности дна котловин. Амплитуды нарушений обычно невелики. Они измеряются десятками и первыми сотнями метров. Но базальт – субстрат твердый. Следовательно, такие трещины могут проникать на большие глубины, чем амплитуды смещений. Расстояния между трещинами варьируют от первых сотен метров до 5 км. Собственная ширина зон нарушений измеряется нередко сотней метров. Трещины обеспечивают возможность активного выщелачивания базальтов с диффузионным выносом продуктов растворения.

Характерно, что все базальты дна океанических котловин и подводных поднятий не срединно-океанического типа палеотипны, хотя возраст их не древнее юрского в мезозойской части Мирового океана. На остальной площади возраст базальтов палеогеновый.

Состав осадков открытого океана зависит от широты. В общем случае от экватора до умеренных широт, кроме глин, о природе которых речь пойдет ниже, повсеместно развиты карбонатные фораминиферовые и кокколитоовые осадки.

Первичными концентраторами рудного материала в океане являются живые организмы, накапливающие в мягких тканях и скелетах, сорбирующих поверхностью металлы, растворенные и взвешенные в водной толще.

Карбонатный материал отлагается на подводных поднятиях. Современные кокколито-фораминиферовые осадки известны на хребтах и горах, глубина океана на которых менее 4 км. На глубинах более 4,5 км, превышающих критическую глубину карбонатной компенсации (КГК), карбонатный материал растворяется, не достигая дна. В результате на больших глубинах такой материал не накапливается. Тем не менее, в разрезе чехла котловин отмечаются мощные, до 100 м и более, карбонатные толщи. Это писчий мел с содержанием карбоната кальция до 95% и мергели с карбонатностью порядка 65%. Естественно предположить, что они накопились в условиях, когда глубина океана была меньше критической.

Изменение глубины океана относительно КГК можно пытаться связать с изменениями физико-химических характеристик воды в геологическом времени. Такие изменения должны быть разнонаправленными, что отражается в разрезе чехла прослоями глин и кремней среди карбонатов. Такое пульсирующее изменение свойств воды трудно объяснить.

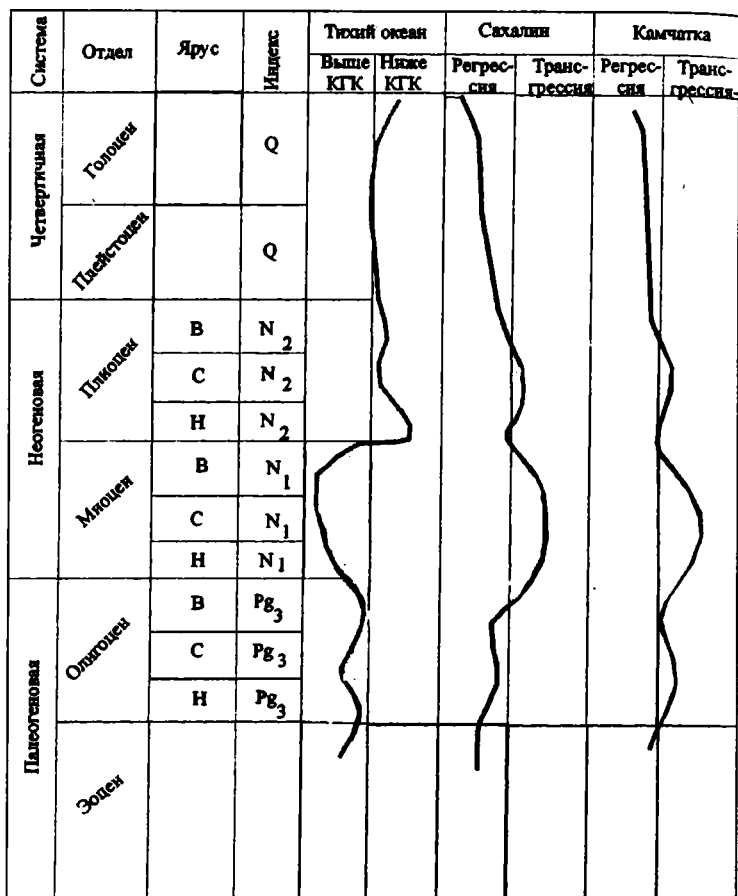


Рис. 2. Сопоставление разрезов Северо-восточной котловины Тихого океана и Дальнего Востока России

Другая возможная причина изменения глубины океана относительно КГК – вертикальные колебательные движения земной коры. При таком предположении свойства воды неизменны или изменения однонаправлены, а состав пород разреза определяется абсолютной глубиной океана в соответствующий отрезок геологического времени.

Сопоставление разрезов осадочного чехла котловин и эпиконтинентальных морей показывает, что временам глубокого положения КГК соответствуют перерывы в осадконакоплении в эпиконтинентальных морях, а временам ее мелкого положения – накопление морских осадков. На рис. 2 показано сопоставление положения уровня моря и КГК на

примере разрезов северо-восточной котловины Тихого океана и территорий Дальнего Востока России.

Вертикальные колебания коры определяют режим углерода в верхних геосферах. Количество углерода в земной коре, гидросфере и атмосфере относительно постоянно в продолжение последних нескольких десятков и сотен миллионов лет. Поступление этого элемента из мантии мало вероятно.

Эпохи существования мелкого океана и трансгрессии – это эпохи накопления биогенных карбонатов (писчего мела в абиссали и биогермов на шельфах). Биота для формирования скелетов использует растворенную в воде двуокись углерода. Образующийся дефицит восполняется за счет атмосферы. В результате ее количество в воздухе уменьшается, что определяет глобальное похолодание.

В эпохи существования глубокого океана и регрессии карбонатные скелеты планктона, не достигая дна, на КГК разлагаются с выделением двуокиси углерода. Ранее сформированные карбонаты, опускаясь ниже КГК, разлагаются. Биогермы палеошельфов в субазальной среде подвергаются выветриванию с выделением CO_2 , что вызывает потепление.

Выветривание и гальмиролиз в эпохи существования глубокого океана формируют коры, сложенные глинами, которые венчаются скоплениями рудного материала.

Литература

1. В.В. Авдонин, В.В. Кругляков Проблема экзогенной металлогении Мирового океана. М. Геоинформцентр, 2003. 31 с.
2. В.В. Кругляков Геоморфология и современные геологические процессы в рудной провинции Кларифон-Клиппертон (Тихий океан) // Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. Т. 198. «Морские инженерно-геологические исследования». СПб., 2003. С. 47–72.

Н.Н. Крук¹, А.Г. Владимиров¹, Г.А. Бабин², С.Н. Руднев¹

Реликты неопротерозойского палеоокеана в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса: специфика состава и геодинамическая интерпретация

Вулканические породы дна Мирового океана представлены двумя основными типами ассоциаций: 1) комплексами срединно-океанических хребтов; 2) комплексами океанических островов и внутриокеанических поднятий. Первые, являющиеся результатом плейт-тектонических процессов, происходящих в спрединговых центрах, преимущественно представлены крайне деплетированными сериями пород типа N-MORB – либо

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

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

в «чистом» виде (для областей с медленным спредингом), либо в комбинации с менее деплетированными E-MORB и высокожелезистыми толщами (для быстросрединговых хребтов). Среди вторых, образование которых связано с активностью мантийных плюмов и «горячих точек», преобладают обогащенные толеитовые (OIT), а также субщелочные и щелочные (OIB) серии. Резкие различия в составе базальтов, сформированных в этих контрастных обстановках, дают возможность установить роль и характер взаимодействия плейт- и плюмтектонических факторов при формировании палеоокеанов.

В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) известны многочисленные фрагменты океанической коры неопротерозойско-раннекембрийского возраста [1–4]. Мощные базальтовые толщи, зачастую перекрытые карбонатными или кремнистыми субплатформами, занимают здесь значительные территории: только для западной части Алтае-Саянской складчатой области общая площадь таких образований (Бийско-Катунское, Батеневское, Мрасское, Азартальское и другие поднятия) оценивается более чем 30 000 км². Кроме того, значительные объемы океанических базальтов присутствуют в составе офиолитовых комплексов, а также в виде включений в венд-раннекембрийских аккреционных призмах [1–3]. В целом объемы «законсервированной» неопротерозойской океанической коры в пределах ЦАСП в несколько раз превышают одновозрастные им островодужные сооружения.

Состав и природа описанных выше образований уже в течение длительного времени привлекают пристальное внимание исследователей. Геологическими, геохимическими и изотопно-геохронологическими исследованиями последних десятилетий доказано, что фрагменты неопротерозойских палеобассейнов ЦАСП, во-первых, характеризуются увеличенной мощностью коры, а во-вторых, значительную роль в их составе играют обогащенные базальты типа OIB [5]. Эти факты, в совокупности с фрагментарными находками склоновых фаций, дали основание трактовать фрагменты неопротерозойской океанической коры в структуре ЦАСП как внутриокеанические поднятия [6–8]. Для наиболее изученного на сегодняшний день такого поднятия (Томский выступ Горной Шории) обоснована модель формирования в обстановке исландского типа [5, 9, 10].

Проведенные авторами исследования неопротерозойских и раннекембрийских базальтов в составе офиолитовых комплексов и аккреционных призм Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Горного Алтая показали, что состав этих образований также существенно отличается от состава типичных базальтов СОХ. Для всех изученных пород типичными оказались повышенные содержания титана, фосфора, калия, обогащенность редкими элементами, а также наличие геохимических характеристик, указывающих на наличие плюмового источника. При этом доля пород, по составу соответствующих типичным базальтам океанических островов (OIB), колеблется в разных случаях от 25 до 100% и не

различается для базальтов офиолитовых разрезов и включений в аккреционных призмах. Фрагментов океанической коры, сложенных исключительно породами, типичными для COX (MORB) в ходе проведенных исследований обнаружено не было.

Полученные авторами данные о составе неопротерозойских и раннекембрийских океанических базальтов Алтае-Саянской складчатой области хорошо согласуются с результатами геохимических и изотопных исследований аналогичных образований в других частях ЦАСП (Джунгария, Южная Монголия и т.д.) [11,12 и др.]. Таким образом, «необычность» геохимического состава базальтов и широкое развитие пород типа OIB являются неотъемлемой чертой неопротерозойских сегментов океанической коры в пределах ЦАСП, свидетельствуя о большой роли плюмового источника в эволюции Палеоазиатского океана в позднем рифее и раннем кембрии.

Отметим, что данный этап геологической истории Центральной Азии характеризовался проявлением масштабного суперплюма [13], вызвавшего активный внутриплитный базальтовый магматизм [14 и др.], и интенсивный рифтогенез, сопровождавшийся формированием поясов базитовых даек на южном краю Сибирского кратона [15]. Вероятнее всего, область формирования верхнемантийных плюмов не ограничивалась при этом пределами континента и захватывала значительную часть Палеоазиатского океана. Это привело, с одной стороны, к формированию значительных объемов «аномальной» по составу океанической коры увеличенной мощности в спрединговых центрах (при совпадении верхнемантийных плюмов с восходящими потоками конвективных ячеек под океанами), а с другой – обеспечило образование многочисленных внутриокеанических поднятий, сложенных преимущественно OIB.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (проекты №№ 105 и 6.7.2.) и РФФИ (проекты №№ 04-05-64443 и).

Литература

1. Зонненишайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М: Недра, 1990. 327 с.
2. Берзин Н.А., Колман Р.К., Добрецов Н.Л. и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 8–28.
3. Беличенко В.П., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 29–40.
4. Владимиров А.Г. и др. // Стратигр. Геол. горреляция. 1999. Т. 7. № 5. С. 28–42.
5. Шокальский С.П., Бабин Г.А. Владимиров А.Г., Борисов С.М. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2000. 187 с.
6. Dobretsov N., Buslov M. Paleo-Oceanic Islands and Seamounts in Caledonian Folded Areas, Gorny Altai and Salair, Russia // EUG XI (European Union of Geosciences), April 8-12, 2001, Strasbourg, France, Strasbourg, 2001, P. 311.
7. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. // Gondwana Research. 2003. V. 6. № 2. P. 143–159.
8. Vladimirov A.G., Babin G.A., Rudnev S.N. et al. Geology, Magmatism and Metamorphism of the Western Part of Altai-Sayan Fold Region. Novosibirsk: Geo, 2001. 140 p.
9. Плотников А.В. Метаморфические комплексы Томского выступа (Горная Шория) и геодинамическая интерпретация: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1998. 22 с.

10. *Бабин Г.А.* Магматизм Горной Шории (состав, районирование, геодинамическая интерпретация). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2003. 20 с.
11. *Hong Dawe, Wang Shiguang, Xie Xilin, Zhang Jisheng.* The Phanerozoic crustal growth in Central Asia and the evolution of Laurasia supercontinent // Continental Growth in Phanerozoic: Evidence from Central Asia. Abstracts of the 3-th Workshop of IGCP-420. Novosibirsk, «Geo», 2001. P. 56–57.
12. *Hu A.Q., Jahn B.M., Zhang G., Zhang Q.* // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 15–51.
13. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3 – 29.
14. *Ярмолюк В.В.; Коваленко В.И.* // Докл. РАН. 2001. Т. 379. № 1. С. 94–98.
15. *Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др.* // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59–75.

А.Б. Кузнецов¹, Е.Ф. Летникова²

Раскрытие байкальской ветви Палеоазиатского океана: Sr- и С-изотопные данные

Палеогеографические и тектонические реконструкции требуют точных возрастных ограничений развития тех или иных ключевых событий. Одной из важных страниц в истории Сибирской платформы в позднем протерозое было раскрытие Палеоазиатского океана. Индикаторами этого события в южной части кратона считаются вулканиты нуганской свиты и толеитовые базальты хотской свиты, свидетельствующие о начале дезинтеграции Родинии в ходе континентального рифтогенеза 800–700 млн. лет назад [1]. Последовавшее за рифтогенезом заложение пассивной континентальной окраины привело к накоплению мощного чехла терригенно-карбонатных отложений, объединенных в современных стратиграфических схемах в байкальскую серию и ее аналоги [2]. Отложения байкальской серии несогласно залегают на нижнепротерозойских гранитах приморского комплекса (U-Pb возраст по цирконам 1864 ± 19 млн лет [3]) и дорифейских породах фундамента Сибирской платформы, а также на вулканогенных породах нуганской и базальтах хотской свит, относимых к верхнему рифею [1]. В составе байкальской серии выделяют три свиты: терригенно-карбонатную голоустьенскую (250–880 м), карбонатно-глинистую улунтуйскую (300–1200 м) и терригенно-глинистую качергатскую (300–1600 м).

Отложения голоустьенской свиты формировались в обстановках как гидродинамически-активных с накоплением гравелито-брекчий, полимиктовых и кварцевых песчаников, так и в лагунно-застойных с образованием алевропелитов и тонкослоистых доломитов. Состав обломочного материала гравелитов и песчаников указывает на недалекий перенос обломков временными потоками, а наличие трещин усыхания в кварцевых песчаниках предполагает существование временных изолирован-

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

² Институт геологии СО РАН, Новосибирск, Россия

ных континентальных водоемов. Чередование кварцевых песчаников и доломитов свидетельствует о затоплении пенепленизированной поверхности и начале морской трансгрессии. Строматолитовые, микрофитоли- товые и тонкослоистые карбонатные отложения улунтуйской свиты на- капливались в условиях широкого морского мелководья в приливно- отливных зонах, тогда как алевроглинистые породы средней части сви- ты – в глубоководных прогибах и на склонах этого палеобассейна. По- следующее углубление и сокращение площади байкальского палеобас- сейна привело к его заполнению обломочным материалом, поступаю- щим с разрушаемого горного сооружения: первоначально алевро- песчанными флишoidalными отложениями качергатской свиты, а затем полимиктовыми конгломератами ушаковской свиты.

Биостратиграфический и «историко-геологический» методы позво- ляют отнести отложения серии к верхнему протерозою, но допускают для образования серии широкие возрастные рамки: от среднего рифея до венда [2, 4, 5]. Аналоги некоторых форм строматолитов, микрофос- силий и микрофитоли- тов, выделенных в отложениях голоустенской и улунтуйской свит, встречаются в керпильской (средний рифей), лахан- динской (верхний рифей) [2, 5] и юдомской (венд) сериях Восточной Сибири [4, 6, 7]. Уникальную возможность для получения прямой ин- формации о времени накопления карбонатного чехла юга Сибирской платформы в протерозое представляют датированные стронциевой и уг- леродной изотопной хемостратиграфии. На сегодня уже существуют кривые вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для морской воды конца среднего – начала позднего рифея и второй половины позднего рифея–венда [8]. Надежные кривые вариаций $\delta^{13}\text{C}$ построены пока только для венда [9].

Доломиты голоустенской свиты ($\text{Mg}/\text{Ca}=0.54\text{--}0.57$) формировались по карбонатным осадкам с низким содержанием Sr (49–80 мкг/г), кроме того, их исходные Rb-Sr системы существенно нарушены ($\text{Mn}/\text{Sr}=1.2\text{--}2.7$ и $\text{Fe}/\text{Sr}=5.1\text{--}16.0$), вероятно, при поступлении эпигенетического флюида из подстилающих терригенных и гранитных пород. Доломиты характеризуются высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71094–0.71483) и низкими значениями как $\delta^{18}\text{O}$ (-9.7...-7.0‰), так и $\delta^{13}\text{C}$ (-2.6...-2.1‰).

Первичные карбонатные осадки улунтуйской свиты были сложены арагонитом и высокомагнезиальным кальцитом ($\text{Mg}/\text{Ca}<0.17$). Извест- ковидные доломиты ($\text{Mg}/\text{Ca}=0.44\text{--}0.48$) были образованы на стадии ран- него диагенеза. Для известняков характерны высокие содержания Sr (до 3260 мкг/г) и низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70842–0.70982), тогда как доломитам свойственны пониженные содержания Sr (130–350 мкг/г) и повышенное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70924–0.70967). Значения $\delta^{18}\text{O}$ в улунтуйских карбонатах варьируют от -7.4 до -5.5‰, а значения $\delta^{13}\text{C}$ – от +3.9 до +5.7‰. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных извест- няках ($\text{Mg}/\text{Ca}\leq 0.024$, $\text{Mn}/\text{Sr}\leq 0.2$ и $\text{Fe}/\text{Sr}\leq 5.0$) улунтуйской свиты состав- ляет 0.70842–0.70872 и отражает это отношение в среде седиментации байкальского времени.

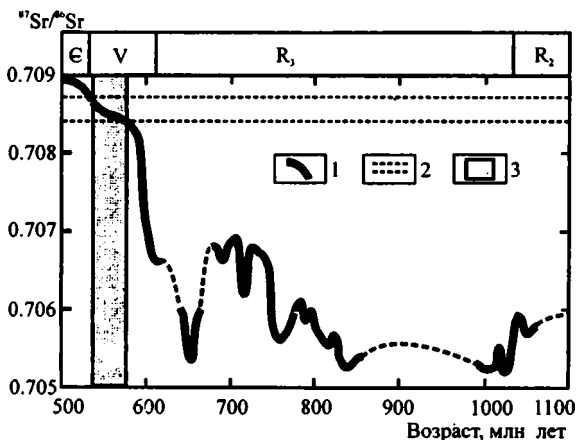


Рис. Стандартная кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде рифея и венда

1 — кривая вариаций отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [8], 2 — ограничительные линии для отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наименее измененных известняках улунтуйской свиты, 3 — вероятный возрастной интервал, соответствующие времени накопления известняков улунтуйской свиты

Сопоставление полученных Sr-хемостратиграфических данных с известными на сегодня сведениями о вариациях отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морской воде позднего рифея и венда предполагает, что отложение карбонатных осадков улунтуйской свиты происходило в позднем венде (рисунок). При совместном рассмотрении Sr- и C-изотопной характеристики улунтуйских известняков (0.70842–0.70872 и +3.9...+5.7‰), последние могут быть коррелированы с верхневендскими породами до немакит-далдынского возраста: средние горизонты формации Зарис (0.70844 и +3...+6‰, серия Нама, Намибия [9]) и средние горизонты формации Буа (<0.70856 и +2...+6‰, надсерия Хакф, Оман [10]). Близкие значения $\delta^{13}\text{C}$ (+2.2...+4.1‰) имеют верхневендские карбонатные породы маастахской и нижней части хатыспытской свит (Оленекское поднятие [11]). Sr-изотопная характеристика байкальских карбонатных осадков существенно отличается от аналогичной характеристики карбонатных отложений во всех изученных разрезах верхнего рифея: лахандинская серия Восточной Сибири, каратавская серия Южного Урала, серия Шалер Канады, серия Академикербрен Шпицбергена и формация Биттер Спрингс Австралии, где отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует в пределах 0.70519–0.70686.

Полученные изотопные данные указывают, что отложение карбонатных осадков средней части байкальской серии происходило в позднем венде. Следовательно, накопление карбонатного чехла на южном фланге Сибирской платформы и раскрытие протяженного морского бассей-

на, представлявшего одну из частей Палеоазиатского океана, происходило около 550 млн лет.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований ОНЗ РАН по программе «Изотопная геология: геохронология и источники вещества» и ИП СО РАН №194, а также при финансовой поддержке РФФИ (проекты 03-05-65030 и 04-05-65124) и Фонда содействия отечественной науке (А.Б.К.).

Литература

1. Склярков Е.В., Глакочук Д.П., Мазукабзов А.М. и др. // Геотектоника. 2000. № 6. С. 59–75.
2. Хоментовский В.В., Постников А.А., Файзулин М.Ш. // Геология и геофизика. 1998. № 11. С. 1505–1517.
3. Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В. // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 29–39
4. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 25–33.
5. Дольник Т.А. Строматолиты и микрофитолиты в стратиграфии рифея и венда складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Новосибирск, 2000. 320 с.
6. Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якишин М.С. // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 124–128.
7. Станевич А.М., Файзулина З.Х. Микрофоссилии в стратиграфии позднего докембрия Байкало-Патомской горной области. М.: Недра, 1992. 158 с.
8. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. ' 5. С. 3-39.10
9. Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F. A // J. Sedim. Res. 1998. V. 68. ' 6.
10. Burns S.T., Haudenschild U., Matter A. // Chem. Geol. 1994. V. 111. ' 1/4 P. 269–282.
11. Knoll A.H., Grotzinger J.B., Kaufman A.J., Kolosov P. // Precamb. Res. 1995. V. 73. ' 1/4. P.251–270.

**Н.Б. Кузнецов¹, А.А. Соболева², О.В. Удоротина², М.В. Герцева³,
В.Л. Андричев², Н.С. Дорохов²**

Формирование коллизионного орогена протоуралид– тиманид

Разный характер разреза рифейско-вендских образований в пределах сегментов Западно-Уральской мегазоны и мегаблоков фундамента Тимано-Печорской плиты (ТПП) послужили основанием для создания тектонической модели развития северо-востока Восточно-Европейской платформы и сопряженной части уральского обрамления в доордовикское время. В строении фундамента ТПП отчетливо обособляются области, где широко распространены метаморфизованные вулканогенные, вулканогенно-осадочные комплексы (Большеземельский мегаблок, включающий Большеземельскую и Печорскую зоны) и территории с

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

² Институт геологии (ИГ) Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия

³ ФГУНПП «Аэрогеология», Москва, Россия

преимущественным развитием слабдеформированных и слабометаморфизованных осадочных образований (Тиманский мегаблок, включающий Тиман и Ижемскую зону) [2, 9, 4, 5, 11 и др.]. Граница между ними проходит параллельно Тиману, к северо-востоку от него [10 и др.] по Припечорско-Ильч-Чикшинской зоне разломов. В пределах Центрально-Уральского поднятия (ЦУП) её продолжение разграничивает «эвгеосинклинальную» северную и «миогeosинклинальную» южную части Ляпинского антиклинория.

Важное значение для расшифровки тектонического районирования фундамента ТПП и прилегающей к ней части ЦУП имеют Денисовская магнитная аномалия и расположенные на ее северо-западном продолжении Припечорская, а на юго-восточном – Саблинская положительные магнитные аномалии. Денисовская и Саблинская аномалии образованы, по-видимому, вулканитами, участвующими в строении верхнедокембрийских (протоуральских) толщ этой части региона [4 и др.]. Юго-восточное ограничение Припечорской аномалии пространственно совпадает с Припечорско-Ильч-Чикшинской зоной разломов. В её пределах, по геофизическим данным, предполагается большое количество интрузий основного и ультраосновного состава [5]. Все это позволяет предположить, что рассмотренная полоса аномалий маркирует шовную зону, разделяющую Тиманский мегаблок фундамента, являющийся частью позднедокембрийской пассивной окраины Восточно-Европейского континента, и Большеземельский мегаблок, включающий породы, сформированные в пределах бассейнов с корой океанического типа и надсубдукционными магматическими образованиями.

Протоуралиты севера Урала, наблюдаемые к северу от пересечения этой предполагаемой шовной зоной ЦУП, существенно отличаются от протоуралитов, развитых южнее, – на юге Северного, Среднего и Южного Урала. Среди протоуральских образований Северного и Приполярного Урала широко распространены интенсивно дислоцированные метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, а также известково-щелочные и умеренно-щелочные гранитоиды сальнерско-маньхембовского комплекса и комагматичные им вулканиты. Протоуральские комплексы Полярно-Уральской зоны включают дифференцированные вулканогенные и ассоциирующие с ними осадочные образования, гранитоиды преимущественно известково-щелочного ряда, относимые к нияюскому и очетинскому комплексам, а также фрагменты офиолитов. Среди «южных» протоуралитов преимущественным распространением пользуются верхнедокембрийские слабо дислоцированные существенно осадочные породы.

Гранитоиды, относимые к вендско-раннекембрийским нижнеомринскому и чаркаюскому комплексам, и ассоциирующие с ними вулканиты известны в строении некоторых частей верхнедокембрийского фундамента ТПП. Они вскрыты скважинами в пределах Припечорско-Ильч-Чикшинской зоны разломов, а также в прилегающих к ней частях фун-

дамента ТПП – в северо-восточной части Тиманского и юго-западной части Большеземельского мегаблоков [5, 11]. На самом севере Тимана граниты и сиениты выходят на поверхность.

Гранитоиды и кремнекислые вулканиты севера Урала и фундамента ТПП близки по химическому составу и, по всей видимости, формировались в сходной геодинамической обстановке. Гранитоиды и кислые вулканиты северной части Западно-Уральской мегазоны образуют вулканоплутонические ассоциации и отвечают по вещественным характеристикам I- и А-типам [7]. По геохимическим особенностям образования I-типа сопоставимы с гранитоидами активных континентальных окраин и зон коллизии, а А-типа – с постколлизийными и внутриплитными. Гранитоиды и вулканиты фундамента ТПП близки к I-типу и интерпретируются как островодужные и синколлизийные образования [5].

Формирование североуральских гранитоидов и связанных с ними вулканитов происходило в интервале поздний рифей–ранний кембрий. По данным U-Pb и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирования цирконов, вулканиты и гранитоиды I-типа формировались на протяжении 180 млн лет (695–515 млн лет). Они являются показателями конструктивных геодинамических обстановок – активных континентальных окраин и зон коллизии. Активная окраина, по всей видимости, прошла длительную эволюцию, закончившуюся этапами аккреции и континентальной коллизии, но сохранились лишь отдельные разновозрастные фрагменты гранитоидов и вулканитов I-типа, по которым пока не представляется возможным реконструировать все этапы. Формирование гранитоидов А-типа и связанных с ними вулканитов, по имеющимся данным, произошло в интервале 564–516 млн лет, вероятно, в заключительную коллизийную стадию. Они предположительно являются показателем локальных деструктивных процессов, проявлявшихся на фоне более значимого по масштабам конструктивного геодинамического режима.

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст единичных кристаллов циркона из гранитоидов фундамента ТПП составляет 550–560 млн лет [11]. Rb-Sr возраст гранитов и сиенитов и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов из этих пород, выходящих на поверхность на Северном Тимане, – 622–587 млн лет [1]. Полученный возраст гранитоидов рассматривается как доказательство вендской орогении в этом регионе и согласуется с возрастными североуральских гранитоидов.

Имеющиеся данные по гранитоидам севера Урала и фундамента ТПП были использованы при создании новой модели возможного протуральского (дораннеордовикского) развития Североуральско-Тимано-Печорского региона. В рамках этой модели использованы основные следствия, вытекающие из палеогеографических построений и субглобальных кинематических плитотектонических реконструкций [3].

По периферии современных океанических бассейнов Арктики располагаются блоки коры континентального типа – Карский, Чукотский, Новосибирский, блок хребта Ломоносова, северная часть Аляски, Земля

Пири и север о.Элмир. На основании сходства строения этих массивов Н.С.Шатский еще в 1935 году предполагал существование в арктической области Земли древнего Гиперборейского кратона. В конце 80-х годов в работах Л.П.Зоненшайна, Л.М.Натапова, М.И.Кузьмина и М.В.Кононова было выдвинуто предположение, согласно которому в позднем докембрии и раннем палеозое все выше перечисленные блоки принадлежали единому континенту Арктида, существовавшему до среднего палеозоя. На рубеже силура и девона он столкнулся с Иннуитским краем Лаврентии, а в позднем девоне – с Баренцевско-Новоземельским краем Восточно-Европейского континента [6 и др.]. В мезозое и начале кайнозоя в результате раскрытия океанических бассейнов Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана Арктида раскололась, и ее блоки стали фрагментами разных континентов.

На основании палеомагнитных исследований раннепалеозойских комплексов о.Октябрьской Революции архипелага Сев. Земля вычислены координаты палеозойских палеомагнитных полюсов Карского блока и построена кривая кажущейся миграции этих полюсов [8]. Сопоставление [3] ее с кривой кажущейся миграции палеозойских палеомагнитных полюсов Восточно-Европейского континента, построенной А.Н.Храмовым с коллегами (1999), показывает совпадение положения одновозрастных полюсов. Таким образом, Новоземельско-Североземельскую зону дислокаций вряд ли оправданно рассматривать как след позднедевонского столкновения Арктиды и северного фланга Восточно-Европейского континента. Карский блок и, следовательно, вся Арктида уже с раннего палеозоя вместе с Восточно-Европейским кратоном составили единый континент. Столкновение Восточно-Европейского континента и Арктиды произошло раньше начала палеозоя, а зона этого столкновения должна располагаться где-то между собственно Восточно-Европейским кратоном и Баренцевоморско-Печорской частью Арктиды. Анализируя геологические и геофизические материалы по Североуральско-Тимано-Печорскому и Баренцевоморско-Новоземельскому регионам, можно предположить, что следом столкновения Арктиды и Восточно-Европейского кратона является юго-восточный фланг Припечорской зоны интенсивных магнитных аномалий, интерпретируемый как Припечорско-Илыч-Чикшинская разломная зона.

В рамках предлагаемой геодинамической модели находит удовлетворительное объяснение различие в строении и составе протоуральских комплексов северных и южных частей Западного Урала. Протоуральиды южной части Ляпинского антиклинория и более южных частей Западно-Уральской мегазоны в значительной мере сходны с одновозрастными комплексами Тимана и, по-видимому, также как и они, формировались на восточном (уральском) краю Восточно-Европейского континента в обстановках, характерных для пассивных континентальных окраин. Протоуральиды северной части Ляпинского антиклинория и более северных частей Западно-Уральской мегазоны, так же как и сходные

с ними образования Большеземельского мегаблока, формировались в пределах активной континентальной окраины другого континента – Арктиды. Эти образования оказались совмещенными в единой структуре в результате последующих тектонических процессов.

Литература

1. *Андреичев В.Л., Ларионов А.Н.* $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датирование единичных кристаллов циркона из магматических пород Северного Тиммана. В кн.: Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 26–28.
2. *Белякова Л.Т., Степененко В.И.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106–117.
3. *Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю., Кононов М.В., Кузнецов Н.Б.* Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднекембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии). В кн.: Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI Тектонического совещания. Т.1. М.: ГЕОС, 2003. С. 68–71.
4. *Гафаров Р.А.* Строеие докембрийского фундамента севера Русской платформы. Труды ГИН. Вып. 85. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
5. *Довожикова Е.Г., Ремизов Д.Н., Пиис В.Л.* Геодинамическая позиция магматических пород фундамента Тимана-Печорской плиты в свете новых данных. В кн.: Петрография на рубеже XXI века. Мат-лы Второго всерос. петр. совещ. Т. IV. Сыктывкар, 2000. С. 49–52.
6. *Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М.* Тектоническая история Арктики. В кн.: Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
7. *Махлаев Л.В.* Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург, 1996. 150 с.
8. *Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А. и др.* // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. № 12. С. 1816–1820.
9. *Оловянишников В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
10. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
11. *Gee D.G., Beliakova L., Pease V. et al.* // Polarforschung. 1998. V. 68. P.161–170.

Р.О. Кузнецов¹

Влияние тектоники и истории развития центральной части Нюрольского суббассейна на образование и размещение углеводородов (Западная Сибирь)

Территория исследования расположена в южной части Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ), в центральной части Обской региональной ступени.

В последние 10–15 лет острее встает вопрос о восполнении минерально-сырьевой базы России. В связи с этим важным направлением развития исследований в пределах ЗСГ является изучение перспективных районов, в первую очередь с тектонических позиций.

¹ Институт геологии нефти и газа (ИГНГ) Сибирского Отделения РАН, Новосибирск, Россия

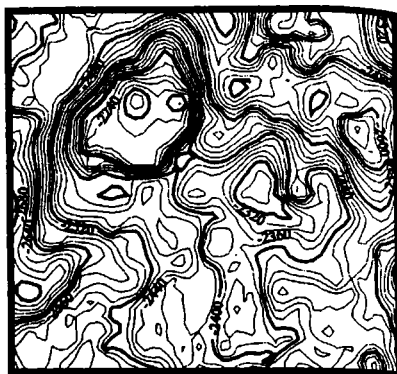
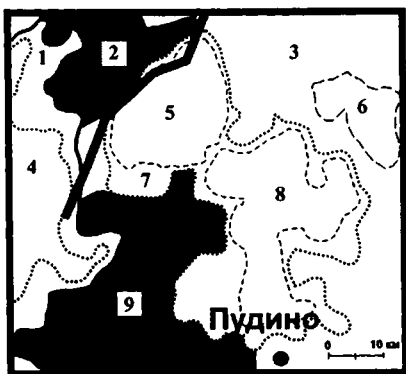


Рис. Тектоническая и структурная карты центральной части Ньюрольско-го суббассейна

1 – разлом, 2 – структуры I порядка, 3 – структуры II порядка, 4 – структуры III порядка, 5 – промежуточные тектонические элементы, 6 – изолинии. Цифрами на карте обозначены: 1 – Ньюрольская мегавпадина, 2 – Шингинская мезоседловина, 3 – Северо-Парабельская мегамоноклираль, 4 – Центрально-Ньюрольская мезовпадина, 5 – Лугинецкое куполовидное поднятие, 6 – Южно-Соболиная впадина, 7 – Пудинское куполовидное мезоподнятия, 8 – Юбилейное куполовидное поднятие, 9 – Чузико-Чижапская мезоседловина

В пределах исследуемой территории основные запасы и ресурсы углеводородов сосредоточены в юрских отложениях, поэтому рассмотрим тектоническое районирование территории по кровле юрского структурного яруса (см. рис).

В ИГНГ СО РАН на протяжении последних лет создаются структурные карты, которые отвечают современному уровню геолого-геофизической изученности Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Для исследований был построен фрагмент структурной карты по кровле юрского структурного яруса, на основе которого производилось тектоническое районирование (см. рис).

Для объективного и однозначного выделения и унификации названий различных тектонических элементов ЗСГ группой специалистов ИГНГ СО РАН разработана новая классификация платформенных структур, которая используется в настоящей работе [1].

В пределах исследуемой территории рассмотрим более детально положительную структуру II порядка – Пудинское куполовидное мезоподнятия, которое представляет наибольший интерес в плане нефтегазоносности района. Основными параметрами, характеризующими поднятие, являются: 1) площадь – 3520 км² 2) амплитуда по кровле юрского структурного яруса – 260 м. 3) ооконтуривающая изолиния – 2440 м.

Пудинское куполовидное мезоподнятия осложняют структуры III (Лугинецкое и Юбилейное куполовидные поднятия) и IV порядков.

Также выделены отрицательные тектонические элементы различных порядков.

На структурной и тектонической картах показано разрывное нарушение северо-восточного простирания, имеющее протяженность около 100 км. Разлом выделен на основе изучения сейсмических разрезов, карт градиентов структурных поверхностей, карт изопахит. Установлено, что он образовался в посттуронское время и способствовал миграции УВ.

Изучение истории формирования структурного и тектонического плана исследуемой территории производилось с учетом эффекта уплотнения пород. Разрез Западно-Сибирского бассейна представляет преимущественно переслаивание песчаных и глинистых пачек. Анализ истории развития базировался на данных, полученных с помощью программного пакета «Genex» и «метода выравнивания профилей» по В.Б. Нейману [2].

Для проведения анализа развития было выбрано четыре рубежа: формирование кровли баженовской, кузнецовской, талицкой свит и современный момент. Первые три рубежа представляют этапы «выравнивания» – субпараллельного первичного залегания пород. Кроме того, обозначенные свиты хорошо прослеживаются на каротажных диаграммах и сейсмических профилях; имеют региональное распространение и выдержаны по мощности.

В результате исследований было установлено, что на момент формирования кровли баженовской свиты амплитуда Пудинского куполовидного мезоподнятия составляла 6% от современной. Юрский комплекс имел наибольшую мощность. В следующие 42 млн лет происходил относительный рост Пудинского куполовидного мезоподнятия со скоростью почти 2,5 м/млн лет. Амплитуда поднятия составила 38% от современной. Общее погружение территории происходило за счет двух факторов – уплотнения пород (юрские отложения погрузились на 7–11% от глубин залегания) и тектонических движений (93–89%).

На момент формирования кровли талицкой свиты (53 млн лет назад) амплитуда Пудинского куполовидного мезоподнятия уменьшилась на 3% от современной в связи со значительным уплотнением пород. Амплитуда структуры составила 35% от современной.

Основной прирост амплитуды произошел в кайнозой, во время погружения основных нефтепроизводящих комплексов в главную зону нефтеобразования.

Таким образом, на основе структурной карты и новой классификации тектонических элементов проведен опыт тектонического районирования центральной части Нюрольского суббассейна, описана современная структура юрского структурного яруса, восстановлена история формирования современной структуры с учетом уплотнения пород. В результате проведенного анализа рекомендовано проводить дальнейшие работы по поиску УВ в пределах этой территории.

Литература

1. *Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. и др.* // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12, С.1832–1845.
2. *Нейман В.Б.* Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.

К.И. Кузнецова¹, Н.В. Лукина¹, О.А. Кучай²

Новейший внутриконтинентальный орогенез Азии как следствие реологической расслоенности литосферы и верхней мантии

Комплексирование геофизических, сейсмологических, неотектонических и геоморфологических данных по внутриконтинентальной Азии позволило сопоставить новейший орогенез земной коры региона с деформациями подкорового слоя и рельефом кровли астеносферы. Рассматривались, с одной стороны, изостатические аномалии, скорости происхождения сейсмических волн, мощности земной коры и литосферы, тепловой поток, а с другой, – механизмы очагов землетрясений, вертикальная компонента тензора сейсмотектонической деформации, морфология неотектонических структур и кинематика активных разломов. При этом учитывалось, что наибольшей вязкостью обладает земная кора (10^{23} пз), меньшей – подкоровый слой литосферы ($10^{22,5}$ пз) и наименьшей – астеносфера ($10^{21,5}$ пз) [1].

Авторами установлено, что над поднятиями кровли разуплотненных масс астеносферы в земной коре создаются условия вертикального сокращения и горизонтального удлинения, что обуславливает возникновение новейших структур растяжения. Примерами могут служить активные сбросы и раздвиги Сибирской платформы, картируемые нами над отрицательной аномалией плотности вещества верхней мантии (по М.Е. Артемьеву [2]), а также глубинные сбросы Байкальской рифтовой зоны, образовавшиеся над «аномальной» мантией, поднявшейся до подошвы земной коры [3]. В Западном Тянь-Шане структуры земной коры вертикального сокращения (и, следовательно, горизонтального растяжения) совпадают с изолинией максимальных значений скорости продольных сейсмических волн, указывающих на пониженную плотность вещества верхней мантии [4].

Там же, где осуществляется отток разуплотненного верхнемантийного вещества в стороны, и кровля астеносферы погружается на большие глубины, происходит скучивание горных пород земной коры, формируются новейшие орогенические пояса, характеризующиеся вертикаль-

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

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

ным удлинением и горизонтальным сокращением (сжатием), что проявляется в преобладании в них активных взбросов и надвигов (в зависимости от их простираения с правой или левой сдвиговой составляющей). Аналогичная картина наблюдалась на локальной складке кровли палеозойского кристаллического фундамента Курганташ в Юго-Западной Фергане, где характер деформаций жестких горизонтов базальных конгломератов мела и известняков палеогена зависел от наличия подстилающих их горизонтов пластичных юрских глин, которые в результате выжимания со свода на крылья сминались в лежачие и опрокинутые мелкие складочки, нарушенные небольшими разрывами типа взбросов и надвигов [5].

Трансформация горизонтального растяжения в горизонтальное сжатие была изучена авторами в Алтае-Саянской области. Здесь новейший эпиплатформенный орогенический пояс, выраженный в рельефе полукольцом горных хребтов Восточного и Западного Саян, Российского, Монгольского и Гобийского Алтая, осложненных активными взбросами и взбросо-сдвигами, образовался над склонами кровли астеносферы, погружающейся от 50–55 км на своде (с двусторонним горизонтальным растяжением в коре) до 100–140 км под структурами новейшего орогена [6, 7].

В Восточной Сибири новейший орогенический пояс, представленный цепочкой горных хребтов Бырранга, Верхоянского, Сетте-Дабан, Джугджур, Станового, Хамар-Дабан, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Енисейского кряжа, сформировался вдоль краевого шва древней Сибирской платформы [3], над наиболее крутыми участками склонов кровли астеносферы [8]. Горизонтальное растяжение в пределах платформы трансформируется в хребтах, обрамляющих ее с северо-востока, востока и юго-востока, в горизонтальное сжатие и вертикальное удлинение, что отражается в увеличении толщины земной коры и новейшем взбросо-надвиговом разломообразовании. Для юго-западных и западных хребтов – южного окончания Енисейского кряжа и Кузнецкого Алатау – характерны сбросы, свидетельствующие об условиях растяжения [9, 10]. Это объясняется однонаправленным движением разуплотненного вещества верхней мантии с юго-запада на северо-восток, создающего перед своим фронтом условия сжатия, а в тылу – условия растяжения [3, 11]. Это согласуется с представлениями М.Е. Артемьева о перемещении низкоплотных масс верхней мантии под Евразией с запада на восток [12].

В Байкальской рифтовой зоне течение разуплотненного вещества «аномальной» мантии с северо-запада на юго-восток (при погружении ее кровли от 35–37 км под Байкальской впадиной до 300 км на расстоянии 460 км от нее) определило трансформацию рифтогенного вертикального сокращения и горизонтального растяжения в горизонтальное сжатие и вертикальное удлинение в юго-восточном горном обрамлении – Яблонево и других хребтах, осложненных активными взбросами [3]. В подобных областях высоких температур и, соответственно, при по-

вышенной скорости течения астеносферного вещества в последнем падает давление, происходит «втягивание» вышележащих пород земной коры, что приводит к возникновению межгорных и рифтогенных впадин на поверхности Земли.

Ниже уровня компенсации, по аналогии с законом Бернулли, градиенты скорости течения глубинного вещества максимальны на участках минимальных мощностей подкорового слоя и минимальны там, где мощность этого слоя увеличивается. В последнем случае происходит уменьшение скорости течения вещества, что обуславливает возникновение в верхней хрупкой части земной коры горизонтального сжатия, а отсюда и образование новейших орогенических структур. При этом плоскости сместителей взбросов и надвигов новейшего орогена могут оказаться наклоненными в противоположную от направления течения потока глубинного вещества сторону.

Таким образом, напряженно-деформированное состояние земной коры внутриконтинентальной Азии контролируется, с одной стороны, подъемом разуплотненных астеносферных масс, а с другой – растеканием этих масс (вовлекающим в свое движение и подкоровый слой) при сопротивлении более жестких горизонтов земной коры, способствующих этому растеканию. При этом различные по морфологии типы неотектонических структур (пологие сводовые поднятия, находящиеся в условиях горизонтального растяжения; внутриконтинентальная рифтовая система, состоящая из параллельных рифтогенных впадин растяжения и конформных им также растягивающихся хребтов; новейшие орогенические пояса) имеют единый глубинный источник – поднимающееся вверх и растекающееся в стороны разуплотненное вещество астеносферы.

Одним из основных выводов данного исследования является представление авторов о том, что формирование новейших орогенных поясов может происходить без фронтального давления и коллизии литосферных плит, а внутри континента лишь за счет течения разуплотненного астеносферного вещества или даже просто сложного рельефа кровли астеносферы, изначально провоцирующего это течение.

Литература

1. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 192 с.
2. *Артемьев М.Е.* Изостазия территории СССР. М.: Наука, 1975. 216 с.
3. *Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Кучай О.А.* // Физика Земли. 2004. № 7. С. 3–12.
4. *Кузнецова К.И.* Сейсмичность как выражение современного тектогенеза. Автореф. дисс. ... доктора физ.-мат. наук. в форме научного доклада... доктора физико-математических наук. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 59 с.
5. *Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А.* О возможном механизме внутриконтинентального новейшего орогенеза // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. С. 77–80.
6. *Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А.* О роли низкоскоростной мантии в формировании тектонической структуры земной коры (Алтае-Саянская область) // Структура верхней мантии Земли. М.: ГЕОС, 1997. С.113–114.

7. Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А. // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С. 41–49.
8. Кузнецова К.И., Лукина Н.В. Реологический разрез недр и новейшая тектоническая структура Восточной Сибири // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2001. С. 431–434.
9. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 356 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 427).
10. Лукина Н.В. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 5. С. 25–32.
11. Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А. Глубинные процессы и новейшие структуры земной коры Восточной Сибири // Методы изучения, строение и мониторинг литосферы. Мат. к Межд. конф. Новосибирск, СО НИЦ ОИГГМ, 1998. С. 217–219.
12. Артемьев М.Е. // Докл. АН СССР. 1991. Т. 311. № 3. С. 616–620.

В.С. Куликов¹, В.В. Куликова², Я.В. Бычкова³, А.И. Зудин⁴

Палеопротерозойский рифт Ветреный Пояс (ЮВ Карельского кратона) и его тектонические особенности

Кряж Ветреный Пояс (ВП) на современном эрозионном срезе представляет собой крупный реликт рифтогенной структуры площадью около 5 тыс. км² и протяженностью с СЗ на ЮВ более 250 км на территории Фенноскандинавского щита. Он расположен к СВ от раннеархейский Водлозерского блока и счет верхнеархейский Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс («рифт в рифте»). Кряж открыт в конце 30-х годов ХХ в. географом М.Н. Карбасниковым и впервые нанесен им на географические карты [1]. Он состоит из цепи отдельных гор с абсолютной высотой от 200 до 350 м и относительной над Поморской низменностью до 200 м, сопряженно переходящих одна в другую: Голец, Челпан, Шапочка, г. Высокая (317 м) (на территории ВВП), Шуйгора, Оловгора, Безымянная, Б. и М. Левгоры, Мяндуха и др. На ЮЗ плече линейного рифта формировались стратовулканы (Калгачинский, Киричский и др.) [2 и др.]. Рифт сложен уникальными породами свиты ВП – коматинитовыми базальтами и коматинитами [3–7 и др.], *не имеющими аналогов по степени свежести на Фенноскандинавском щите.*

Его формирование происходило в несколько этапов в составе единого Евразийского (Протоатлантического, Лавразийского?) внутриконтинентального раннепротерозойского рифта. На американской территории к этому времени относится образование тождественных магматическим породам Ветреного Пояса гуронской супергруппы в одноименном рифте – 2491±5 – 2333±33 Ма [8–11]; гуронско-матачеванской серии в штате Онтарио (Канада) – 2491–2452±2 Ма [12]. Палеорекострукция Единого Евразийского континента позволяет утверждать, что в сидерии существовал прото-СОХ, вероятно, субмеридионального простириания, как современный

¹ Карельский научный центр (КарНЦ) РАН, Петрозаводск, Россия

² Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

³ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

⁴ ООО «Природа», пос. Савинский, Архангельская обл., Россия

Атлантический СОХ. Следовательно, территория Фенноскандии могла на тот период находиться, по крайней мере, в Южном полушарии в районе Бразилии, что подтверждается работами С.Я. Соколова [13].

По изотопным данным, основные эндогенные процессы с разрывом земной коры и внедрением расплавов преимущественно мафит-ультрамафитов на Фенноскандинавском щите происходили под воздействием мантийного плюма последовательно с СЗ на ЮВ в несколько фаз:

1-я фаза (2505–2485 Ма): о. Шпицберген → Кольский п-ов (Панские тундры, г. Генеральская, Мончегорский плутон, щелочные граниты Кейв) → Ветренный Пояс (г. Мяндуха, оз. Кожозеро, оз. Кирич);

2-я фаза (2465–2450 Ма): Кольский п-ов (Колвицкий массив) → Кандалакшская губа → оз. Кереть (Койгерский) → Онежское озеро (Аганозерско-Бураковский) → Ветренный Пояс (г. Голец);

3-я фаза (2447–2441 Ма): Кольский п-ов (Имандровский массив) → С.Карелия, Финляндия (Кивакка-Луккулайсваара-Ципринга-Койтелайнен-Пеникат и др.) → Лехтинская структура → Ветренный Пояс (г. Голец);

4-я фаза (2435–2410 Ма): – Норвегия (Карасйок) → Кольский п-ов (имандриты) → С.Карелия (Койллисмаа, п-ов Толстик) → Финляндия (кварцевые порфиры Куусамо) → Лехтинская структура → Белое море (Кийостровский) → Ветренный Пояс (г. Высокая (?), г.Б. Левгора, оз. Кирич, р. Калья);

5-я фаза (2360–2320 Ма): Печенгская структура (ахмалахтинская свита) → Белое море (Жемчужный) → Онежское озеро (Авдеевская, Дедовская и другие малые интрузии) Процесс рифтогенеза имел поступательно-дискретный характер с отчетливой сменой вещественного состава магматических пород, что подтверждается возрастом даек: габбро-норитов – 2446±5 Ма; бонинит-норитов – 2395 Ма; толеитов – 2378 [14].

Магматические расплавы, не достигшие земной поверхности, внедрялись как в осадочную толщу виленгской свиты и формировали многочисленные силлы и крупные дайки, так и в архейскую кору Водлозерского блока в виде крупных интрузивов. В настоящее время первые благодаря наклонному положению плато и эрозии обнажаются вдоль юго-западного края кряжа Ветренный Пояс, а расслоенные плутоны вскрыты в центральных частях блоков.

Причины формирования палеорифта дискуссионны. Возможно, одной из них был крупный плюм, под влиянием которого или его отдельных струй в зонах трансформных разломов внедрялись крупные интрузивы: Бураковско-Аганозерский площадью до 700 км², соизмеримый с ним Кийостровский в Онежском заливе Белого моря и более мелкие тела: силлы (80 %), дайки (до 10 %) и др. (Монастырский, Мельничный и др.), в то время как Главная тектоническая зона наполнялась лавовыми потоками, покровами и озерами коматиитовых базальтов из близповерхностных камер (Руйга и др.).

Трансконтинентальный Евроамериканский палеорифт соизмерим с современной внутриплитной Гавайской островной дугой как по протяженности – более 10 тыс. км, так и по положению и размерам отдель-

ных вулканов. На территории Фенноскандии с ЮВ на СЗ наблюдаются сопоставимые по площади и конфигурации современные острова и палеопротерозойские структуры, в том числе в пределах Ветреного Пояса: о-в Гавайи – район Синегорье; о-в Мауи – г. Б.Левгора (Кийостровский интрузив); о-в Безымянный – г. Голец; о-в Ояху – структура Лехта (Имандра-Варзуга – ?); о-в Кауайя – территория интрузивов С. Карелии (Кивакка и др.); о-в Нихоа – район Карасйок.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-65162).

Литература

1. Карбасников М.Н. Ветренный Пояс // Тр. по географии Севера Евр. части СССР. Вып. 1. Л., 1940. 59 с.
2. Куликов В.С., Куликова В.В. Рифтовый вулканизм раннего протерозоя Балтийского щита. В кн.: Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника. Тр. VI Всесоюз. палеовулканолог. симпозиума. Владивосток, 1982. С. 98–104.
3. Коматиты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л., 1988. 185 с.
4. Куликов В.С., Калинин Ю.К. Экспериментальное воспроизведение некоторых структур базальтов Ветреного Пояса. В кн.: Минералогия и геохимия Карелии. Л.: Наука, 1971. С. 168–172.
5. Kulikov V.S., Kulikova V.V. High-magnesian volcanic rocks of the Precambrian in Russian Fennoscandia Deep-seated magmatism magmatic sources and the problem of plumes. Vladivostok, 2002. P. 118–131.
6. Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Зудин А.И. Сумийский рифтовый вулканизм палеопротерозоя ЮВ части Карельского кратона. В кн.: Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург, 2003. С. 99–104.
7. Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. и др. // Петрология. В печати.
8. Keays R.R., Lightfoot P.C., Vogel D.C. et al. Do meteorite impacts generate giant ore deposits: the enigma of the origin of the Sudbery Ni-Cu-PGE deposits. In: Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (Field Conference and Symposium 1995 IGCP Project 336), Duluth, Minnesota, 1995. P. 79–80.
9. Krogh T.E., Davis D.W., Corfu F. Precise U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Sudbery area. In: Geology and ore Deposits of the Sudbery Structure. Eds. E.G. Pye, A.J. Naldrett, P.E. Giblin. Ontario Geological Survey, Special Vol. 1. 1984. P. 431–446.
10. Preves S.A., James R.S., Keays R.R. Isotopic and geochemical constraints on contamination and enrichment of early proterozoic mafic magmas, Sudbery area, Ontario. In: Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (Field Conference and Symposium 1995 IGCP Project 336), Duluth, Minnesota, 1995. P. 153–154.
11. Vogel D.C., Keays R.R., and James R.S. The Agnew (Shakespeare-Dulop) intrusion: investigations into the geology and PGE-geochemistry of a pluton related to incipient continental rifting. In: Petrology and Metallogeny of Volcanic and Intrusive Rocks of the Midcontinent Rift System (Field Conference and Symposium 1995 IGCP Project 336), Duluth, Minnesota, 1995. P. 199–200.
12. Alapieti T.T. Early paleoproterozoic layered intrusions of the Fennoscandian Shield – a review// IGCP Project 336 Symposium in Roavaniemi August 21-23. 1996. P. 1–2.
13. Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б.С. и др. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 96 с.
14. Vuollo J., Huhma H., Kamo S., Stepanov V. Geochemistry and U-Pb and Sm-Nd isotope studies of a 2.45 Ga dyke Swarm: Identification of parental magma composition to Fennoscandian layered intrusions?// Abst. IGCP Project 336 Symposium. Rovaniemi. 1996. P. 45.

Докембрийская астроблема «Онего» (Ц. Карелия)

Геологическое строение территории северной половины Онежского озера до настоящего времени дискутируется. Ее структурными особенностями являются следующие: кольцевая структура диаметром около 120 км; расположение так называемых «соломенских» брекчий [1] по западному борту структуры (термины «кольцевой и цокольный валы» и далее, по В.И.Фельдману [2]) от г. Петрозаводска до Повенецкого залива Онежского озера; реликты «кольцевого поднятия»; «центральное поднятие» или «мишень», где найдены алмазы [3]; максимально широкое развитие кольцевых и радиальных даек и тел долеритов более позднего («постсоломенского») периода в подкратерной зоне трещиноватости (рисунок).

Внутренняя часть кольцевой структуры площадью 20 x 20 км с центром на Заонежском полуострове пронизана шхерами и окружена водной поверхностью Онежского озера. Она характеризуется: 1) площадным распространением шунгитовых (восстановленный углерод) сланцев нескольких разновидностей и доломитов (карбонатный углерод), прорванных телами долеритов (исландитов – гавайитов); 2) присутствием на ряде участков фуллеренов или их аналогов и алмазов («Кимозерские кимберлиты») [3]; наличием *комплексного* месторождения уран – ванадиевых руд.

Анализ геологического строения Онежской структуры с учетом ранее выполненных работ других исследователей, начиная с Ф.Левинсон-Лессинга [1], позволяет отнести эту структуру к астроблемам [4, 5 и др.]. Предполагается, что диаметр «астроблемы» составлял около 125 км, а возможная глубина кратера 25 км (?). Размеры диаметра кольцевой структуры соотноствуют значениям, полученным более ранними работами ПГО «Севзапгеология» [6] на основании дешифрирования аэрофотоснимков. Кольцевая структура контролируется аномальным магнитным полем при ширине кольца до 10 км и рисунком среднего поля силы тяжести этой территории [7].

Особый интерес вызывают «соломенские брекчии», в которых Ф. Левинсон-Лессингом были описаны [1] туфы, состоящие из обломков «авгитового порфирита» с цементом из гематита и «глобулитов» – осколков измененного стекла, стекловатых горошин и лаппилей. Возможно, появятся доказательства их тектитовой природы. По мнению авторов настоящего сообщения, «соломенские брекчии» могут рассматриваться как кольцевой вал, возникший в результате столкновения астероида (метеорита), летевшего с современного СВ (см. рисунок)

¹ Институт геологии (ИГ) Кар НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

² Карельский НЦ РАН (Кар НЦ РАН), Петрозаводск, Россия

³ Московский государственный университет (МГУ), Москва, Россия

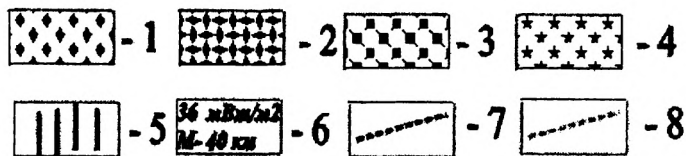
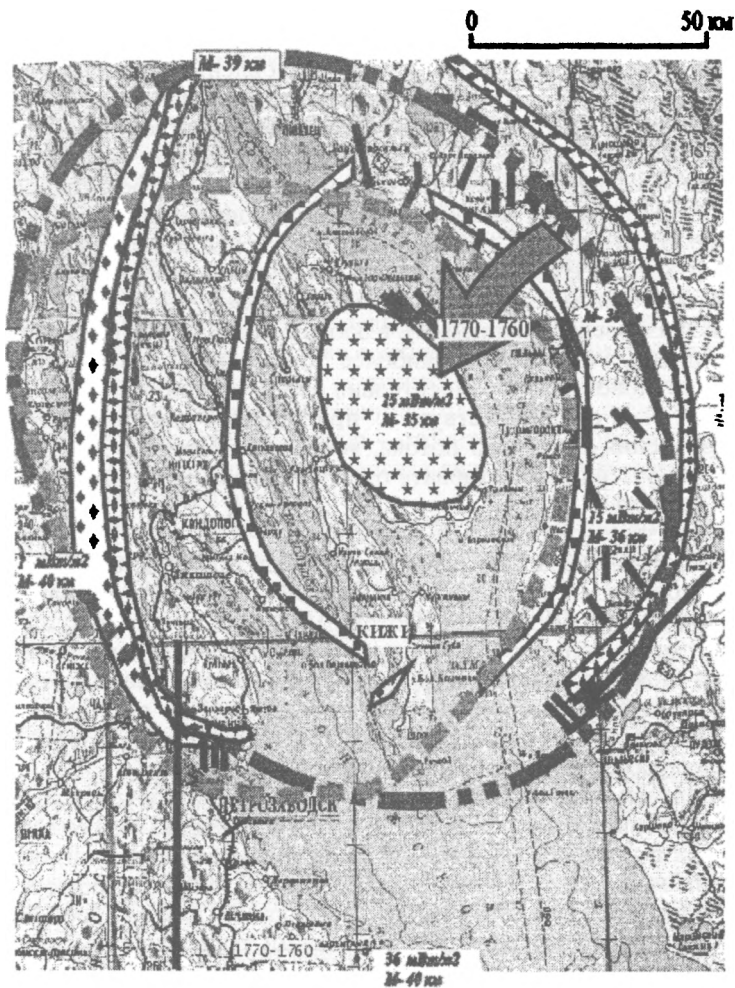


Рис. 1. Схема строения предполагаемой астроблемы «ОНЕГО» (составили В.В. Куликова, В.С.Куликов, 2004 г.)

1 – насыпной кольцевой вал; 2 – цокольный вал; 3 – кольцевое поднятие; 4 – центральное поднятие («мишень»); 5 – «постсолоненские» дайки; 6 – значения теплового потока и мощность земной коры, по [7]; 7 – граница предполагаемой астроблемы; 8 – кольцевая структура [7].

Центральная часть структуры (Кимозеро или Заонежье) пронизана многочисленными телами долеритов, чередующихся с горизонтами тремолит-карбонатных пород. В них установлены переменное количество углеродистого вещества, кимберлитовая брекчия с обломками (размером до 5 см) и включениями глубинных ультрамафитов. Порода содержит до 10% флогопита (и вермикулита, устное сообщение И.Д. Рябчикова) (размеры пластинок до 1 см) и псевдоморфозы серпентин – карбонатной массы по оливину, хромит с повышенным содержанием MgO, пироп группы G-9, а также выделено более 100 зерен алмаза размером 1–2 мм [3]. Проанализированные авторами основные типы пород этого участка близки к «типичным кимберлитам» [5, 8].

По геофизическим данным [7], в Заонежье, т.е. в центральной поднятии – мишени, установлена наиболее тонкая кора – до 35 км и наименьший тепловой поток относительно «закратерной» территории – 15–20 мВт/м², что свидетельствует о приподнятой «холодной» мантии. Низкие значения теплового потока, возможно, наряду с другими параметрами могут свидетельствовать о разуплотнении или изменении мантийного вещества.

Sm-Nd возраст кимозерских кимберлитов – 1764±125 Ма [3] соответствует изотопному возрасту сиенитов 1741±56 Ма (по И.С.Пухтелю) [5], секущих долериты (исландиты) вдоль ЮЗ берега Онежского озера в районе Шелтозеро – Рыбрека. Изотопный K-Ar возраст мощной флогопит-биотитовой зоны в СВ борту палеопротерозойского палеорифта Ветреный Пояс составляет 1760 Ма. Метаморфические события этого возраста отмечены также открытием изотопной K-Ar системы в мусковитах Сенегозерской структуры Сумозерско-Кенозерского верхнеархейского зеленокаменного пояса и на других объектах.

Предполагаемая астроблема «ОНЕГО» могла возникнуть в результате падения метеорита размером не менее 10 км в период 1770–1740 Ма, т.е. в вепсии, или в галактический год (ГГ) под названием статерий, по В.В. и В.С. Куликовым и МПСД-1991 [9, 10]. Место падения (столкновения или взрыва) небесного тела ограничено по площади. Породы, претерпевшие ударный метаморфизм, оказались носителями таких уникальных образований как фуллерены и алмазы. К этому же ГГ относится образование гипотетической астроблемы Садбери в Канаде (1830 Ма).

Особый интерес представляет центральная часть астроблемы – «мишень», в районе Заонежья, который на протяжении столетий являлся судьбоносным для русских славян. Более 120 христианских культовых сооружений выявлено на местах, священных для язычников, непосредственно вблизи рудных узлов с множеством целебных источников **вдоль разной степени значимости современных сейсмодислокаций** [7], контролируемых протяженными глубокими озерами и заливами. Однако до настоящего времени работы по изучению современной флюидизации территории не проводились, в отличие от древних гидротермальных образований, широко развитых в районе Кимозера.

Один из радоновых родников (Царицин) вблизи села Толвуя опосредованно определил судьбы России: мать Михаила Федоровича из рода Романовых Ксения Ивановна Романова под именем Марфы была сослана в Заонежье (Егорьевский погост Толвуйской волости), где после лечения, по преданию, и родила первого российского царя. Устойчивое наследование местоположения культовых сооружений (археологических, исторических — Кижы и др.), архитектурная специфика сохранившихся селений, психическое и физическое состояние людей на протяжении столетий свидетельствуют о неординарном влиянии этой до настоящего времени геоактивной зоны на человека, проживающего на большом по площади, но уникальном по содержанию участке Земли.

Большое количество известных выдающихся личностей, оставивших творческий след в истории, а также наблюдаемая преемственность «особенного» состояния человека отражается на появлении народных сказителей, поэтов, писателей: Зосима Соловецкий – основатель Соловецкого монастыря; мастер Нестор – строитель Преображенского собора в Кижихах; И.Ф. Федосова – известная сказительница и плакальщица, автор более 3000 песен и др.

Дальнейшие исследования и анализ уникальных по возникновению геологических структур позволят приблизиться к пониманию особого восприятия природных явлений и их интерпретации.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке ОНЗ РАН по гранту 5.

Литература

1. Левинсон-Лессинг Ф. Олонецкая диабазовая формация. 1887.
2. Фельдман В.И. // Соросовский образовательный журнал. 1999. № 9. С. 67–74.
3. Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре. В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск, 2001. С. 94–98.
4. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
5. Куликов В.С., Куликова В.В., Пухтель И.С., Бычкова Я.В., Бычков А.Ю. Палеопротерозойский мафит-ультрамафитовый магматизм В. и Ц.Карелии // Тр. II Междунар.сем. «Глубин. магм., магматич.источн.и проблемы плюмов». Иркутск, Владивосток. 2002. С. 235–257.
6. Михайлюк Е.М. Структурно-тектоническая карта Онежской структуры. ВГФ. №17443-2113. 1988.
7. Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления // Под ред. Н.В.Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. 353 с.
8. Куликова В.В., Куликов В.С. Палеореконструкция кимберлитобразования на основе классификационного алюмотитанового модуля // Матер. Всеросс. Совещ. 24-26 апр. 2001г., г. Сыктывкар, «Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральск. региона», Сыктывкар, 2001. С. 189–190.
9. Куликова В.В., Куликов В.С. Универсальная галактическая хронометрическая шкала (опыт сравнения мировых и региональных шкал докембрия, анализ цикличности и периодичности событий). Петрозаводск: Кар. НЦ РАН, 1997. 93 с.+3 вкл.
10. Куликова В.В., Куликов В.С. Галактический календарь истории Земли (на примере Фенноскандии). Петрозаводск, 2000. 13 с.

Петрологические и металлогенические следствия конвекции вещества мантии

Как известно, при одновременном воздействии сдвига и высокого давления скорости реакций в твердом теле увеличиваются на 3–8 порядков, а температуры их протекания снижаются на 100–300°C, так как в этих условиях приведенные коэффициенты диффузии оказываются на 10–15 порядков больше, чем коэффициенты диффузии в том же твердом теле без деформации сдвига [2]. Это позволяет по-новому оценить петрологические и металлогенические следствия процессов конвекции вещества мантии, так как она происходит путем его пластического течения при одновременном воздействии высокого давления и интенсивной деформации сдвига.

Большинство исследователей принимает для состава мантии пиролитовую модель [13], хотя были предложены вебстеритовая [4, 10] и пиклогитовая модели [7], которые близки между собой, так как в них обобщается гораздо меньшее содержание оливина в мантийном веществе, чем в пиrolите А.Е.Рингвуда. Кроме оливина, в составе мантии присутствуют пироксены и гранат, поэтому необходимо рассмотреть поведение этих минералов при конвекции мантийного субстрата.

В нисходящих конвективных потоках вещество мантии подвергается действию повышающегося гидростатического давления и деформациям сдвига, поэтому все мантийные минералы испытывают фазовые переходы в более плотные модификации. Эти переходы являются эндотермическими и поглощают огромное количество тепла. Так, переход оливина в рингвудит требует около 40 кдж/моль, а разложение рингвудита на перовскит и магнезиовюстит – около 60 кдж/моль [11]. На переход ортопироксена в перовскит затрачивается 102 кдж/моль, а разложение диоксида на высокоплотные фазы требует 110 кдж/моль [9]. В этих условиях плавление мантийного субстрата не происходит, и области нисходящих конвективных движений мантии являются амагматичными.

В восходящих конвективных потоках вещества мантии гидростатическое давление непрерывно понижается, поэтому осуществляются фазовые переходы мантийных минералов в менее плотные модификации. Такие переходы являются экзотермическими. При этом выделяется то тепло, которое было затрачено на фазовые переходы минералов в нисходящих потоках мантии, что приводит к частичному плавлению мантийного субстрата и интенсивной магматической деятельности в областях восходящих движений мантии. Частичное плавление мантийных пород сильно облегчается при содержании повышенного количества клинопироксена и граната, так как эти минералы образуют

¹ Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии (ОИГГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия

низкоплавкие котектики, которые выплавляются в первую очередь. Поэтому вебстеритовая [4, 10] и пиклогитовая [7] модели верхней мантии лучше объясняют интенсивный вулканизм, ассоциирующий с подъемом мантийных пород при восходящих конвективных движениях в областях срединно-океанических хребтов, чем пиролитовая модель [13]. Детальное изучение геохимических особенностей базальтов срединно-океанических хребтов выявило, что в составе тех мантийных субстратов, из которых они выплавлились, должны были присутствовать пироксениты [8].

Некоторые геохимические следствия конвекции вещества мантии были рассмотрены З.Франком и др. [6]. Они показали, что обогащение некогерентными элементами с крупными ионами происходит в областях нисходящего потока мантии, а обеднение ими – в областях восходящего потока мантийного субстрата. Очень большие возможности для перераспределения примесных рудных компонентов и образования ими собственных минеральных фаз создает перекристаллизация мантийного субстрата при его пластическом течении во время конвекции. Минералы мантии представляют собой твердые растворы, а такие системы, как известно из физики твердого тела, существенно неравновесны [3], что сильно облегчает их фазовые переходы в условиях одновременного действия высокого гидростатического давления и сдвига. Возможно, именно с этим связана та тектоническая неустойчивость мантии, которую отмечают Ю.М.Пушаровский и Д.Ю.Пушаровский [6].

Многие из этих фазовых переходов очень важны для формирования металлогенической специализации магматических пород. Так, например, при перекристаллизации железистого оливина происходит его разложение на более магнезиальный оливин и плотную железосодержащую фазу, в которой концентрируется никель, рассеянный в кристаллической решетке оливина. В восстановительных условиях такой фазой будет аварунит, в окислительных – никелистый магнетит, а при наличии в системе серы – хизлевудит или пентландит. Это происходит потому, что объем элементарной ячейки форстерита значительно меньше, чем фаялита.

При фазовых переходах шпинелевых лерцолитов или пироксенитов в гранатовые лерцолиты и пироксениты происходит образование собственных минеральных фаз палладия и иридия, так как эти платиноиды концентрируются в шпинели, но не входят в кристаллическую решетку граната [12].

При перекристаллизации пород мантии размер включений выделившихся рудных фаз увеличивается, так как между границами зерен мантийного субстрата и находящимися на них включениями возникает значительное сцепление, вследствие чего, при перемещении границ зерен в процессе перекристаллизации, связанные с ними включения рудных фаз увлекаются вместе с движущейся границей, сталкиваются с другими включениями и сливаются с ними [1]. Кроме увеличения размеров, этот

механизм приведет к локализации включений рудных фаз в интерстициях между зернами силикатных минералов мантии.

При частичном плавлении материала мантии расплав тоже располагается между зернами мантийного субстрата. Поэтому, если частичное плавление произойдет в таком участке мантии, где рудные включения уже сконцентрировались в интерстициях в результате перекристаллизации мантийного субстрата во время его конвекции, то образовавшийся магматический расплав захватит эти включения и будет рудоносным. Если частичное плавление произойдет слишком рано, когда рудные компоненты ещё рассеяны в силикатных минералах мантии, или слишком поздно, когда они уже были экстрагированы на предыдущем этапе магмообразования, то возникший расплав окажется безрудным. Таким образом, потенциальная рудоносность магматических расплавов сильно зависит от предыдущей истории того мантийного субстрата, за счет частичного плавления которого они возникли. Очень важным эпизодом этой истории является конвекция вещества мантии, так как она сильно ускоряет и фазовые переходы, и диффузионные процессы, и перекристаллизацию мантийного субстрата, поскольку осуществляется за счет пластического течения пород мантии в условиях одновременного воздействия высокого гидростатического давления и интенсивной деформации сдвига.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-65087), а также интеграционного проекта 6.4.1.

Литература

1. Гезузин Я.Е., Кривоглаз М.А. Движение макроскопических включений в твердых телах. М.: Металлургия, 1971. 220 с.
2. Ениколопан Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 3. С.657–660.
3. Захаров М.А. // Физика твердого тела. 1999. Т. 41. № 1. С.60–63.
4. Кутолин В.А., Агафонов Л.В. // Геология и геофизика. 1978. № 5. С. 3–13.
5. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
6. Франк З., Зейферт В., Штиллер Х. Химическая дифференциация при фазовых переходах в мантии Земли. В кн.: Свойства и состояние минерального вещества в недрах Земли. М.: Наука, 1989. С. 5–8.
7. Bass J.D., Anderson D.L. // Geophys. Res.Lett. 1984. V. 11. P. 237–240.
8. Hirschmann M.M., Stolper E.M. // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V.124. N 2. P. 185–208.
9. Koito S., Akaogi M., Kubota O., Suzuki T. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. V.120. P.1–10.
10. Kutolin V.A., Shirokikh V.A. // Experiment in Geosciences. 2002. V.10. N 1. P.18–20.
11. Matsuzaka K., Akaogi M., Suzuki T., Suda T. // Phys. Chem. Minerals. 2000. V. 27. P.310–319.
12. Mitchell R.H., Keays R.R. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1981. V. 45. P. 2425–2445.
13. Ringwood A.E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. New York: McGraw-Hill, 1975. 618 p.

Тектоническая эволюция центральной части Урало-Монгольского пояса в палеозое

Казахстан, расположенный в центральной части Урало-Монгольского подвижного пояса, является, вероятно, его наиболее сложно построенной частью. В отличие от большинства складчатых поясов, таких как Урал или Северо-Американские Кордильеры, где доминирующими являются линейные структуры, строение Казахстана является скорее мозаичным. В структуру региона включено множество микроконтинентов с докембрийским основанием и реликтов древних островных дуг, разделенных офиолитовыми сутурами. Относительно короткие складчатые зоны в Казахстане имеют невыдержанные, часто взаимно-перпендикулярные простирания, с торцовыми сочленениями по крупным разломам и с широким распространением сдвигов. Получение последовательности палеомагнитных определений по основным тектоническим единицам дает возможность создания основанных на палеомагнитных данных палинпастических реконструкций региона. Для палеомагнитных исследований в каледонидах Казахстана были выбраны раннепалеозойская Чингизская вулканическая дуга Бошекуль-Чингизской области и Чуйско-Кендыктасский микроконтинент Кокчетав-Северотяньшаньской области.

На Северном Тянь-Шане были получены палеомагнитные определения по ордовикским и каменноугольным комплексам. Кроме этих первичных направлений, в большинстве коллекций была выделена вторичная компонента намагниченности, которую мы считаем позднепермской. На Чингизском хребте была получена последовательность палеомагнитных определений по комплексам с возрастными от позднего кембрия до поздней перми.

Полученные результаты мы сравнили с кажущимися кривыми миграции полюса для Балтики и Сибири. Полученные на Северном Тянь-Шане палеошироты значительно лучше согласуются с движением Балтики, чем Сибири. Для Чингиза удалось получить более длинный временной ряд, и при сравнении полученных данных с эталонными значениями палеоширот очевидно, что все полученные результаты, кроме раннесилурийского, хорошо согласуются с движением Сибири. Скорее всего, аномальность раннесилурийского результата объясняется тем, что среднепалеозойский отрезок кривой миграции полюса Сибирской платформы определен чрезвычайно плохо.

Интересно сравнить полученные данные с существующими моделями тектонической эволюции Урало-Монгольского пояса. Эти модели можно разделить на две концептуально различающиеся группы. В пер-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Мичиганский Университет, Анн Арбор, США

вой базовым является представление о существовании в раннем палеозое множества микроконтинентов, островных дуг, океанических и задуговых бассейнов [1, 2]. Главная роль в формировании складчатого пояса отводится процессам открытия и закрытия таких бассейнов и, как следствие, многоэтапным коллизиям микроконтинентов и островных дуг. Современная мозаичная структура Урало-Монгольского подвижного пояса считается первичной. В этой модели [1,2] Чингизская дуга принадлежит Бошекуль-Чингизской островодужной системе, а Чуйско-Кендыктасский, Улутауский и Северо-Тяньшаньский микроконтиненты образуют крупный континентальный массив, окруженный бассейнами с океанической корой

Таблица. Палеомагнитные результаты

	Возраст	D	I	α_{95}	N	Полевые тесты
Северный Тянь-Шань						
1	Пермь [5]	~20	49,7	2,6	36	складки
2	Средний карбон [5]	27,6	28,3	5,2	9	складки
3	Нижний карбон [5]	344,1	31,2	3,4	14	складки
4	Ашгилл [5]	336,6	-11,1	8,8	7	складки
5	Поздний карадок [5]	~20	-16,7	5,0	17	складки, обращения
6	Ранний карадок [5]	31,1	-17,7	4,0	13	складки
Чингизская дуга						
7	Поздняя пермь [4]	~50	49,3	3,6	16	складки
8	Средний девон [7]	172,4	49,3	12,2	4	нет
9	Ранний силур [7]	216,5	-2,7	13,3	12	складки
10	Ранний ордовик [6]	~140	-21,3	6,3	11	складки, галек, обращения
11	Поздний кембрий [6]	109,1	-35,2	9,8	8	складки

Примечание: D – склонение (~ в случае заметных локальных вращений); I – наклонение; α_{95} – погрешность; N – количество сайтов. Все данные приведены к нормальной полярности.

В альтернативной модели [3] предполагается, что в раннем палеозое существовала огромная, первично линейная островодужная система (Кипчакская дуга), движение которой происходило согласованно с Балтикой и Сибирью. Начиная с девона, эта система подвергалась многочисленным сдвиговым деформациям, которые разбили ее на отдельные фрагменты. В карбоне разрозненные фрагменты древней структуры амальгамировались и образовали единый складчатый пояс. В этой модели раннепалеозойская Чингизская вулканическая дуга и Чуйско-Кендыктасский микроконтинент Кокчетав-Северотяньшаньской области принадлежат к различным частям Кипчакской дуги.

Эти модели предсказывают сильно различающиеся палеоширотные положения Северо-Тяньшаньского и Чингизского блоков для каждого

интервала времени, особенно для раннего палеозоя и силура. Если сравнить изменение широтного положения Северного Тянь-Шаня и Чингиза, согласно моделям [2] и [3], с палеоширотами, полученными по палеомагнитным данным, видно, что для Чингизского хребта и Северного Тянь-Шаня наблюдаемые палеошироты согласуются с моделью [3] значительно лучше, чем с моделью [2].

В Казахстане средне-позднепалеозойские комплексы активной континентальной окраины с несогласием перекрывают более древние образования. В современной структуре выделяется система краевых вулканических поясов: силурийский, ранне-среднедевонский, франкий, фамен-турнейский и визейско-пермский. Эти пояса образованы мощными, в основном субазральными вулканическими сериями основного, среднего и кислого состава и коагматичными интрузивными образованиями. Все пояса имеют в плане подковообразные очертания, а анализ их расположения свидетельствует о проградации поясов на юго-юго-запад в сторону палеоокеанического бассейна. Такая подковообразная форма не характерна для активных окраин андийского типа и трудно объяснима с позиций тектоники плит. Кажется логичным предположить, что произошло ороклинальное изгибание первоначально более или менее линейной структуры. Северо-Тянь Шаньский и Чингизский хребты находятся на противоположных крыльях этой системы вулканических поясов. Направления намагниченности, полученные по ордовикским комплексам Северного Тянь-Шаня, довольно сильно варьируют по склонению, скорее всего вследствие локальных вращений. Мы рассчитали среднее направление намагниченности для изученных ордовикских комплексов Северного Тянь Шаня, хотя, возможно, такая процедура не вполне правомерна. Этот средний вектор направлен на север. Точно также мы рассчитали среднее склонение для ордовикских и силурийских комплексов, изученных на Чингизском хребте. Здесь средний вектор направлен на юг. Эта картина говорит о том, что имело место ороклинальное изгибание структуры. Когда это произошло, сказать пока трудно. Имеющееся направление по среднему девону тоже ориентировано на юг, так что основное изгибание, вероятно, произошло позже этого. С другой стороны, позднепермские склонения по Северному Тянь-Шаню и Чингизскому хребту приблизительно совпадают между собой. Можно заключить, что изгибание происходило в основном между средним девоном и поздней пермью.

Литература

1. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32
2. Диденко А.Н., А.А. Моссаковский, Д.М. Печерский и др. // Геология и геофизика. 1994. № 7-8. С. 59–75.
3. Sengor, A.M.C., B.A. Natal'in. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: The tectonic evolution of Asia, Cambridge University Press. Eds. A. Yin and M. Harrison. Cambridge. 1996. P. 486–640/

4. Levashova, N.M., K.E. Degtyarev, M.L. Bazhenov et al. // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 152. P. 677–687.
5. Bazhenov, M.L., A.Q. Collins, K.E. Degtyarev et al. // *Tectonophysics.* 2003. V. 366. P. 113–141
6. Collins, A.Q., K.E. Degtyarev, N.M. Levashova et al. // *Tectonophysics.* 2003. V. 377. P. 229–247.
7. Levashova, N.M., K.E. Degtyarev, M.L. Bazhenov // *Tectonophysics.* 2003. V. 377. P. 249–268

Е.П. Леликов¹

Геология и тектоника зоны перехода от Южного Приморья к Японскому морю

Изучение геологического и тектонического строения зоны сочленения континентальных и морских структур имеет важное значение для понимания происхождения и развития впадин краевых морей Тихого океана. Континентальное обрамление Японского моря совместно с шельфом характеризуется континентальной корой, мощность которой оценивается в 30 км [1]. По направлению к материковому склону мощность коры постепенно сокращается до 26 км.

Согласно схеме тектонического районирования, континентальное обрамление Японского моря относится к Лаоелин-Гродековской (II) и Сихоте-Алинской (III) геосинклинальным складчатым системам, которые в свою очередь подразделяются на несколько структурно-формационных зон [2]. Эти формационные зоны и основные разломы на схеме тектонического районирования (рисунок) показаны с использованием схемы В.А. Бажанова [2] по Приморью, геофизических материалов Б.Я. Карпа [3] и Р.Г. Кулинича [4] по акватории Японского моря. Материковые структуры, по геофизическим данным, прослеживаются под водами моря и кайнозойскими отложениями на шельфе, а выходы слагающих их пород обнажаются на отдельных участках материкового склона [5]. Поэтому структурно-формационные зоны продолжены до основания материкового склона, как и разделяющие их разломы.

Сходство пород акустического фундамента, поднятых при драгировании с материкового склона, с породами окружающей суши и аналогичные характеристики геофизических полей свидетельствуют о непосредственном продолжении береговых структур на шельф и материковый склон, что может служить доказательством единства геологического развития области современного шельфа у берегов Приморья со структурами Лаоелин-Гродековской и Сихоте-Алинской складчатых систем. Неогеновые отложения чехла, залегающие на размытой поверхности фундамента шельфа и материкового склона, протягиваются от устья реки Туманган на западе до возвышенности Витязя на северо-востоке и представлены однообразными по составу морскими раннемио-

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

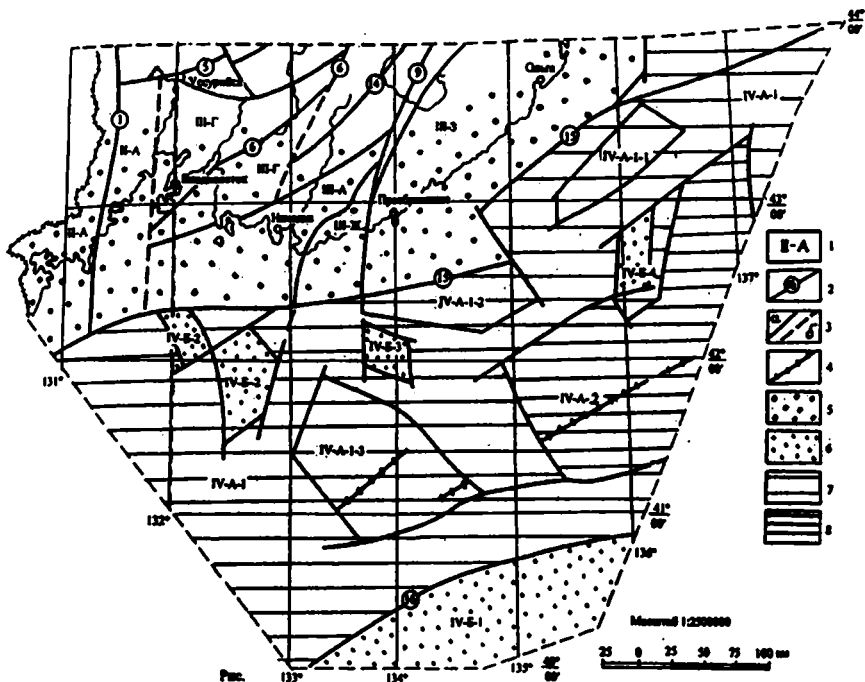


Рис. Схема тектонического районирования

1 – структурно-формационные зоны: Западно-Приморская (II-A), Сергеевская (III-A), Муравьево-Дунайская (III-Г), Кривинская (III-Ж), Прибрежная (III-З), Японская кайнозойская рифтогенная система (IV), структурно-формационные зоны: Центральной котловины (IV-A) с подзонами: Главной (IV-A-1) с прогибами: Северным (IV-A-1-1), Южным (IV-A-1-2) и Западным (IV-A-1-3); Восточной подзоной (IV-A-2) и подзонами подводных возвышенностей (IV-B): Ямато (IV-B-1), Первенца (IV-B-2), Тарасова (IV-B-3), Богорова (IV-B-4); 2 – разломы, разделяющие структурно-формационные зоны: Западно-Приморский (1), Западный Сихоте-Алинский (5), Арсеньевский (6), Центральный Сихоте-Алинский (9), Прибрежный (13), Северо-Япономорский (15), Яматинский (16); 3 – прочие разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 4 – осевые поднятия прогибов; 5 – области с континентальной корой; 6 – области с редуцированной (сокращенной) континентальной корой; 7 – области с растянутой континентальной корой; 8 – области с океанической корой

цен-плиоценовыми отложениями. На прилегающей суше в это время во впадинах и депрессиях накапливались континентальные, зачастую угленосные толщи, т. е. в неогеновое время шельф и континентальные структуры развивались в различных тектонических режимах.

Японское море представляет собой рифтогенную систему, состоящую в его северной части из Японской (Центральной) глубоководной котловины и подводных возвышенностей с редуцированной континентальной корой, которая под Ямато оценивается в 26, Первенца – 20, Богоров – 17 км

[4]. Земная кора котловины имеет мощность (без осадочного слоя) в западной части 8,0 км, в восточной – 6,0 км, и основные параметры земной коры последней типичны для земной коры океанов [6].

Японская котловина (см. рисунок IV-A) представляет собой равнину глубинной 3400–3600 м, осложненную многочисленными вулканическими постройками и хребтами. Ее сочленение с материковым склоном и возвышенностью Ямато происходит по зонам глубинных разломов Северо-Япономорскому (15) и Яматинскому (16). Первый прослеживается вдоль подножья материкового склона и его простираение повторяет направление береговой линии. По 135° меридиану он смещен примерно на 18–20 км в северо-западном направлении. В гравитационном поле он выражается непрерывной зоной минимумов силы тяжести от –20 до –40 мгал [4], а в магнитном – в виде положительных аномалий интенсивностью 100–300 нТл. Яматинский разлом проходит вдоль подножья северного склона возвышенности Ямато, отделяя ее от Японской котловины. На склоне возвышенности под неоген-четвертичным осадочным чехлом по данным НСП наблюдаются сбросы, по которым формируются ступени акустического фундамента и происходит последовательное опускание его блоков в сторону глубоководной котловины. На крутых участках склона обнажаются породы консолидированного фундамента, представленные метаморфическими породами средне-позднепалеозойского возраста, позднепермскими гранитоидами яматинского комплекса и вулканитами андезитовой толщи олигоцен-раннемиоценового возраста. Зона разлома отчетливо выражается в магнитном поле в виде узкой полосы положительных аномалий (100–300 нТл).

В рельефе акустического фундамента Японской котловины отмечается ряд возвышенностей – Первенца, Богорова, Тарасова, сложенные вулканитами среднемиоцен-плиоценового возраста. Возвышенности расположены на широких пьедесталах, превышающих их поверхностные выходы [3]. В остальной части котловины выделяется депрессия акустического фундамента – Крайняя, разделенная возвышенностью Богорова на южный и северный прогибы, и Главная, которая разделяется возвышенностью Беляевского на две части: западную и восточную. Акустический фундамент северного прогиба расположен на глубине 5,25–5,85 км ниже уровня моря, а южного – 5,25–5,5 км. Фундамент западного прогиба залегает на глубине 5,25–5,7 км, а восточного – выше 5,85 км, достигая 6,5 км в центральной части. Крайняя депрессия и западный участок Главной депрессии характеризуются растянутой континентальной корой, а восточная часть Главной депрессии корой океанического типа [3] (см. рисунок).

Японская котловина образовалась в результате рифтогенеза на окраине Азиатского континента, причем слагающие ее депрессии находятся на различных стадиях формирования рифта. Наиболее полно этот процесс прошел в восточной части Главной депрессии, где в результате спрединга образовалась кора океанического типа. Начало раскрытия Японской котловины, по мнению ряда исследователей [7], относится к позднему олиго-

цену (28 млн лет). Акустический фундамент котловины, по данным бурения, сложен нижнемиоценовыми (23,7–17,1 млн лет) базальтами, перекрытыми осадками с возрастом нижних горизонтов 15,5–14 млн лет, что позволяет считать завершение процесса эволюции континентального рифта в основном к концу раннего миоцена. На значительной площади котловины осадочный слой подвержен тектоническим деформациям, причем они захватывают все толщу вплоть до плейстоценовой поверхности несогласия, что позволяет предполагать завершение интенсивной тектонической активности в котловине к плейстоцену. К этому же времени завершился активный вулканизм на вулканических постройках.

В целом в геологическом строении и тектоническом развитии складчатого фундамента континентальных и морских структур наблюдается много общих черт, что связано с единством их строения в докайнозойское время. Явные различия начинают появляться в позднем палеогене-неогене на стадии формирования Японского моря, связанного с активным рифтогенезом и проявлением морского осадконакопления в его акватории.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-65209).

Литература

1. *Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С., Попов А. А., Потатьев С. В.* Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
2. *Бажанов В.А.* Схема тектонического районирования Южно-Сихоте-Алинской и Ханкайской серии. Владивосток, 2000. 23 с.
3. *Карнаух В.Н., Карп Б.Я.* // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 5. С. 10–24.
4. *Кулинич Р.Г., Валитов М.Г.* Аномалии силы тяжести и строение земной коры Японского моря. В кн.: Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 347–352.
5. *Берсенева И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др.* Геология дна Японского моря. Владивосток, 1987. 139 с.
6. *Леликов Е.П., Карп Б. Я.* Глубинное строение и рифтогенез в Японском море// Литосфера. 2004. №.2. С. 16–29.
7. *Tamaki, K., Suyehiro K., Allan, J. et al.* Tectonic synthesis and implication of Japan sea ODP drilling // Proc. ODP, Sci. Results, 127/128(2). 1992. P. 1333–1348.

М.Г. Леонов¹

«Плито-потоки» – новый тип структур литосферы Земли

В плейт-тектонической парадигме континентальные литосферные плиты обычно рассматриваются как относительно жесткие пластины (блоки, террейны), консолидированная кора которых (а также и континентов в целом) представляет собой относительно «костную» субстанцию, а все сколько-нибудь значимые структурообразующие процессы протекают лишь на границах плит (террейнов, континентов). Однако

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

исследования последних лет показали, что в пределах континентальной консолидированной коры широко проявлены процессы структурно-вещественных преобразований, связанных с крупномасштабным тектоническим течением горных масс [5, 7]. Выделены специфические объемные геоструктуры – *плито-потоки* (*горизонтальные протрузии*), отражающие это течение и представляющие собой важный элемент строения и тектонической эволюции литосферы Земли.

В работе рассмотрены три вопроса: 1 – возможна ли в принципе объемная (3D) деформация тектонического течения в консолидированном слое земной коры и каковы механизмы ее обеспечивающие. 2 – насколько существенна роль 3D деформации при формировании крупных структур земной коры и литосферы. 3 – может ли быть рассмотрено строение крупных континентальных масс с позиции парадигмы масштабного 3D тектонического течения и существования квазипластичных «плито-потоков». Я уже неоднократно касался этих проблем, но высокий темп накопления нового фактического материала и его теоретического осмысления заставляют вновь обратиться к поставленным вопросам, которые мы рассмотрим в порядке их постановки.

Кристаллические массы фундамента континентальных плит и подвижных поясов обладают 3D подвижностью, связанной с реидной (от «рео» – течь) деформацией. Выявлены [1, 5, 7] механизмы структурно-вещественной перестройки, обеспечивающие объемное течение: пластическая деформация, хрупкая доменно-блоковая и доменно-кливажная деформация, катаклаз, меланжирование, динамическая рекристаллизация, течение гранулированных сред. Все перечисленные механизмы приводят к объемной деструкции и грануляции горных масс. Согласно современным данным, «процесс разрушения развивается как многоуровневый (в смысле пространственных масштабов)... На мезоуровнях развиваются специфические мезоэлементы, которые и являются основными носителями деформационного процесса...». «... главные типы деформаций на мезоуровне суть сдвиг плюс вращение...». А «мезоструктура – это проявление турбулентности в твердом теле» [2, с.7–8]. К этому надо добавить, что деструктурированные (или, скорее, структурированные определенным образом) твердые среды приобретают свойства сверхпластичности (сверхтекучести). Перечисленные механизмы структурно-вещественной перестройки горных пород проявлены на всех глубинных уровнях консолидированной коры.

Одним из следствий феномена 3D подвижности является возникновение в пределах консолидированной коры латеральных тектонических потоков [4–7]. «Вмороженные» в земную кору, они формируют своеобразные структурные элементы – «плито-потоки» или горизонтальные протрузии. «Плито-поток» – это пространственно ограниченное горизонтально-плоскостное геологическое тело, обладающее признаками объемной (3D) реидной деформации горных масс. Рассмотрим региональные примеры.

Сугутский массив (Южный Тянь-Шань). Массив (5x30 км) образует ядро Восточно-Алайской сигмоиды, сложен метаморфическими породами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и формирует сложную синформу с субвертикальными бортами. Структурный рисунок, тип, ориентировка и замеры величин деформации, особенности проявления метаморфизма, взаимоотношение массива с окружающими образованиями – все эти признаки позволяют трактовать массив как массу пород, обладающую внутренней подвижностью и выдавленную в латеральном направлении в центральную часть Восточно-Алайской сигмоиды. Латеральное нагнетание кристаллических масс есть результат общего сжатия и компенсационного продольного течения. Оформление структуры произошло в конце палеозоя и продолжается на новейшем этапе. Формирование протрузии связано с верхнекоровым структурным уровнем.

Карельский массив (Балтийский щит). Это крупный (500x1000 км) тектонический элемент, сложенный архейским гранито-гнейсовым и гранит-зеленокаменным фундаментом и и нижнепротерозойским вулканогенно-осадочным проточехлом. Структура массива свидетельствует о перманентном (от раннего протерозоя до наших дней) латеральном объемном течении со сдвигово-надвиговой кинематикой при чередовании режимов транспрессии и транстенсии, что фиксируется наличием характерных структурных парагенезов и соответствующих им кинематических обстановок. Движение осуществляется на уровне верхне- и нижнекорового слоев; по косвенным данным можно предполагать участие в горизонтальном течении и астеносферной мантии.

Пояс Лимпопо (Южная Африка). Представляет собой [8] вытянутую в ЮЮЗ-ССВ направлении структуру размером 130x450 км, разделяющую Зимбабвийский и Каапваальский кратоны. Пояс сложен высокометаморфизованными породами архея, которые перекрыты протерозойским протоплатформенным чехлом, и имеет подковообразный внутренний структурный рисунок. Он обрамлен зонами вязко-пластического течения и гранулитового метаморфизма. Структура массива, характер его ограничений, особенности проявления метаморфизма показывают, что массив – это гигантский кристаллический плито-поток, внедрившийся между двумя кратонами. Формирование его структурного плана растянуто от 2,6–2,7 до 2,65–2,46 Ga. Движение осуществляется в пределах всей коры и, по-видимому, подкоровой астеносферы.

Другие примеры. Структуры, отражающие латеральные потоки горных масс, известны и в других регионах мира: массив Шварцвальд (Европа), пояс Хидака (Япония), Южно-Анатолийская дуга (Турция) и ряд других структур Альпийского пояса. Они установлены по геофизическим данным в Кольско-Мезенском регионе и в Тимано-Печерской провинции [3], в некоторых других регионах. В частности, можно предполагать, что некоторые дугообразные структуры Центрально-Азиатского пояса также представляют собой масштабные литосферные плито-

потоки. Структуры этого типа характерны и для океанической литосферы (Карибский регион и район моря Скоша).

Для структуры плито-потоков и проявления в их пределах тектоно-деформационного процесса характерны следующие особенности. 1. Специфический структурный парагенез, отражающий поступательное движение масс и *их объемное сдвиговое течение*. В парагенез входят: зоны сплющивания и нагнетания; линейные зоны осепродольного течения; зоны субгоризонтального течения и срывов; зоны диссипативного сдвигового течения; зоны относительной декомпрессии и оттока горных масс. Первые три категории – это зоны концентрированных деформаций, которые определяют разноранговую внутреннюю делимость корового слоя. Также характерны: общая синформная чешуйчато-покровная структура и конформный подковообразный изгиб структурных линий в плане; наличие поперечных складок коробления; развитые по всему объему структуры пластического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой; наличие колчановидных складок. 2. Наличие краевых зон вязко-пластического сдвига, трансформированных в краевые надвиги и покровы. 3. Высокоградиентный метаморфизм в зонах концентрированных деформаций (особенно в краевых зонах) и наличие в ряде случаев поясов гранулитового метаморфизма. 4. Тектонически обусловленные субгоризонтальные внедрения магматического материала, приводящие к структурно-реологическому расслоению движущихся масс. 5. Относительно слабое морфоструктурное расчленение рельефа (кроме фронтальных зон нагнетания и сплющивания). Натурные наблюдения подтверждены физическим моделированием [6].

Анализ литературных данных и специально проведенные исследования показывают: формирование «плито-потоков» (горизонтальных протрузий) – это фундаментальное и широко распространенное явление, определяющее многие черты структурной эволюции и геодинамики фундамента платформ и подвижных поясов. *Своим существованием они отражают реальную (зафиксированную в структуре коры) внутреннюю подвижность огромных объемов горных пород и реальную возможность их латерального перераспределения на разных глубинных уровнях литосферного слоя континентов.* Их формирование связано с возникновением реологически ослабленных объемов с пониженной вязкостью. Подвижность может возникать в режимах «холодной» деформации, относительного прогрева, проявления метаморфизма и твердопластического течения, субсолидусного состояния горных масс, их частичного подплавления и определяется степенью связности пород. Потеря связности обеспечивается различными механизмами структурно-вещественной переработки пород (см. выше), и все они приводят к возникновению среды с пониженной вязкостью. Последнее обстоятельство играет решающую роль при формировании «плито-потоков». Направление, характер и интенсивность перемещения вещества в процессе эволюции плито-потоков в коровом слое связаны с формой проявления

конвективных (адвективных) токов в астеносфере и подлитосферной мантии.

Все сказанное послужило поводом для рассмотрения тектонической структуры континентальных масс с новых позиций – позиций 3D тектонической подвижности горных масс. На основе карт мгновенной кинематики территории СНГ (масштаб 1:5000000) и Евразии (масштаб 1:25000000), любезно предоставленных мне соучастниками ФГУП «Аэрогеология» Н.М.Куниной и В.Я.Гольтвегером, составлен макет структурно-кинематической карты Евразии. Упомянутые выше карты были представлены авторами на совещаниях МТК в 2000 г. и в несколько модернизированном виде в соавторстве с М.Г.Леоновым в 2004 г. На карте отражен суммарный эффект морфоструктурной эволюции мегаконтинента и взаимодействие: а) геомасс с консолидированной корой (литосферных плит, перемещающихся en bloc), б) внутриплитных тектонических потоков, в) межплитных тектонических потоков (геомасс с отсутствующим или формирующимся консолидированным слоем – подвижных поясов). На карте показано также, что одним из широко распространенных тектонических элементов континентальной литосферы являются латеральные плито-потоки, определяющие многие черты структуры Евразийского континента. Формирование современной морфоструктуры и структурно-кинематического рисунка Евразии обусловлено интерференцией полей напряжений, связанных, в частности, с раскрытием Атлантического, Северного Ледовитого и Тихого океанов, с латеральным дрейфом континентальных масс Южно-Китайской, Индийской, Африкано-Аравийской платформ, а также с действием внутриплитных процессов.

Работа выполнена по планам и при финансовой поддержке ОНЗ РАН (программы: «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса», «Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер») и Научной школы № 1982.2003.5.

Литература

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: МГУ, 1966. 348 с.
2. Гольдин С.В. // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.
3. Костюченко С.Л. Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка. Автореф. дисс. ...доктора геол.-мин. наук. М.: 1997. 57 с.
4. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизонном поясе. М.: Научный Мир, 1997. 313 с.
5. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
6. Морозов Ю.А., Гептнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизводимых структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии. В кн.: Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ, 1997. С. 219–258.

7. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание нац. АН Украины, 1995. 159 с.
8. *McCourt S., Wilson J.F.* Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Afrika. Geol. Dept. & University West. Austral., 1992. Publ. 22. P. 237–245.

М.Г. Леонов¹

Тектоника консолидированной коры и нефтегазоносность кристаллических пород

1. Нефтегазоносность кристаллических пород в настоящее время не вызывает сомнений [1, 8]. В породах фундамента открыто около 450 промышленных нефтяных и газовых месторождений [8]. Скопления УВ сырья в консолидированной коре контролируются, кроме прочих, двумя факторами [1, 4, 6, 7]: 1 – наличием погребенных выступов кристаллического (чаще всего гранитного) фундамента (*hurdled hills*); 2 – высокой степенью тектонической дезинтеграции пород и связанным с ней дилатансионным эффектом. Все это ставит перед нефтепоисковой геологией проблему изучения и прогнозирования анизотропии фундамента [9] и механизмов структурной переработки кристаллических толщ. В последние годы получены новые данные о строении и эволюции консолидированной коры различных регионов, которые имеют непосредственное отношение к рассматриваемой проблеме [5].

2. Неотъемлемой составляющей процессов, ответственных за вторичную структурную переработку горных масс фундамента, является объемное тектоническое течение или реидная деформация. Понятие «реидная деформация» (от «рео» – течь) введено С.Кери и Л.Кингом, которые определили ее как способность горных пород к течению в твердом состоянии. Выявлены признаки объемной подвижности (текущести) пород в верхних горизонтах консолидированной коры. Отражением такой подвижности служат, в частности, глубинные диапиры и кристаллические протрузии, а также пликативные деформации поверхности фундамента. Установлены механизмы структурной и структурно-вещественной переработки пород, обеспечивающие внутреннюю подвижность фундамента и его объемную деформацию (англ.: 3D-deformation). Это: пластическая деформация; хрупкая макросколовая (блоковая) и микросколовая (кливажная) деформация; меланжирование; дезинтеграция и катаклиз; динамическая рекристаллизация; течение гранулированных сред. Указанные механизмы, проявляясь самостоятельно или (чаще) в различных сочетаниях, обеспечивают реидное поведение горных масс. Объемная подвижность и реидное поведение по-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

род фундамента может осуществляться на разных глубинных уровнях земной коры вплоть до приповерхностных горизонтов, где подвижность возникает в режиме холодной деформации. 3D-деформация делает возможным перераспределение пород фундамента в пространстве и формирование структур типа диапиров и кристаллических протрузий. Возникновение первых связано с плотностной инверсией, вторых – с вязкостной инверсией [10]. Система «деформируемая среда – включенное в нее менее вязкое тело» не является равновесной. В более текучем и менее вязком теле возникает избыточное давление, действие которого направлено на прорыв среды. Это явление связано с тем, что деформации менее вязкого тела опережают деформации более вязкой среды и имеют большую величину. Механизм вязкостной инверсии более универсален, чем механизм плотностной инверсии, так как позволяет объяснить внедрение в более высокие горизонты земной коры не только относительно легких, но и тяжелых горных масс. В результате протрузивного процесса происходит тектоническое выжимание более текучих тел в направлении областей с меньшим литостатическим давлением, т.е. по направлению к дневной поверхности и формирование положительных морфоструктур фундамента. Становление таких морфоструктур растянуто во времени, может захватывать несколько геологических периодов и сравнимо с длительностью накопления плитного чехла платформ.

3. Характерной чертой всех механизмов перестройки породных масс в процессе деформации является их *дезинтеграция* или *повышение кристаллическости* пород. В обоих случаях происходит *грануляция* горных пород. Эта особенность деформации консолидированной коры была отмечена еще Г.Штилле, который ввел понятие *тектоника разрыхления* (нем.: Lockertektonik). Изучение гранулированных сред (ГС) – одно из приоритетных направлений науки [3, 11]. ГС представляют собой совокупность дискретных твердых частиц, пространство между которыми заполнено флюидом, водой или воздухом. К ним относятся, прежде всего, рыхлые сыпучие образования (пески, галечники, гравийные и глыбовые скопления), а также горные породы, монолитность которых весьма условна (метаморфические сланцы, гнейсы, любые *катаклазированные* породы). Свойства ГС отличаются от свойств и поведения твердых тел, жидкостей и газов. В некоторых аспектах они изучены весьма детально и показано, что ГС обладают специфическими свойствами в том, что касается процессов деформации, электропроводности, прохождения акустических волн. Интересной их особенностью является наличие собственной, так называемой «гранулярной» температуры, которая вносит существенный вклад в повышение их энергетического потенциала. Установлено также, что в ГС давление на глубине определяется не только нагрузкой вышележащих толщ, но и своеобразным характером передачи напряжений, который зависит от способа и плотности упаковки частиц. Важной особенностью дискретной среды является также относительное вращение (перекатывание) гранул (кристаллов, зерен, блоков),

которое приводит к возникновению упорядоченной структуры, определяет локализацию и масштаб деформаций и способствует уменьшению эффективного угла трения, что интерпретируется как проявление сверхпластичности. В процессе деформирования породной массы проявляется дилатансия (увеличение объема и разрыхления). Особенно интенсивно механизм дилатансионной переупаковки выражен при пластическом течении дискретных сред. Дилатансия не только способствует уменьшению трения между частицами и, соответственно, облегчает их относительное проскальзывание, но и приводит к увеличению объема горных пород. Последнее явление вызывает интенсификацию процессов перемещения, «внедрения» разбухающих пластифицированных масс в окружающие горизонты и формирование протрузивных тел.

4. Процессы деформации, связанные с вышерассмотренными механизмами, сопровождаются измельчением вещества (диспергацией) [12], которое может захватывать значительные объемы пород (милониты, матрикс тектонических брекчий и макрокатаклизитов, зоны расщепления). Диспергация происходит за счет механического дробления, перекристаллизации (грануляции), частичного подплавления. Зачастую проявлен процесс автодиспергации, который связан, кроме других причин, с пластической деформацией. При этом происходит «вскипание» дислокаций, возникновение многочисленных пустот, размножение и укрупнение пор. В результате поровая проницаемость резко увеличивается, возникают системы трещин и автобрекчирование. И еще одно важное обстоятельство: наложение гидростатического сжатия, казалось бы, должно препятствовать разрушению и повышению пористости. Однако, как показано в эксперименте [12], при наложении на литостатическую нагрузку *ориентированного* давления, обеспечивающего пластическую деформацию, происходит увеличение объема вещества. В таких породах как гранит, мрамор, песчаник увеличение объема в условиях однонаправленного давления может достигать 20%. Такой эффект отсутствует в случае наличия лишь гидростатической нагрузки. Диспергированные среды обладают резко повышенной химической активностью, что делает возможным ход многих реакций и преобразований при РТ-параметрах, значительно более низких, чем в недиспергированных системах [8]. В частности, в процессе диспергации углеродсодержащих минеральных веществ в присутствии воды и катализаторов, к которым относятся *кварц* и *полевой шпат (гранитные компоненты!)*, происходит синтез углеводородов и формируется их газовая и жидкая фазы.

5. Выявленные закономерности позволяют предложить модель формирования углеводородных залежей в теле кристаллического цоколя (рисунок), которая хорошо согласуется с известными данными нефтяной геологии [1, 9]. В результате описанных выше структурно-тектонических процессов в теле плитных участков платформ зарождаются и развиваются долгоживущие положительные морфоструктуры, ядра которых выполнены дезинтегрированными (гранулированными)

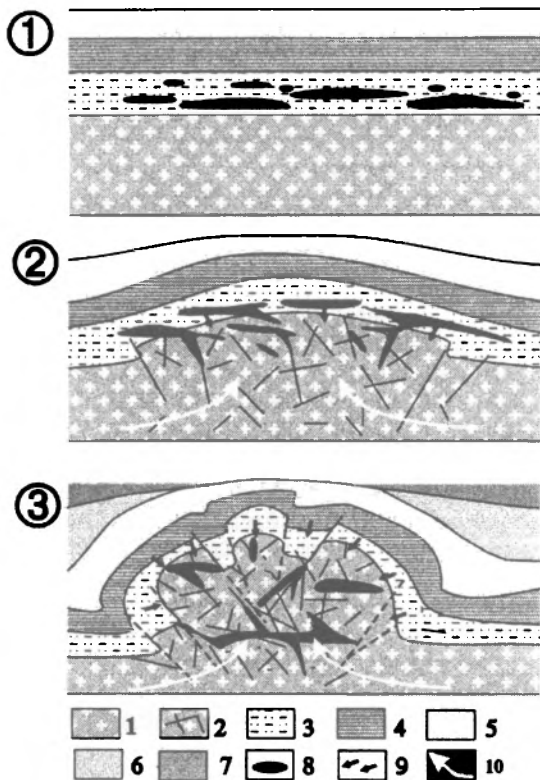


Рис. Модель, отражающая один из возможных механизмов формирования углеводородных залежей в кристаллических породах фундамента

1 – породы фундамента; 2 – раздробленные породы фундамента; 3–7 – горизонты осадочного чехла; 8 – скопления углеводородов; 9 - направление перераспределения УВ; 10 – направление тектонического транспорта в фундаменте

породами кристаллического или складчато-метаморфического цоколя, а крылья и покрывка – осадочными отложениями плитного чехла. Породы фундамента обладают повышенной, а с ростом поднятия все возрастающей проницаемостью и пористостью. Эти объемы являются областями перепада давления, декомпрессии и всасывания. Осадочные породы чехла, облегающие свод, напротив, находятся в условиях сжатия и повышенного флюидного давления, реализующихся за счет действия встречных сил гравитации и напора растущего купола. И если породы нижних горизонтов чехла являлись углеводородсодержащими, то естественен процесс их «перетока» из осадочных толщ в разуплотненные кристаллические породы фундамента, где они и образуют более или менее крупные скопления. Для проявления такого механизма формирова-

ния залежей углеводородов особенно благоприятны гранитные массивы, которые легко подвергаются структурно-вещественной переработке в процессе формирования кристаллических диапиров и протрузий [5], что подтверждено практикой нефтяной геологии [9]. Существенное значение для создания условий, благоприятных для возникновения скоплений УВ, имеют явления М-инfiltrации [13] и вертикального аккрецирования консолидированной коры (включения в состав фундамента преобразованных отложений осадочного чехла) [2].

6. Таким образом, описанные явления: становление сопряженных долгоживущих морфоструктур фундамента; деформационные механизмы, приводящие к разуплотнению и грануляции горных масс; процессы вертикальной аккреции или перехода горных масс из одной оболочки (осадочной) в другую (фундамент); возникновение скоплений углеводородного сырья в кристаллических породах – являются членами сложного парагенеза, отражающего единство и взаимообусловленность структурных и вещественных преобразований горных пород. Фактический материал [1] свидетельствуют о том, что формирование многих месторождений УВ (Белый тигр, Шаимский свод, площадь Оймаша, Нафора-Ауджила и др.) генетически связано с описанным выше механизмом, а исследования последних лет позволяют предполагать наличие аналогичных потенциальных ловушек УВ в ряде регионов, таких как Балтийский щит, Байкальский регион, Русская платформа. Полученные данные могут служить новыми прогностико-поисковыми критериями залежей УВ в пределах гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Работа выполнена по планам и при финансовой поддержке ОНЗ РАН (программы «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса» и «Глубинное строение Земли, магматизм, геодинамика и взаимодействие геосфер») и РФФИ (проект № 04-05-64148).

Литература

1. Арешев Е.Г., Гаурилов В.П., Донг Ч.Л. и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Изд-во «Нефть и газ», 1997. 288 с.
2. Вертикальная аккреция земной коры. Факторы и механизмы. М.: Наука, 2002. 462 с.
3. Гольдин С.В. // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 5. С. 5–22.
4. Киреев Ф.А. О возможном механизме формирования залежей нефти в гранитном фундаменте осадочных бассейнов. В кн.: Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. С. 33–34.
5. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция земной коры. В кн.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
6. Лобусев А.В. и др. Углеводородные системы фундамента осадочных пород. В кн.: Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. С. 33–34.
7. Мартынова И.И. Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте на основе мирового опыта открытий месторождений углеводородов в породах кристаллического фундамента. В кн.: Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. С. 33–34.

8. Молчанов В.И. // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 5.
9. Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. М.: РГУ нефти и газа, 2001. 302 с.
10. Паталаха Е.И. // Геотектоника. 1971. № 4. С. 15–20.
11. Поляков А.С. Гранулированные среды и седиментогенез. М.: Геоинформмарк, 2001. 60 с.
12. Поспелов Г.Л. // Геология и геофизика. 1972. № 12. С. 53–73.
13. Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1998. 198 с.

Ф.А. Летников¹

Синергетика тектонических ансамблей континентальной литосферы Земли и их минерагения

В начале XXI века следует признать, что попытки внедрения в тектонику достижений классической физики, термодинамики, механики не привели к созданию концептуальной основы для единой парадигмы, охватывающей все стороны всего многообразия явлений перемещения масс горных пород, что и является сферой изучения тектоники.

Творческая эволюция в последней четверти XX века привела к качественно новому переходу в изучении широкого класса систем – от природных до социальных, где на базе исследований Р. Дефея, И. Пригожина, Г. Николыса, Л. Онзагера, И. Дьермати, А.А. Андропова, В.П. Белоусова, А.М. Жаботинского, С.Де Грота, П. Мазура и многих других появились пионерские работы И.Р. Пригожина и представителей его школы, а благодаря Г. Хакену сформировалось новое научное направление – синергетика.

Привлекательность синергетического подхода для изучения геологических систем была очевидной, ибо объектом исследования синергетики были открытые неравновесные динамические системы, обменивающиеся с окружающей средой энергией, веществом и информацией, что характерно для всех геологических систем литосферы. Составным элементом синергетики является и изучение процессов самоорганизации. Одна из главных особенностей синергетического подхода – кооперативный учет процессов, протекающих в системе, их взаимосвязь и взаимовлияние друг на друга.

Исключительно важным явилось введение Г. Хакеном понятия об управляющих параметрах состояния открытых систем или модах. Весьма важно то, что по мере перехода систем из одного стационарного состояния в другое моды могут изменяться. И, наконец, применение подходов неравновесной термодинамики позволило перейти от чисто феноменологических равновесных систем к реальным стационарным системам. Прежде всего необходимо различать процессы организации, которые протекают в результате внешнего воздействия и самоорганизации, и структурные и иные преобразования, протекающие за счет внутренней энергии такой системы.

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

Под тектоническим ансамблем мы понимаем совокупность всех форм движения геологических масс (включая и процессы осадконакопления) во временном интервале данного эндогенного геологического цикла. Тектонический ансамбль состоит из структурно-вещественных комплексов, образованных в ходе конкретного энергетического воздействия.

Самые ранние этапы формирования Земли протекали под организующим влиянием Солнца. Расплавление Земли перевело планету в стадию самоорганизации, в ходе чего сформировались мантия и жидкое (и твердое?) ядро. Одним из вероятных источников тепла при этом являлась теплота адиабатического сжатия газов, заключенных в газовых включениях частиц, и обломков, образовавших тело планеты.

В зависимости от энергетического источника и общей направленности процессов преобразования горных пород в тектонических ансамблях в них происходила смена режимов организации и самоорганизации, когда, например, на стадии организации система накапливала энергию, а на стадии самоорганизации в ней за счет накопленной ранее энергии протекали процессы структурно-вещественного преобразования.

Значительные по размерам тектонические ансамбли обладают значительной динамической инерцией. Так, например, если вдоль зоны глубинного разлома за счет поступающих из мантии гранитизирующих флюидов растут гранитогнейсовые купола, то после прекращения этого процесса, в силу нарушения изостатического равновесия купола начинают всплывать, этот процесс может продолжаться десятки миллионов лет, достигнув максимальных скоростей всплывания на заключительной стадии орогенного этапа формирования горных цепей. Длительность сохранения тектонического режима ансамблей, прежде всего, определяется степенью зрелости литосферы и энергетическим потенциалом эндогенного импульса, что в итоге предопределяет разнообразие иерархически соподчиненных структурно-вещественных комплексов, входящих в состав такого ансамбля. Но в конечном итоге старение Земли и снижение ее эндогенного потенциала приводит к деградации одних типов ансамблей и появлению новых. Вместе с тем, анализ тектонических процессов в интервале от раннего архея до кайнозоя убеждает в детерминированности общего стиля зарождения, становления и отмирания конкретных тектонических ансамблей. В конечном счете, геологическая предыстория того или иного геологического блока, степень зрелости слагающей его континентальной литосферы и обуславливают спектр проявленных в нем структурно-вещественных комплексов. Линейный характер старения и самоорганизации верхних уровней континентальной литосферы в геологической истории Земли нарушается за счет прорыва от жидкого ядра Земли суперглубинных высокоэнергетических флюидных систем, которые за сравнительно короткое время активизируют астеносферные флюидные системы, и под их воздействием протекают мощные процессы деструкции земной коры с появлением новых тектонических ансамблей. Особую роль при этом приобретают широ-

комасштабные процессы флюидной деструкции земной коры, что приводит к ее существенному утонению и формированию обширных впадин, с которыми зачастую связаны крупные скопления углеводородов.

Процесс самоорганизации Земли на стадии расплавления обусловил глобальную дифференциацию вещества, где в качестве управляющих параметров (мод) выступали сродство элементов к кислороду и их атомные веса. В итоге образовалось сульфидно-металлическое ядро и оксидно-силикатная мантия. Судя по физическим параметрам, в ядре сконцентрировалось большинство рудных элементов с плотностью выше, чем у самородного железа, что в итоге и обусловило высокую рудогенерирующую способность отделяющихся от ядра сверхкритических суперглубинных флюидных систем. С другой стороны, процессы самоорганизации верхних частей континентальной литосферы и погружение на глубину питающего астеносферного слоя предопределяют детерминированный процесс последовательной смены одних тектонических ансамблей другими, когда для каждого из них свойственна своя минерагеническая специализация. Интенсивное проявление в мел-палеогеновое время специфических мантийных низкотемпературных восстановленных флюидных систем привело к глобальной деструкции континентальной коры, ее утонению и формированию осадочных бассейнов со скоплениями углеводородов.

Подавляющее число месторождений полезных ископаемых является результатом самоорганизации сравнительно небольших по объемам, но высокоэнергетических мантийных или коровых систем, проявленных в сугубо детерминированных обстановках, но сам процесс формирования месторождения в подавляющей массе случаев носит стохастический характер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 02-05-64065) и Программы поддержки научных школ (грант НШ-767.2003.5).

Р.М. Лобацкая¹

Детальное неотектоническое картирование слабоконтрастных территорий (на примере зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты)

Базовым понятием региональной неотектоники является представление о неотектонических системах, под которыми понимается совокупность результатов природных процессов, взаимосвязанных в определенном объеме геологической среды и прямо или косвенно приводящих к движению литосферы и развитию в ней структурных форм. При этом

¹ Иркутский государственный технический университет, Иркутск, Россия

выделяются обычно неотектонические системы разного ранга от глобальных до локальных. Исходя из этого, на неотектонических картах обычно получает отражение совокупность неотектонических систем, с указанием преобладающего типа движений литосферы, их скоростей (и/или амплитуд), направлений перемещений и основных сформированных этими движениями структур. Как правило, построенные при таком подходе неотектонические карты мелкомасштабны, поскольку создаются для достаточно крупных регионов, объединяющих серию контрастных неотектонических систем.

Построение карт среднего масштаба при этом же методическом подходе создает для исследователей ряд объективных трудностей. Первая из них заключается в том, что на карте должны быть отражены различные, чаще всего контрастные тектонические (неотектонические) элементы, однако вся территория может принадлежать одной-двум далеко не обязательно высококонтрастным тектоническим структурам. Отсюда вытекает необходимость дробного расчленения единой неотектонической системы на составляющие элементы, а, следовательно, для создания неотектонических карт среднего масштаба необходима некая иная фактологическая основа. В качестве такой основы может служить разломно-блоковая структура региона, вследствие того, что межразломные блоки являются элементарными тектоническими ячейками, из которых состоят неотектонические системы любого ранга.

Составление неотектонической среднемасштабной карты, основанное на анализе разломно-блоковой структуры, методологически обосновано тем обстоятельством, что верхние части литосферы, как правило, реагируют на активизацию тектонических движений хрупким разрушением, выражающимся в формировании (или активизации) сети разноранговых разломных структур и возникновении контрастного рельефа. При этом хорошо известно, что степень контрастности рельефа при прочих равных условиях связана со скоростями и возрастом тектонических движений. Эта зависимость нередко сохраняется на всех структурных уровнях от глобального до локального.

Роль разломов в формировании контрастных элементов рельефа возрастает по мере перехода от структур глобального уровня к региональному и локальному. В этом же направлении возрастает и теснота связи между неотектоническими структурами и соответствующими им элементами рельефа. Если для структур глобального уровня эта связь поддерживается лишь в общих чертах, то уже на региональном, а тем более на локальном уровне, она становится вполне конкретной.

Отсюда вытекает первый методологический принцип, с разных позиций обоснованный ранее многими авторами: рельеф, как производная неотектонических движений, является отражением неотектонических структур, а границы контрастных элементов рельефа регионального и локального уровней структурной организации литосферы – отражением разломных структур соответствующего ранга.

Поскольку контрастность рельефа, как было сказано выше, напрямую зависит от скоростей тектонических движений и их возраста, то не трудно сформулировать и *второй методологический принцип*: чем выше степень контрастности рельефа, тем выше скорости неотектонических движений и моложе рельеф. При этом даже для регионов с относительно спокойным тектоническим режимом в кайнозое неотектоническая структура будет выглядеть в достаточной степени рельефно, а выделение наиболее подвижных или, напротив, наиболее спокойных и стабильных площадей станет вполне обоснованным.

Исходя из сформулированных выше методологических принципов, была построена детальная неотектоническая карта зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Нижнеканского гранитоидного массива. Ее построение осуществлялось поэтапно и сводилось к: *Морфотектоническому анализу рельефа – Детальному картированию сети разломных структур – Выделению и ранжированию неотектонических блоков – Характеристике неотектонического рельефа внутри блоков и оценка его контрастности – Построению неотектонической карты.*

Для неотектонической структуры воздымающейся, правобережной, и погружающейся левобережной частей рассматриваемой территории ведущая роль принадлежит разломным структурам, среди которых главное место занимают дизъюнктивы, наследующие близмеридиональные структуры Байкало-Енисейской разломной зоны. Эта система разрывных нарушений протягивается с севера на юг вдоль западной окраины Енисейского кряжа до северных отрогов Восточного Саяна более чем на 1000 км. Ширина зоны динамического влияния этого разлома составляет не менее 25-30 км. В пределах исследуемой территории вблизи Нижнеканского гранитоидного массива зона разлома проявлена чрезвычайно отчетливо хорошо проработанной полосой дизъюнктивных структур, западным ограничением которой являются Муратовский, а восточным – Итатский и Канско-Енисейский разломы.

По кинематическому типу в правобережье Енисея в первую очередь выделяются близмеридиональные *взбросы и надвиги*, которые наследуют древнюю разломную сеть Краевого Шва Сибирской платформы, затем более молодые диагональные *сдвиги* – северо-западные, преимущественно правые, и северо-восточные преимущественно левые, рассекающие и смещающие эту сеть. Для левобережья Енисея – области развития структур второй неотектонической системы этого региона, развитой в восточной окраине Западно-Сибирской плиты, наиболее типичными разломами являются *сбросы*.

Откартированная сеть неотектонических разломов разных порядков выкалывает сложную структуру макро- и микроблоков. Каждый из них характеризуется различными темпами неотектонических движений, отразившимися в ряде их морфотектонических особенностей.

Тектонофизический анализ показал, что для территории правобережья Енисея характерно региональное поле сжатия близширотной ориен-

тировки, в условиях которого длительное время формировались меридиональные взбросо-надвиговые структуры Байкало-Енисейского разлома. Сдвиги – более молодые, чем взбросо-надвиги, являются отражением изменения положения главных сжимающих напряжений в позднем плейстоцене-голоцене с широтного на близмеридиональное.

Отмечается весьма показательная тенденция, указывающая на прямую связь между уровнем раздробленности макроблоков и характером поля тектонических напряжений. Полосы максимальной раздробленности макроблоков соответствуют местам перекрытия регионального поля сжатия локальными сдвиговыми полями напряжений, вдоль право – и левосдвиговых разломных структур.

Главным репером для оценки контрастности тектонических движений в макро и микроблоках Нижнеканского гранитоидного массива и сопредельных территорий является положение фрагментов неогеновой поверхности выравнивания придолинных блоков – реперной в целом для южной части Восточной Сибири и для южного края Енисейского края в частности. К эрозионным элементам первого порядка относятся мелкие ложки и распадки, к элементам 7 порядка – долина Енисея. Хорошо известно, что чем выше порядок долины, тем сложнее долинный комплекс и тем дальше вверх по течению продвигается регрессивная эрозия, направленная на расширение долины и уравнивание ее продольного профиля. На рассматриваемой территории эта исходная поверхность расчленения располагается на высотах до 500–600 м и к настоящему времени затронута эрозией 3–4 порядков. Долины 1–2 порядка расчленяют поверхность с отметками около 300 м. Таким образом, амплитуда общего тектонического расчленения единой поверхности выравнивания на более мелкие локальные блоки составляет более 200 м, а средняя скорость неотектонических поднятий с эоплейстоцена едва ли превышала 0,1 мм/год. Полученные величины сопоставимы с оценками других авторов, предпринимавшимися ранее. Тем не менее, для микроблоков эти величины варьируют в достаточно широком диапазоне, поскольку в силу различных обстоятельств интенсивность их перемещений была и остается различной, что напрямую отразилось на характере эрозионной сети. Так, величина эрозионного вреза в микроблоках колеблется от 20 м (и менее) до 385 м. Отсюда, в каждом из микроблоков можно оценить среднюю скорость вертикальных движений за эоплейстоцен-голоцен, и, исходя из совокупности всей выше изложенной информации, построить неотектоническую карту региона. В свою очередь, пакет полученных карт позволяет опосредованно оценить относительную устойчивость литосферы рассматриваемой территории.

Необходимо отметить, что при интенсивной раздробленности территории и контрастности макро- и микроблоков, область сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты в районе Нижнеканского гранитоидного массива следует отнести к регионам со средней степенью тектонической активности. Полученные оценки позволяют

говорить о максимальных скоростях вертикальных движений не более 0,2 мм/год и горизонтальных (исходя из амплитуд сдвигов) не более чем 0,4–0,5 мм/год. В то же время, проведенные исследования дали фактический материал о наличии не только молодых, но и современных подвижек, характерных как для меридиональных, так и для диагональных разломных зон, что позволяет с уверенностью говорить о необходимости и возможности детального неотектонического картирования слабоконтрастных территорий.

О.В. Лунина¹, А.С. Гладков¹, И.С. Новиков², А.Р. Агатова²

Зона разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27 сентября 2003 г.: тектонофизический анализ

Эпицентральная зона землетрясения с $M_s=7.1-7.3$, произошедшего 27.09.2003 г. в южной части Горного Алтая, становится геодинамическим полигоном для изучения закономерностей проявления сейсмотектонических деформаций и проверки геолого-геофизических моделей строения активных разломов [1–5]. Более того, события такого ранга имеют принципиальное значение для получения новых данных по региональной тектонике. При Чуйском землетрясении образовались системы сейсморазрывов запад-северо-западной ориентировки, которые первоначально были прослежены на протяжении 20 км [2], а затем нашими полевыми исследованиями – на 30 км. Настоящей работой мы дополняем традиционные сейсмогеологические наблюдения тектонофизическим анализом, позволяющим изучить особенности внутренней структуры вновь образованной зоны сейсмотектонических разрывов с точки зрения законов деформации реальных тел и реконструировать поле напряжений, которое инициировало данное сейсмическое событие. Разноранговые сейсмогенные деформации и тектоническая трещиноватость в эпицентральной зоне землетрясения документировались на участке протяженностью 20 км от р. Елангаш до р. Кускуннур. Структурные измерения проводились как в рыхлых отложениях, так и в скальных выходах горных пород. Сбор и обработка информации осуществлялась с помощью комплекса методов и подходов, применяемых в тектонофизике при изучении разрывных структур разного масштаба [6].

Результаты исследований показывают, что образовавшаяся при Чуйском землетрясении система сейсморазрывов представляет собой типичную разломную зону с характерной для правого сдвига внутренней структурой, определяемой совокупностью закономерно ориентированных по отношению друг к другу структурных элементов. Ширина зоны,

¹ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

² Институт Геологии СО РАН, Новосибирск, Россия

определяемая по расположению крайних точек наблюдения, в которых зафиксированы сейсмогенные разрывы, местами достигает 4 км. В плане ее внутреннее строение хорошо прослеживается в рыхлых отложениях, где выделяются: серии опережающих (R и R'-сколы) сдвиговых разрывов, зачастую характеризующихся раскрытием от первых см до первых м; структуры растяжения, представленные рвами шириной от 2 до 7 м; структуры сжатия, выраженные валами и складками. Максимальная зафиксированная амплитуда правого сдвига по единичному разрыву равна 2.5 м. Значительное раскрытие дизъюнктивов в рыхлых осадках, вероятно, обусловлено проявлением сил гравитации. Анализ направлений сейсмогенных разрывов свидетельствует о существенном преобладании дислокаций северо-западной ориентировки (280-350°) с наиболее четким максимумом 290-330°, который соответствует R-сколам. R'-сколы имеют простирание 350-30°. Структуры растяжения и сжатия ориентированы перпендикулярно друг другу и характеризуются направлениями 340-350° и 70-90°, соответственно. Распределение опережающих разрывов характеризуется ярко выраженной дифференциацией, а в пределах участков узловых пересечений крупных дислокаций строение зоны выглядит особенно сложным – подвижки по трещинам одного и того же направления могут быть прямо противоположными. Детальное рассмотрение строения опережающих разрывов в рыхлых осадках позволяет получить представление о динамике и условиях их распространения. Во-первых, они состоят из разрывов более низкого иерархического уровня длиной не более 1 м, образующих систему сопряженных трещин. Взаимные противоположные смещения по ним приводят к формированию ромбовидных блоков и структур типа «пулл-апарт». Это определяет общую синусоидальную форму опережающих разрывов разной протяженности и отражает характер распространения сейсмических колебаний (вариации направлений, амплитуд и скоростей распространения волн) в упругой среде. Во-вторых, отмечены факты, свидетельствующие о том, что при быстрых импульсных движениях в процессе формирования разрыва среда реагирует на динамическое воздействие как однородное тело, несмотря на наличие многочисленных включений обломков крепких пород.

В коренных выходах горных пород разрывные деформации проявились главным образом в раскрытии древних зон расланцевания и обновлении отдельных трещин со смещениями до первых десятков см. Причем, чем более раздроблен кристаллический массив, тем больший объем пород вовлекался в деформационный процесс путем малоамплитудных подвижек по относительно мелким (длиной до 2 м) разрывам, т.е. происходило рассеивание высвобождающейся сейсмической энергии по существующим системам трещин. Наиболее благоприятными для активизации оказались древние мощные зоны разломов субширотного и северо-западного направлений. В менее нарушенных скальных выходах вдоль «залеченных» зон расланцевания образовались сейс-

могенные разрывы с зиянием 0,1–0,3 м, которые единичными швами трасируются через коренные породы и рыхлые отложения. Местами в скальных выходах наблюдались следы быстрого прорастания ранее существовавших крутопадающих трещин. В правом борту р.Кускуннур в слаботрещиноватых, почти монолитных, кристаллических сланцах со «спянской» субгоризонтальной рассланцовкой и редкими субвертикальными трещинами при землетрясении образовались зоны грубого дробления с аз. пад. $10-30 \angle 80-85^\circ$ и $110 \angle 75-80^\circ$ мощностью от 0,2 до 3 м. Преобладающая ориентировка задокументированных сейсмогенных разрывов, рассекающих обнажения коренных пород, – $300-310^\circ$. Также отмечаются крупные обновленные разрывы с простиранием $330-340^\circ$, $20-30^\circ$ и $80-110^\circ$.

Анализ диаграмм массовых замеров трещиноватости показывает, что в рыхлых отложениях, за редким исключением, наиболее ярко проявлены системы, отвечающие R и R'-сколам правосторонней сдвиговой зоны. В случаях, когда в коренных породах присутствуют древние разрывные нарушения северо-западного направления или массив относительно слабо нарушен, наблюдаются активизация значительной части трещин и образование новых, что обуславливает практически полное совпадение структурных рисунков на диаграммах трещиноватости в близлежащих выходах разных типов пород. В зоне разлома с аз. пад. $355-0 \angle 80-85^\circ$, к которому приурочена долина р.Талтуры, такая ситуация достаточно редка, поскольку активизация в основном охватывает субширотные разрывы, а новые образуются редко. Судя по диаграммам массовых замеров трещин, главный сейсмогенный разлом падает на ССВ под углом 80° .

Особенности внутреннего строения зоны разлома, измеренные смещения, анализ диаграмм трещиноватости и штрихов скольжения позволили реконструировать исходное поле напряжений, которое привело к формированию структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении. Полученное решение соответствует сдвиговому полю с ориентировкой осей: сжатие – $347 \angle 0^\circ$, растяжение – $77 \angle 21^\circ$, промежуточная – $256 \angle 69^\circ$ и наиболее близко к механизму очага основного толчка землетрясения, по данным Национального центра информации о землетрясениях Геологической службы США [3].

Таким образом, установлено, что образованная при Чуйском землетрясении система сейсмодислокаций представляет собой разломную зону протяженностью более 30 км и шириной не менее 4 км с характерной для правого сдвига внутренней структурой. Согласно тектонофизическим представлениям [6], полученные закономерности распределения опережающих разрывов отвечают поздней дизъюнктивной стадии развития разлома, которая характеризуется отсутствием единого магистрального сместителя. Следовательно, даже в поверхностных условиях при быстрых скоростях движений структурообразование в существенно разных типах пород происходит по общим законам деформации твердых тел.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 04-05-64148, 04-05-64460, 04-05-64788), гранта Президента РФ № МК-2596, 2004.5 и программы СО РАН «Физические основы и новые технологии среднесрочного прогноза (применительно к сейсмоактивным зонам Сибири).

Литература

1. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф. и др. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле». 2003. № 1(21). С. 1–7.
2. Геодаков А.Р., Овсяченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле». 2003. № 1(21). С. 1–22.
3. Старовойт О.Е., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле». 2003. № 1(21). С. 1–11.
4. Лутиков А.И., Донцова Г.Ю., Юнга С.Л. // Электронный научно-информационный журнал «Вестник отделения наук о Земле». 2003. № 1(21). С. 1–14.
5. Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А. Р., Гибшер А.С. // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 4. С. 499–502.
6. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 244 с.

А.О. Мазарович¹, С.Ю. Соколов¹

Неоднородность внутриплитных деформаций Атлантического океана

Океаническая кора в Атлантическом океане испытала неотектонические деформации, которые привели к образованию таких структур, как: открытые пологие антиклинальные и синклинальные складки с углами падения слоев в первые градусы и размахом крыльев от первых миль до многих десятков миль (складки могут формировать структурные ансамбли различного масштаба), флексуры разных типов, моноклинали, разрывы (сбросы, взбросы) с амплитудами от первых метров до многих десятков метров. Комплекс непрерывного сейсмического профилирования (НСП) и многолучевого эхолотирования устанавливает также разломы с разными простираниями, пересекающимися трансформные разломы или рифтовые долины и зоны изломов (кинк-банд). Ниже, под внутриплитными деформациями в океане авторами будут пониматься все пликвативные и дизъюнктивные нарушения, вне зависимости от их генезиса, расположенные вне границ плит.

Складчатые дислокации и разрывные нарушения установлены во многих котловинах Атлантического (Демерара, Сьерра-Леоне, Зеленого Мыса, Канарской, Ангольской) и Индийского (Северо-Австралийской, Западно-Австралийской, Центральной) океанов [11,4,6,7,5,2 и др.], на Срединно-Атлантическом и Восточно-Индийском хребтах, в пределах

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

зон трансформных разломов, а также на асейсмичных поднятиях (Сьерра-Леоне и Китовый хребет). Их происхождение не может быть объяснено единой универсальной моделью, связывающей их появление в результате спрединговых или только вулканических процессов. Они не приурочены к какой-либо тектонической или географической зоне. Все это может свидетельствовать о том, что океаническая литосфера испытывает объемные (трехмерные) деформации. Развитие этих деформаций приобретет наибольшую выраженность вдоль субмеридианального, а развитие косоориентированных разломов – вдоль северо-западного направления. На субширотных сейсмических профилях деформации, как правило, не выделяются. Это дает основание авторам говорить об анизотропии деформаций. Формирование деформаций может быть отражением объемной аккрецией океанической литосферы, под которой мы понимаем увеличение объема литосферы в любых тектонических зонах океана вследствие проникновения в нее более глубинных магматических (интрузивных и субвулканических образований), протрузивных или тектонических тел, заполняющих новообразованные пространства на разных глубинах при изменениях полей напряженности.

Движения фундамента вызывают формирование новообразованных форм рельефа, которые имеют разные масштабы – от небольших холмов и гребней с высотой в первые десятки метров до хребтов с высотами до многих сотен метров и протяженностью в сотни километров. Эти образования хорошо различаются как в рельефе, так и в гравитационном поле. Однако с движениями фундамента связано не только формирование положительных форм рельефа. На многих профилях НСП можно заметить, что образование подводных каналов происходит вдоль поднимающихся хребтов. Так, работы (Мазарович и др., 2001) южнее островов Зеленого Мыса выявили субширотный глубоководный канал Нева, меандрирование которого обусловлено подъемом пород акустического фундамента.

Это наводит на мысль, что анализ рельефа дает возможность прогнозировать районы, в которых происходят деформации осадочного чехла по тем или иным причинам. Для Центральной Атлантики, в частности, такими перспективными районами могут быть южные и центральные части Северо-Американской и Бразильской котловин.

Кратко остановимся на возможных причинах формирования деформаций.

Основной системой сил, формирующей тектоногенез литосферы после ее образования в области срединно-океанического хребта, являются [8]: волочение вязким течением подстилающей мантии, давление со стороны хребта и затягивание плиты холодным и тяжелым субдуцируемым слэбом. Из этого следует, что деформационные процессы возможны только на границах плит. Теоретически допускается, что внутриплитные области могут изменяться только при наличии вулканических образований с глубинным источником магмы, воздействующем на литосферу по механизму горячей точки.

Собранный нами фактический материал свидетельствует о том, что внутриплитное пространство подвержено воздействию сил, периодически приводящих к формированию деформационных структур фундамента и чехла.

Главной особенностью упомянутых деформационных структур является проявление их в виде зон, слабо коррелируемых с системой главных структурных образований океана (хребты и сегментирующие его трансформные разломы), образующимися вследствие явлений глубинного энерговыделения – подъема частично расплавленного вещества и растекания его в ортогональной системе хребтов. Внутриплитные деформации проявлены как система структур, наложенная на главные океанические образования, и вследствие этого сформированная под воздействием сил, не входящих в круг традиционно рассматриваемых в качестве источника тектоногенеза. Исследования дополнительной системы сил не являются задачей настоящей работы, но главное направление поиска новых тектоногенетических факторов будет сосредоточено на физических процессах перераспределения момента инерции оболочек Земли в геологическом масштабе времени и напряжениях, возникающих при переориентации формы геоида во времени [9].

Признаком отсутствия равновесия сил на внутриплитном пространстве является структура изостатических аномалий центральной Атлантики. Приведенные аномалии были рассчитаны по модели Эри для средней плотности коры океана 2.75 г/см^3 , плотности мантии 3.2 г/см^3 , глубине компенсации 33 км и радиусе интегрирования при расчете вклада рельефа 166 км. Эти параметры практически совпадают с оптимальными значениями для северной Атлантики по [1]. При этом формируется положительный фоновый уровень около 40 мГал, который соответствует скомпенсированному состоянию. Изостатические аномалии показывают, что структура нарушений равновесия, отражающая современное состояние баланса масс на вязкой подложке, связана с крупными разломами-терминаторами, пассивными частями трансформных разломов, вулканическими постройками, конвергенцией пассивных частей разломов. Кроме того, прослеживается асимметрия «запад–восток» в проявлении преимущественно положительных и отрицательных аномалий и широтная сегментированность характерного структурного рисунка аномальных зон. Это говорит о том, что литосфера Атлантического океана является подвижной системой, в которой блоки испытывают воздействия, приводящие к формированию избытка (недостатка) масс над компенсационной поверхностью. Последующий изостатический отклик на эти воздействия приводит к тому, что система масс коры–верхняя мантия развивается в направлении равновесия архимедовой и гравитационной сил. О чрезвычайной интенсивности этого процесса в центральной Атлантике свидетельствует факт обнаружения мелководных известняков на северном борту разлома Романш [3, 10]. Данный пример, совмещенный с картиной изостатических аномалий, демонст-

рирует подвижность литосферы, не связанную с традиционной системой факторов тектоногенеза океана.

Литература

1. *Артемьев М.Е., Бабаева Т.М., Войдецкий И.Е. и др.* Изостазия и гравитационное поле северной Атлантики. М.: ИФЗ РАН, 1987. 156 с.
2. *Вержбицкий В.Е.* Особенности структуры и генезис индоокеанской зоны внутриплитных деформаций. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 28 с.
3. *Ефимов В.Н., Соколов С.Ю., Ефимов П.Н. и др.* // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 6. С. 786–789.
4. *Мазарович А.О.* // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 1. С. 62–65.
5. *Мазарович А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанского дна. М.: Научный мир, 2000. 176 с.
6. *Панаев В.А., Митулов С.Н.* Сейсмостратиграфия осадочного чехла. М.: Недра, 1993. 246 с.
7. *Пилипенко А.И.* // Геотектоника. 1995. № 6. С. 53–70
8. *Трубицын В.П.* // Физика Земли. 2000. № 9. С. 4–40.
9. *Тяпкин К.Ф.* Физика Земли. Киев: Вища школа, 1998. 312 с.
10. *Gasperini L., Bonatti E., Ligi M. et al.* // Marine Geology. 1997. V. 136. № 3-4. P. 245–257.
11. *Peter G., Westbrook G.K.* // AAPG Bull. 1976. V. 60. № 7. P. 1078–1106.

В.М. Макеев¹

Геодинамические типы новейших структур центральной части Русской плиты

Вопросы механизма и природы неотектонических деформаций, подробно рассмотренные для горно-складчатых областей, для платформенных территорий часто остаются далеко неоднозначными, спорными [1, 3, 5]. Для центральной части Русской плиты, в равной степени максимально удаленной от активных источников Скандинавской и Альпийской геодинамических систем [5], принципиально важным остается признание длительно развивающегося общего поднятия территории с формированием обширных сводов и шовно-депресссионных образований между ними. После закрытия Ульяновско-Саратовского и сокращения Азово-Кубанского прогибов мезозой-раннекайнозойского возраста, отразивших связь с активными окраинами платформы, неоген-четвертичное время ознаменовалось изменением тектонической активности в сторону образования крупных конденудационных поднятий Среднерусской и Приволжской возвышенностей, а также конседиментационных прогибов Азово-Черноморского и Прикаспийского бассейнов. Сопряженное развитие структурных форм больших размеров выразилось в ингрессии эпиконтинентальных морей (например, сарматского и акчагыльского) в северном направлении в сторону межсводовых понижений и их влиянии на распределение формаций по площади и разрезу.

¹ Институт геоэкологии (ИГЭ) РАН, Москва, Россия

Согласно общим закономерностям распространения и эволюции полигенетических поверхностей выравнивания [2], Среднерусское поднятие представляется обширным асимметричным сводовым образованием овальной формы, выпуклой на ЮЗ. К аналогичному типу структур относится и Приволжское поднятие, ориентированное в субмеридиональном направлении. Эти поднятия нашли свое выражение в рисунке современного рельефа, структурно-формационной зональности новейших образований, наложенных деформациях чехла, купольно-линейном строении поверхности кристаллического фундамента и в увеличенной мощности земной коры. Наличие неотектонических деформаций и форм их воздействия на смежные территории позволяют выделять здесь Приволжскую и Среднерусскую структурно-тектонические или геодинамические области (провинции).

В границах разных по природе геодинамических систем, подсистем, провинций (областей) в приповерхностной зоне формируются образования шовно-депрессийного типа. В структурном отношении эти образования могут отвечать зонам структурных несогласий (по обе стороны от которых структуры имеют разные простирания и, возможно, формы), быть связанными с интерференцией различных структурных планов. В наших публикациях они рассматриваются под общим названием как «геодинамически активные зоны» [5-9].

К структурам подобного рода относятся, например, следующие образования: Окско-Донская зона активизации с Окско-Цнинским валом, образованным на границе сводовых Приволжского и Среднерусского поднятий [9]; Уржум-Оренбургская зона транспрессионного типа с характерным структурным рисунком эшелонированного типа, расположенная между периророгенной областью Среднего (и Южного) Урала и дистальной частью Циркум-Каспийской геодинамической области [7, 9]; Смоленско-Ветлужская автономная зона взаимодействия (интерференций) Скандинавской и Альпийской геодинамических систем глобального ранга [5, 9]; Приволжская зона, образованная в полосе сочленения и взаимодействия Приволжского сводового поднятия и Прикаспийского прогиба; Москворецкая линеаментная зона или зона структурных несогласий, расположенная на границе Окско-Донского прогиба и Среднерусского сводового поднятия; Донецко-Приднестровская зона транспрессии – широкая граница между Среднерусским поднятием и областью динамического воздействия Кавказско-Карпатской периророгенной области, а также другие многочисленные зоны геодинамической активности второстепенного плана.

Короче говоря, к последним относятся зоны не неоген-четвертичного, а четвертичного возраста. Их образование связывается с влиянием структурно-вещественной несогласованности разноглубинных, разновозрастных и разнородных слоев на приповерхностную зону рельефа. В пределах Среднерусской и Приволжской геодинамических областей, а также Прикаспийской геодинамической системы получили развитие прогибания, к

которым приурочены крупные долины современных рек, например, Москвы, Среднего и Верхнего Дона, Средней и Нижней Волги.

Учитывая различия в морфологии крупных (центрального типа) и малых структур (линейного типа) и их несогласованность в плане развития, со всей очевидностью следует признать и подтвердить ранее высказанные [4, 5] идеи о суперпозиции тектонических сил разной природы в неотектонике платформенных областей. При формировании структур центральной части Русской плиты тектоническое давление с севера, со стороны Скандинавской геодинамической системы на центральную часть плиты приводит к образованию структур сжатия с правосторонними сдвиговыми напряжениями, что выражается в формировании геодинамически активной Смоленско-Ветлужской зоны поднятий [5, 9]. Давление с юга, со стороны Альпийской геодинамической системы на эту же плиту, также создает тектоническое сжатие с правосторонним сдвигом, которое реализуется вдоль фронта Кавказско-Карпатской перигорной области в виде широкой Донецко-Приднепровской геодинамически активной зоны поднятий и относительных прогибаний [3, 6]. Преимущественным фактором в образовании Приволжского и Среднерусского сводовых поднятий может быть процесс нагнетания вещества в их подкорковые зоны со стороны активных глубинных источников деформации, каковым, например, является Северо-Каспийский тектоно-магматический очаг длительной эволюции, что приводит к формированию не только обширных сводовых поднятий овальной формы, но и шовно-депресссионных зон. В пределах последних фиксируется подъем мантии и уменьшение мощности земной коры.

Благодарю В.И. Макарова за консультации, полученные во время подготовки этой работы к печати.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64244а) и программы 5 фундаментальных исследований ОНЗ (проект 6.1).

Литература

1. Бабак В.И., Николаев Н.И. Пояснительная записка к карте геоморфолого-неотектонического районирования Нечерноземной зоны РСФСР. Масштаб 1:1500 000. М., 1983. 46 с.
2. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. Масштаб 1:2500 000. 1971.
3. Котт М.Л. // Геотектоника. 2002. № 2.
4. Макаров В.И., Макеев В.М. Суперпозиция структурных форм в неотектонике платформенных территорий. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Тез. докл. Т. 1. Новосибирск: филиал «Гео», 2004. С. 311–314.
5. Макаров В.И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности. В кн.: Недра Поволжья и Прикаспия. Спецвыпуск № 13. 1996. С. 49–60.
6. Макаров В.И., Макарова Н.В., Макеев В.М. и др. Новейшая тектоника и геодинамика области сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. В кн.: Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Тез. докл. Т. 1. Новосибирск: филиал «Гео», 2004. С. 308–311.
7. Макаров В.И., Макеев В.М., Макарова Н.В. Новейшая тектоническая структура Среднего Поволжья и Прикамья и общие вопросы геодинамики юго-востока Русской плиты. В кн.: Тектоника Неогена: общие и региональные аспекты. Т. 2. Тез. докл. М: ГЕОС, 2001. С. 3–5.

8. *Макеев В.М.* Малые и большие структурные формы в неотектонике платформенных территорий. В кн.: *Строение, живая тектоника и дислокации платформ и их горно-складчатых обрамлений. Материалы международной конференции СЦ ИГЭ РАН.* Москва, 2003. С. 154–157.
9. *Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 209 с.

С.О. Мамчик¹

Юрская тектоника Балтийско-Польской и Припятско-Днепровской синеклиз

С развитием двух мезозойских структур: Балтийско-Польской и Припятско-Днепровской (Украинской) синеклиз (рис.) связано образование юрских отложений запада и юго-запада Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В платформенных геодинамических обстановках в соответствующих бассейнах накопились сероцветные терригенные и карбонатные породы юрской системы мощностью обычно 100–400 м, только на границе ВЕП с Датско-Польским прогибом мощность юрских отложений превышает 1500 м. Автором на основе комплекса геолого-геофизических данных подробно изучено строение юрских отложений территории Беларуси, формирование которых происходило в обоих осадочных бассейнах.

На западной окраине ВЕП развивалась Балтийско-Польская синеклиза, являвшаяся северо-восточным плечом Датско-Польского прогиба, который сформировался вдоль западной границы ВЕП. Его образование было вызвано тектоническими процессами растяжения в Западно-Европейском регионе, которые привели к раскрытию в среднеюрское время Центральной, а позднее – Северной Атлантики [1]. Балтийско-Польская синеклиза имеет форму структурного залива и, по существу, является гемисинеклизой, а точнее – моноклизой (в представлении Р.Г. Гарецкого [2]). Породы, выполняющие эту структуру, погружаются и наращиваются по мощности в западном направлении [3]. В вертикальном разрезе юрских отложений Балтийско-Польской синеклизы можно выделить четыре сероцветные формации: две терригенные (геттанг-тоарскую и байос-батскую), терригенно-карбонатную (келловей–оксфорд) и карбонатно-терригенную (кимеридж-титон). Юрское осадконакопление Балтийско-Польской синеклизы обуславливалось палеогеографией и геодинамикой Западно-Европейского бассейна и южной периферии ВЕП, а также развитием Датско-Польского прогиба, в частности.

¹ Институт геологических наук (, НАН Беларуси, Минск, Беларусь

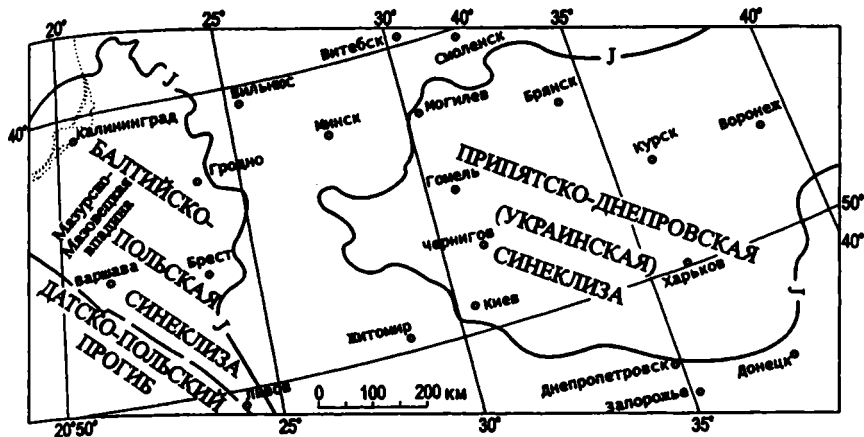


Рис. Схема распространения юрских отложений Балтийско-Польской и Припятско-Днепровской (Украинской) синеклиз

Припятско-Днепровская синеклиза унаследованно развивалась над герцинским Припятско-Днепровским палеорифтом, но значительно превышала его по площади. Происхождение синеклизы связывают с медленным остыванием литосферы, разогретой в результате герцинского рифтогенеза [4]. Вместе с тем, Припятско-Днепровская синеклиза испытывала влияние мезозойских межплитных тектонических процессов к югу от ВЕП, где зафиксировано несколько циклов развития задугового океанского бассейна, а также рифтинг и несколько фаз инверсии рифтовых бассейнов в пределах Скифской платформы [5]. На территории Припятско-Днепровской синеклизы в мезозое отмечаются несколько циклов осадконакопления, а также инверсия отдельных блоков земной коры [6, 7]. В вертикальном разрезе юрских отложений здесь можно выделить три формации, отражающие динамику развития синеклизы: сероцветную терригенную (тоар–бат), сероцветную терригенно-карбонатную (келловей–оксфорд) и пестроцветную карбонатно-терригенную (кимеридж–титон).

В раннеюрское время (геттанг–тоар) в Балтийско-Польской синеклизе происходило накопление сероцветной терригенной (глинисто-песчаной) формации, контур развития которой контролирует Мазурско-Мазовецкая впадина. Терригенный состав пород нижнеюрской формации на фоне развития трансгрессии в Западно- и Центрально-Европейском регионе объясняется усиленным сносом обломочного материала с воздымающихся блоков земной коры в результате возрастания внутриплитных напряжений сжатия, вызванных столкновением южного края ВЕП с Киммерийским террейном. В аалене и раннем байосе почти повсеместно на западе ВЕП осадконакопление не происходило, исключая узкую полосу вдоль линии Тейссейра-Горнквиста.

Образовавшиеся здесь отложения были размыты в предбатское время. Этому этапу в Западно- и Центрально-Европейском бассейне соответствует всплеск рифтообразования и проявление среднекиммерийского (байосского) несогласия, а на южной окраине ВЕП – среднекиммерийская фаза задугового сжатия. Начиная с бата, развитие трансгрессии привело к накоплению сероцветных терригенной и терригенно-карбонатной формаций. Морская трансгрессия келловеев–оксфорда была максимальной в юрское время и в оксфорде сопровождалась значительным прогибанием и накоплением основной толщи пород юрской системы. Завершение юрского этапа развития Балтийско-Польской синеклизы фиксирует накопление регрессивной карбонатно-терригенной формации (кимеридж–титон), сохранившейся от позднекиммерийского размыва, главным образом, в ее северо-западной части. Позднекиммерийский размыв (ранний мел), коррелирующийся с мощным берриасским импульсом рифтообразования в Северо-Атлантической рифтовой системе и начавшейся в берриасе фазой задугового сжатия на южной окраине ВЕП, значительно изменил структуру образований юрской системы Балтийско-Польской синеклизы.

Юрское осадконакопление на территории *Припятско-Днепровской* синеклизы началось в конце раннеюрской эпохи (тоар). Предполагают, что морская трансгрессия проникала с юга через узкий пролив на территорию северо-запада Донбасса и юго-востока Днепровской впадины. В течение байос-батского времени циклическое развитие трансгрессии приводило к продвижению осадконакопления на северо-запад и накоплению основной толщи пород сероцветной терригенной формации. На начальном этапе, как и в герцинское время, территория запада Припятско-Днепровской синеклизы, соответствующая Припятскому прогибу, представляла отдельный центр прогибания. Локальное осадконакопление здесь протекало в аалене и начале байоса, но уже к середине байоса образовался замкнутый бассейн, который в конце байосского–начале батского века соединился с Днепровским. В связи с начавшейся перестройкой структурного плана в начале батского времени осадконакопление вышло за пределы территории герцинского палеорифта, во второй половине бата утратилась связь с морским бассейном на юго-востоке синеклизы, а к концу этого века на большей части синеклизы наблюдался перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся соляной тектоники. Дальнейшее развитие синеклизы в келловеев–оксфорде связано с новой трансгрессией со стороны Среднерусского бассейна. Изменившийся структурный план привел к выравниванию тектонических условий и развитию осадконакопления на всей территории современного распространения юрских отложений. В то же время наибольшие мощности сероцветной терригенно-карбонатной формации и более глубоководные фации характерны для центральной части Припятско-Днепровской синеклизы. Оксфордская трансгрессия была максимальной: Припятско-Днепровский бассейн соединялся не только со Средне-

русским, но и с Западно-Европейским, а на юго-востоке – с Крымско-Кавказским. Начиная с кимериджа, развитие регрессии привело к накоплению регрессивной сероцветной карбонатно-терригенной формации, приуроченной к территории Днепровской впадины и отдельным участкам на юго-западном склоне Воронежской антеклизы. Регрессия развивалась циклически, морские отложения переслаиваются с образованиями остаточных лагун и континентальными осадками. С кимериджского времени возобновляется соляная тектоника, приводившая к неравномерному размыву юрских отложений. Позднекimmerийское несогласие (берриас) вызвало перестройку структурного плана: выделились структурные элементы в пределах синеклизы, произошли значительный размыв верхних формаций и инверсия отдельных блоков земной коры.

Юрские отложения запада и юго-запада ВЕП, образующие два осадочных бассейна, несмотря на сходные палеогеографические условия и тектонический режим, различаются по генезису структур, с образованием которых они связаны.

В первую очередь эти различия связаны с тем, что несмотря на территориальную близость западный бассейн испытывал влияние в большей мере со стороны Атлантического сектора, для которого свойственны неустойчивые геодинамические условия (несколько осей растяжения, их миграция с изменением напряжений в земной коре, этапы усиления прогибания и замедления тектонических движений, проявление ряда несогласий). Восточный бассейн развивался равномерно, в соответствии с циклическим протеканием механизмов задугового растяжения и сжатия на южной окраине ВЕП. В то же время для Припятско-Днепровской синеклизы характерна большая масштабность вертикальных движений, проявившаяся в интенсивном размыве имевших первоначально наибольшее распространение и утративших свою роль оксфордских отложений, а также в инверсии отдельных блоков земной коры.

Вторая группа различий обусловлена унаследованностью развития Припятско-Днепровской синеклизы от герцинского палеорифта, особенно ярко проявившееся в начале юрского осадконакопления, во время накопления регрессивных формаций и на постседиментационном этапе. С унаследованностью следует связывать и проявления соляной тектоники на территории палеорифта. В то же время на территории Балтийско-Польской синеклизы в юрское время развивались новообразованные структуры, хотя и с некоторыми чертами более древних.

Литература

1. Геологический атлас Западной и Центральной Европы. Под ред. П. Циглера. Киев, 2001.
2. Гарецкий Р.Г. Осадочные бассейны древних платформ. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 146–156.
3. Мамчик С.О. // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т. 47. № 3. С. 108–112.
4. Айзберг Р.Е. // Литасфера. 1994. № 1. С. 81
5. Никишин А.М., Циглер П.А. Основные стадии позднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской эволюции Восточной Европы и взаимодействие систем Тетис и Перн-Тетис // 7-я

А.Я. Марков¹

Геодинамика Южной Курильской островной дуги и перспективы нефтегазоносности

Анализ результатов исследования в совокупности с литературными источниками

[1–5, 8] позволяет, в целом, представить общую схему основных этапов палеогеодинамической эволюции территории. Для экономичности и наглядности автор предлагает рассмотреть основные этапы в схематичном варианте (рисунок), ограничиваясь исключительно кратким сопроводительным комментарием. Более детальное основание выводов автора можно получить при ознакомлении с его публикациями.

1–этап. Мел-палеоген (рисунок, а). Древняя мел-палеогеновая вулканическая дуга расположена в СВ части хребта Витязя. Фрагменты ее частично выходят на поверхность в СВ части о. Шикотан, слагая матакотанскую и малокурильскую свиты. Перед фронтом мел-палеогеновой зоны субдукции на поверхности Тихоокеанской плиты (ТП) расположены террейновые блоки – Шикотанский, Диметровский и др.

2–этап. Олигоценовый (рисунок, б). Происходит постепенное отмирание мел-палеогеновой дуги и ее миграция в сторону ТП. Террейновые блоки были сорваны с поверхности субдуцирующейся ТП и частично впаяны в образовавшуюся аккреционную призму. Участки аккреционной призмы можно наблюдать на поверхности в форме аллохтонных массивов или пластин в пределах ЮВ части о. Шикотан, слагающих хаотический зеленовский комплекс, напоминающий своеобразный тектонический мусор. Вполне вероятно, что главный структурный шов, отделяющий комплекс вулканических островных пород матакотанской и малокурильской свит от зеленовского комплекса на о. Шикотан, является местом древней мел-палеогеновой зоны субдукции ТП. В тыловой части дуна происходит постепенное раскрытие Южно-Охотской котловины [9].

3 этап. Миоцен–плиоцен (рисунок, в). Согласно геотектоническим построениям, полное раскрытие Южно-Охотской котловины завершилось в позднем миоцене [9]. После ее раскрытия ТП стала косо погружаться вдоль современного Курильского желоба, вызвав тем самым 10 млн лет назад вспышку островного вулканизма и образование Срединно-Куриль-

¹ Институт океанологии (ИО) РАН, Москва, Россия

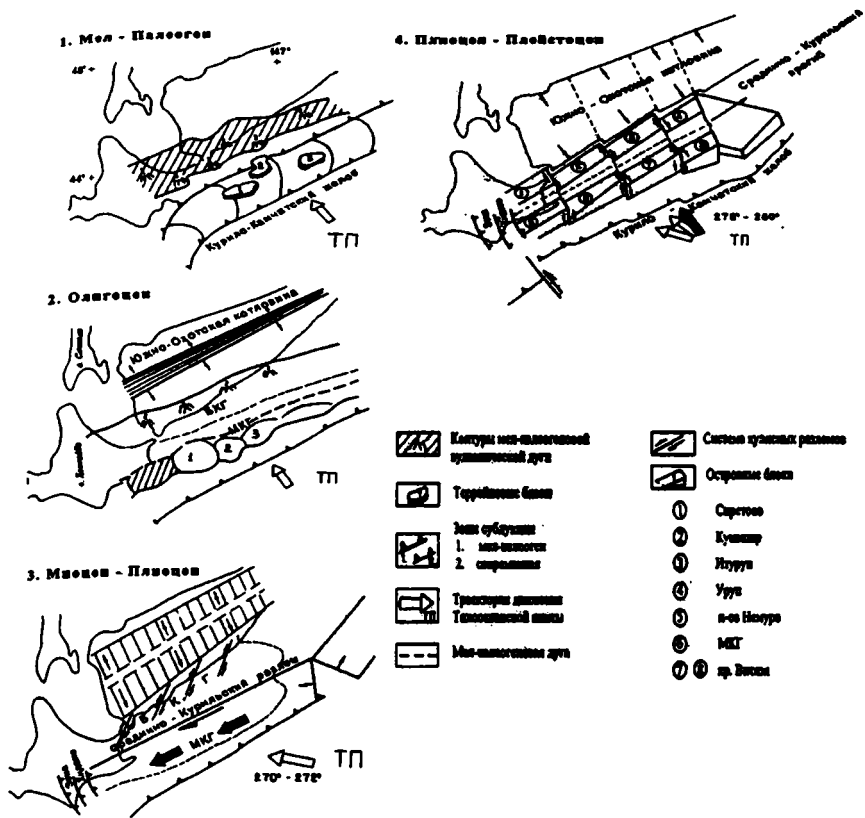


Рис.

ского прогиба. Фронтальная дуга (МКГ), почти перпендикулярно (80°) упирается в зону гор Хидако, имеющую выпуклую в плане форму и сложенную высокотемпературными метаморфическими и интрузивными породами позднемезоценового возраста. При этом анализ полей напряжений показывает существенное максимальное сжатие в СЗС-ВЮВ направлении, начиная с позднего миоцена, почти совпадающее с направлением погружения ТП [6]. Опираясь на эти выводы, автор предполагает, что в результате сжатия, как со стороны Южно-Охотской котловины, так и со стороны зоны субдукции, произошел процесс левостороннего сдвига фронтальной дуги (МКГ) вдоль Срединно-Курильского разлома. В результате, образовалась система кулисных разломов, которые предопределили характер тектонического строения Южно-Курильской островной системы.

4 этап. Плиоцен-плейстоцен (рисунок, г). На рубеже плиоцена и плейстоцена в результате скачкообразного изменения траектории дви-

жения ТП (более ортогонального на 8-9 град.) произошла крупная реорганизация Южных Курил, что привело к господству взбросово-сдвиговых тектонических процессов. При этом на территории БКГ вспыхнула новая фаза четвертичного вулканизма (лавовые плато, дайки), связанная с геодинамическим режимом сжатия, поперечного к дуге, а затем структуры островов были взброшены вдоль системы кулисных разломов с общим перекосом к простиранию дуги в направлении о. Хоккайдо. Одновременно происходило ограничение территории островных блоков с небольшим горизонтальным сдвигом вдоль образовавшихся крупных поперечных разломов. В результате сформировался блоково-ступенчато-клавишный рельеф островной системы. Синхронные процессы происходили на территории МКГ, для которой характерно сначала общее воздымание и формирование крупной абразионной террасы с общим структурным перекосом к о. Хоккайдо, а затем ее тотальное разрушение вдоль системы поперечных разломов. В районе Срединно-Курильского прогиба произошло отмирание (защемление) крупного разлома, смещение оси и деформирование миоцено-плиоценовых толщ вдоль системы поперечных разломов. Аналогичные процессы прослеживаются и в районе оси желоба, где происходило как смещение зоны сочленения Курильского и Японского желоба вдоль крупного сдвига, так и формирование ступенчатого контура оси Курильского желоба. На территории острова Хоккайдо в связи с изменением траектории движения ТП отмечались синхронные геодинамические процессы, о чем свидетельствует абсолютно независимое исследование [6].

Таким образом, можно предположить, что характер палеогеодинамического режима формирования Южно-Курильской островной дуги, в целом, зависит от параметров погружения ТП в зоне субдукции и тектоническим характером раскрытия Южно-Охотской котловины.

Приведенные выше данные показывают, что на территории Южно-Курильской островной дуги, начиная с миоцена, происходили активные геодинамические процессы, что, несомненно, повлияло на условия аккумуляции и миграции углеводородов. В целом, автор считает, что при осуществлении прогноза для данных специфических территорий главными являются 3 основных признака: первый – структурно-тектонический (форма резервуара и каналы миграции), второй – темпы и характер накопления осадочных толщ (благоприятные коллекторские свойства), третий – характер геодинамических процессов (динамика миграции и аккумуляция флюидов). С учетом этих признаков наиболее перспективными зонами накопления углеводородов являются, по мнению автора, территории Южно-Охотской котловины и Срединно-Курильского прогиба.

Южно-Охотской котловина. Быстрые темпы раскрытия и накопления осадочных толщ (5–6 млн лет), удобная форма резервуара для аккумуляции флюидов, хорошие коллекторские свойства осадочных толщ, кроме того, активный геодинамический процесс со стороны БКГ обес-

печили вертикальную миграцию флюидов по каналам системы прибортовых разломов из зоны субдукции. Возраст толщ, содержащих углеводороды – плиоцен-плейстоценовый, глубина – не более 1,2–1,5 км, тип ловушек – преимущественно структурно-экранированный.

Срединно-Курильский прогиб. Существование крупного разлома в миоцен-плиоцене привело к формированию грабена с идеальными формами. Быстрые темпы накопления осадочных отложений с хорошими коллекторскими свойствами, блоковый характер поверхности с поперечными разломами, активные геодинамические процессы, связанные с вертикальной миграцией флюидов из зоны субдукции, создали идеальные условия для накопления и консервации углеводородов. Возраст толщ – плиоцен-плейстоценовый, глубина – не более 1 км, типы ловушек – преимущественно локальные структурно-экранированные.

Литература

1. Марков А.Я. История формирования рельефа о. Кунашир (Большая Курильская гряда). М.: Деп. ВИНТИ. № 252. В. 92. 1992. С. 1–9.
2. Марков А.Я. // Геоморфология. 1992. № 1, С. 16–21.
3. Марков А.Я. О возрасте позднекайнозойских отложений Малой Курильской гряды на основании палинологических данных. М.: Деп. ВИНТИ. № 253. В. 92. 1992. С. 1–17.
4. Отчет прибрежно-морской экспедиции на Курильских островах М.: Институт океанологии АН СССР. 1988. 87 с.
5. Стрельцов М.И. Дислокации южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976. 117 с.
6. Komatsu U. et al. Petrological constitution of the continental type crust upthrust in the Hidake Belt, Hokkaido // Japanese Association of Mineralogists and Economic geologists Special. 1982. Paper 3. P. 220–230.
7. Kimura G. // Geology. 1986. № 14. P. 404–407.
8. Kiminami K. // Japan. Soc. Japan. 1983. № 89. P. 607–624.
9. Maeda J. // Tectonophysics. 1990. № 174. P. 235–255.

М.А. Маркус¹

Коллизионные процессы и углеводородные перспективы Восточно-Кавказского орогена

В последние годы заслуженное внимание уделяется механизму образования полезных ископаемых при коллизионных процессах, в частности, роли последних в формировании краевых прогибов и их углеводородных перспектив. Реализуя эндогенную энергию недр, тектогенез проявляется и в коллизионных деформациях коры, и в формировании сложного положительного рельефа (орогена), и в синхронном магматизме, и в образовании газово-флюидных систем, участвующих в фор-

¹ Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Кавказгеолсъемка», Эссентуки, Россия

мировании различных полезных ископаемых. Применительно к краевым прогибам и связанным с ними углеводородами совершенно справедливо подчеркивается механизм их длительного развития, интенсивное вторичное обогащение за счет поддвижения края кратона под ороген и «тектонотермальная ремобилизация УВ по схеме тепломеханического фильтр-прессинга», а также вероятный abiогенный синтез УВ, генерируемых мантийными процессами [5]. Все эти качества присущи и длительно развивающимся элизионным бассейнам, вовлеченным в орогенно-складчатые коллизионные деформации. Проблемы возникают с возможностью сохранения УВ залежей в сложнодислоцированных толщах. Рассмотрим этот случай на примере орогена Восточного Кавказа.

Восточный Кавказ сложен мощной (более 10000 м) толщиной нижне-среднеюрских черносланцевых отложений. На севере и юге в краевых частях бассейна в осадках преобладают псаммиты и резко сокращаются мощности на краевых частях плит – Скифской на севере и Закавказской на юге. Вдоль южного борта бассейна и края Закавказской плиты в водораздельной зоне толщи наиболее сложно деформированы и дислоцированы позднеальпийскими коллизионными процессами, продолжающимися и в настоящее время [3]. Степень деформированности отложений, напряженности складок, литификации пород (от динамометаморфизованных глинистых сланцев до аргиллитов различной степени катагенеза и диагенеза) убывает к северу. Черносланцевые толщи в значительной мере обогащены органическим веществом (С орг. – 0,7–1,15% и более).

Исследовавший эти отложения в Предгорном Дагестане Б.А. Соколов (1985, 1988 гг.) отмечал «широкое распространение в породах юры битумоидов различных генетических типов», свидетельствующих о «нефтепродуцирующих свойствах пород». До 1/3 летучих, образующихся при углефикации, приходится на метан. Удельная газопродуктивность пород на начальных стадиях мезокатагенеза – $2,5 \text{ м}^3/\text{м}^3$. По его мнению, юрские толщи являются в основном газопродуцирующими, а жидкие углеводороды, образующиеся при прохождении главной зоны нефтегазообразования, мигрировали на склоны Скифской плиты. Предполагается, что вхождение пород в главную зону нефтегазообразования (поздняя юра–мел) привело в значительной мере к реализации нефтематеринского потенциала, а последовавшее горообразование – к разрушению возможных скоплений углеводородов.

Однако известные в регионе газопровяления позволяют считать, что генерация углеводородов этого комплекса не ограничивается мезозойским временем, а продолжается и ныне. Стимулируют её, видимо, продолжающийся позднеальпийский коллизионный тектогенез и флюидная мантийная подпитка. Стрессовые дислокации и тепловое воздействие при деформации толщ вызывает уплотнение пород (обычно от 2,6 до 2,7 г/см³) и преобразование их до глинистых сланцев, разложение рассеянной органики с образованием сероводорода, метана и прочих УВ, высвобождение громадных объёмов поровых вод, которые являются ак-

тивными переносчиками вещества. Последние мигрируют в область более низкого гидродинамического давления – в верхние горизонты и к северу, где в структурно-литологических ловушках могут накапливаться углеводородные залежи. Важную роль в миграции вод и УВ играют зоны трещиноватости разломов, особенно глубинных долгоживущих, которые устанавливаются комплексными методами [4].

Горизонты псаммитов в юго-восточной части юрского бассейна, где общая песчанность отложений составляет от 30 до 60%, могут служить хорошими коллекторами УВ, а чередующиеся с песчаниками пачки аргиллитов – слабопроницаемыми покрывками. Однако в крайних юго-восточных частях бассейна с субконтинентальной палеodelьтой, где песчанность толщ превышает 60%, увеличивается рассеивание миграционных потоков, и возможности локализации УВ, видимо, снижаются. Восточная часть региона сравнительно слабо дислоцирована, на больших площадях толщи имеют пологое моноклинальное погружение и отдельные антиклинальные складки, а общая мощность отложений достигает, видимо, 10 км [2], что создает крупный палеопрогиб с предполагаемым застойным гидрогеологическим режимом. Всё это требует первоочередных исследований указанных площадей. Кроме того, нашими работами выявлена система купольных палеоструктур [2, 3], в которых могут сохраняться не только современные, но и мезозойские залежи углеводородов. Намечаются и другие благоприятные признаки, повышающие перспективы этих площадей и позволяющие ещё больше локализовать первоочередные поисковые работы в этом пока не открытом потенциально газонефтеносном бассейне.

Литература

1. Маркус М.А. Палеотектонический анализ, блоковые структуры и контроль оруденения Юго-Восточного Дагестана. Тез. докл. V конф. по геол. и полез. ископ. Сев. Кавказа. Эссенуки, 1980. С. 145–146.
2. Маркус М.А. // Геотектоника. 1984. №3. С. 53–68.
3. Маркус М.А. Советская геология. 1984. № 12. С. 81–91.
4. Маркус М.А. Советская геология. 1986. № 10. С. 63–69.
5. Металлогения рядов коллизионных динамических обстановок. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. 410 с.

М.А. Маркус¹

Роль Закавказской плиты в формировании структур чехла Восточного Кавказа

Роль фундамента в формировании структур чехла всегда представляет интерес, так как позволяет уточнить геодинамику развития региона. Мно-

¹ Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие «Кавказгеолсъёмка», Эссенуки, Россия

голетние работы позволяют существенно ее конкретизировать для Восточного Кавказа. Закавказская плита, примыкающая к этому региону, по строению весьма напоминает Скифскую. В их центральных частях выделяются крупные контрастные изометричные и овальные положительные магнитные аномалии несомненно жестких консолидированных блоков. Последние трактуются нами как крупные тела базитов и ультрабазитов в палеозойском фундаменте, которые занимают наиболее погруженные части позднеальпийских структур – Куринской межгорной депрессии на юге и Терско-Каспийского краевого прогиба на севере. Их краевые части, примыкающие к орогену Восточного Кавказа, характеризуются изометричными отрицательными магнитными аномалиями – под Известняковым Дагестаном у Скифской плиты и под Главным хребтом у Закавказской плиты, трактуемые как гранитоидные блоки-интрузии в фундаменте. При прослеживании магнитных аномалий Скифской плиты к западу на Кавминводском выступе Транскавказского поднятия обнаруживаются массивы серпентинитов (р. Малка), южнее гранитов (Бечасынское плато) соизмеримых с аномалиями, что служит подтверждением правильности интерпретации геофизических материалов.

В орогенно-складчатой коллизионной структуре чехла выделяется водораздельная зона ядра мегантиклинория с крутой северной ступенью и северное полого складчатое крыло. Южное крыло структуры укороченное, разбито взбросами и надвигами (поддвигами), погружающимися к северу. Ядро мегантиклинория образуют две крупные положительные структуры антиклинориев Главного и Бокового хребтов, которые имеют различное строение. Наибольшая напряженность складчатости отмечается на южном склоне и в водораздельной зоне. Она убывает к северу, что в сочетании с преобладающими наклонами и опрокидываниями складок к северу (на южном склоне и водоразделе ряд складок опрокидываются и к югу, образуя веер) свидетельствует о стрессовых коллизионных усилиях, направленных с юга на север.

В центральном поперечном пересечении под южным склоном и антиклинорием Главного хребта краевая часть Закавказской плиты утонена и представлена глыбами – интрузиями кислого и среднего состава, находящимися на разных гипсометрических уровнях, видимо, в пластичном сланцево-метаморфическом субстрате. Верхние апикальные части фронтальных блоков северной полосы под антиклинорием Главного хребта находятся на глубине +1,6–2,1 км и облекаются чехлом, гофрированным напряженными килевидными складками с амплитудой в десятки–первые сотни метров, и 2–3-мя сложными складками с амплитудами 500–700 м (по зеркалу складчатости). К северу эти толщи круто погружаются под взбросо-надвиг антиклинория Бокового хребта. Гранитоидные блоки более южной тыловой полосы под южным склоном погружены на глубины 2,5–2,8 км (по верхней кромке). Ещё в поздней юре и мелу в чехле этой зоны активно развивается узкий флишевый прогиб. С юга эти блоки подпират массивная часть плиты с основным

составом на глубинах 3,9 км и более [3]. Причем по простираению в пограничной зоне мелкие положительные и отрицательные магнитные аномалии – блоки основного и кислого состава – взаимно проникают на поле «противоположного знака», то есть в пограничной зоне происходит торошение и горизонтальные надвиго-поддвиговые перемещения «обломков». Эту зону некоторые исследователи (А.Г. Шемпелев и др.) относят к Главному Кавказскому надвигу. Градиенты магнитного поля, проецируемые на северные контакты «притопленных» блоков, тектонические зоны надвигов в чехле (со смещением проекции) свидетельствуют, что тыловые блоки пододвигаются под фронтальные, приподнимают их. Последние, продвигаясь к северу, «морщинят» и гофрируют чехол. В чехле отмечаются структуры облекания отдельных блоков, поперечные флексуры над межблоковыми разломами, активизация гидротермальной, магматической, метасоматической деятельности, проецируемые на краевые зоны блоков фундамента, очаги вуланических и силловых образований над поперечными межблоковыми разломами [3, 4].

Строение антиклинория Бокового хребта существенно иное. Его образуют крупные опрокинутые к северу стулообразные складки и узкие выжатые кверху клинообразные блоки, а глинистые сланцы существенно динамометаморфизованы. Это основная зона скучивания чехла перед фронтом вдавливаемого края Закавказской плиты. К юго-востоку, где вдавливание уменьшается, стулообразные складки преобразуются в дугообразные, между антиклинориями Бокового и Главного хребтов возникает грабен-синклинорий, расширяющийся к востоку. К северо-западу Закавказская плита более значительно продвинута к северу, и зона скучивания расширяется до известнякового эскарпа.

Антиклинорий Главного хребта, трассирующий фронтальный край Закавказской плиты, к северо-западу всё больше смещается к северу и западнее р. Терек, видимо, почти сливается с ядром антиклинория Бокового хребта. Западнее они описываются как единый антиклинорий Главного хребта. Любопытно, что фронтальный край Закавказской плиты в чехле отличается несколько более пестрым магматизмом и щелочным метасоматозом, которые отмечали в Главном хребте многие исследователи (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Д.С. Белянкин, Г.С. Дзоценидзе и др.). Так, в западной части региона здесь известен массив Калька кислого состава и щелочно-кремниевый метасоматоз диабазов. К северу в породах Бокового хребта количество летучих уменьшается и по составу они становятся щелочноземельными [1, 2]. Западнее Терека на водоразделе Бокового хребта образуются два гребня в 4–5 км друг от друга. К северному из них тяготеют дайки диабазов ассинского комплекса (в понимании первоисследователей – Ф.Ю. Левинсон-Лессинга и Д.С. Белянкина), а к южному – дайки и интрузии пестрого состава Теплинского комплекса с активным метасоматозом вмещающих пород, плейстоценовым вулканизмом (Казбек и проч.). То есть, именно здесь должна находиться северная граница Закавказской плиты.

К северу от зоны ядра мегантиклинория и Бокового хребта – зоны максимального коллизийонного скупивания – деформационное воздействие на чехол Закавказской плиты существенно снижается. Однако на западе региона, где крупные деформации сланцевой юры достигают площадей, перекрытых более «жесткими» известняками верхней юры и мела, отмечаются их складчатые деформации и надвиги к югу, а точнее поддвиги сланцевой юры под известняки. Роль Скифской плиты в формировании структур чехла значительно меньше и здесь не рассматривается.

Литература

1. Дзоценидзе Г.С. // Сообщ. АН Груз. ССР. 1942. Т. 111. № 4. С. 323–329.
2. Дзоценидзе Г.С., Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и проблема диабазов Кавказа. В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., 1963. С. 119–128.
3. Маркус М.А. // Советская геология. 1977. № 7. С. 117–122.
4. Маркус М.А., Гусев А.И. Структурно-тектонический и лито-стратиграфический контроль оруденения Мачхалорской рудной площади. Тез. докл. V конф. по геологии и полезным ископаемым. С. Кавказа. Ессентуки, 1980. С. 251–253.

**А.В. Маслов¹, Ю.Л. Ронкин¹, М.Т. Крупенин¹,
Э.З. Гареев², В.М. Горожанин³**

Вариации отношения Th/Sc в глинистых сланцах Башкирского мегантиклинория и эволюция позднедокембрийской континентальной коры

В середине 1980-х гг. изучение содержаний и отношений в тонкозернистых терригенных породах Th, Sc, La и Eu/Eu* показало, что значительные вариации концентраций указанных элементов в пост-AR отсутствовали [8]. Это позволило считать, что любые поступления ювенильного материала в верхнюю кору из нижней коры и мантии в пост-AR существенно не отличались по составу от уже существовавшей коры. Однако данный вывод основывался на весьма ограниченном материале по пост-AR осадочным породам ряда южных кратонов (< 50 анализов). Пост-PR₁ летопись оказалась разбита всего на два интервала – от 1.7 до 0.6 Ga и от 0.6 Ga доныне [8], что не позволило судить о тонкой структуре вариаций состава верхней коры в рифее и венде. Авторами выполнен анализ вариаций Eu/Eu*, LREE/HREE, Th/Sc и La/Sc в тонкозернистых осадочных породах Башкирского мегантиклинория (БМА), а в настоящей работе рассмотрены лишь особенности изменения Th/Sc в интервале от 1.65 до 0.54 млрд. лет, полученные по более 140 образцам глинистых пород рифея и ашинской серии венда (метод ICP-MS).

¹ Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

² Президиум УНЦ РАН, Уфа, Россия

³ Институт геологии УНЦ РАН, Уфа, Россия

Принципиально важным является то обстоятельство, что осадочные породы позднего докембрия БМА хорошо датированы сейчас различными изотопными методами (U-Pb, Pb-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr) и это позволяет надежно привязывать значения основных геохимических параметров осадков к хронометрической шкале.

История седиментационных бассейнов (СБ), существовавших в рифее в области сочленения Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и БМА, может быть разбита на два неравных по продолжительности этапа: ранне-среднерифейский и позднерифейский [5]. Основными типами СБ на первом этапе были относительно небольшие эпикратонные моря. В позднем рифее на восточной и северо-восточной периферии ВЕК был сформирован крупный перикратонный СБ. Основными поставщиками кластики для этих СБ на всем протяжении рифея выступали восточные районы ВЕК, сложенные кристаллическими породами AR+PR₁. Накопление осадков происходило в семиаридных обстановках; существенно менее продолжительными были гумидные и субгляциальные эпохи [4]. В раннем венде на западном склоне Южного Урала накапливались дистальные отложения шельфовых ледников, а в среднем и позднем – терригенные и карбонатные межледниковые осадки [3]. В интервале 590-540(535) Ма СБ на рассматриваемой территории имел черты форландового, а во второй половине позднего венда снос кластики шел, вероятно, с востока [1].

В большинстве образцов аргиллитов рифея и венда БМА отношение Th/Sc не выходит за рамки 0.57-1.0. Только в породах зигалгинской, миньярской и суировской свит оно несколько выше. В целом, медианное значение отношения Th/Sc в позднедокембрийских глинистых породах БМА (0.83 ± 0.37) имеет промежуточную величину между его значениями в AR (0.43 ± 0.07) и пост-AR (1.0 ± 0.1) тонкозернистых осадочных породах [8]. Это позволяет предполагать присутствие на палеоводосборах ВЕК наряду с преобладающими PR₁ комплексами и некоторой доли пород AR. После раннейской (~ 1.615 Ga назад) эпизода «рассеянного» рифтогенеза и формирования щелочных вулканитов навышского комплекса вплоть до 1.5 Ga отношение Th/Sc уменьшилось всего на несколько процентов. Глинистые породы нижебакальского уровня (~ 1.47 Ga назад) по сравнению с аргиллитами половинкинской подсвиты саткинской свиты, характеризуются резким увеличением значений Eu/Eu* и симбатным ростом Th/Sc. Какие-либо магматические или метаморфические события в областях сноса или в СБ в этот промежуток времени не выявлены. Сложнопостроенное машакское рифтогенное событие, маркирующее в типовом разрезе рубеж между ранним и средним рифеем, и объединяющее становление полифазного Бердяушского массива гранитов рапакиви, расслоенных габбро Кусинско-Копанской интрузии, потоков и силлов базальтов машакской свиты и др., оказало существенное влияние на состав накапливавшейся в СБ первой половины юрматиния тонкой силикокластики (рис. 1).

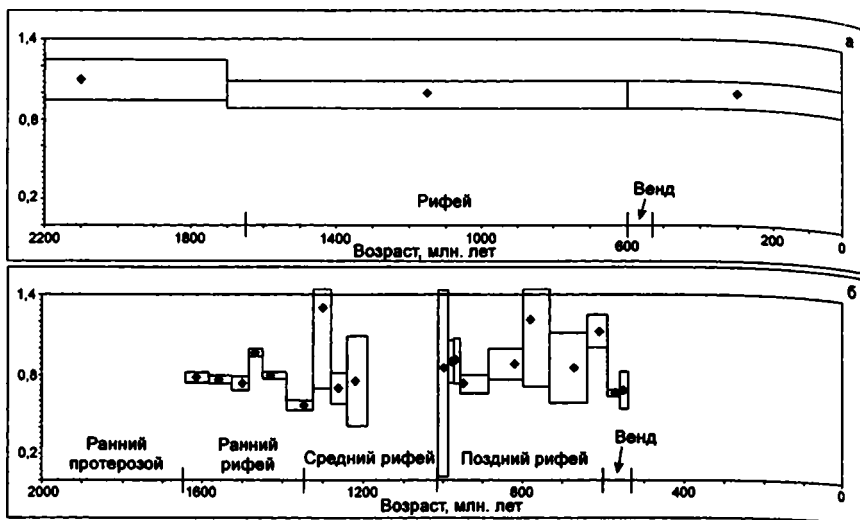


Рис. Сопоставление графиков вариаций отношения Th/Sc: а – в тонкозернистых осадочных породах пост-АР (2.2–0 Ga) [9], б – и в глинистых породах рифея и венда БМА (1.65–0.54 Ga)

В интервале от ~ 1430 Ma (малобакальский уровень бакальской свиты) до 1360–1348 Ma в глинистых породах стратотипа рифея наблюдается резко выраженное падение значений Th/Sc, свидетельствующее о возрастающем влиянии на процессы осадконакопления магматических образований основного и (?) ультраосновного состава. На появление примерно в это же время на палеоводосборах ювенильного мантийного материала предположительно указывает и сдвиг в сторону меньших значений величины $\epsilon_{Nd}(T)$ в аргиллитах машакской свиты [6]. Примерно через 50 млн лет после машакского эпизода рифтогенеза, в зигальгинское время в глинистых сланцах и мелкозернистых алевролитах происходит резкий сдвиг отношения Th/Sc в область значений, свидетельствующих о разрушении на палеоводосборах комплексов пород, сходных по составу с корой, где доминируют гранитоиды. Однако уже через 30–40 млн лет в аргиллитах зигазино-комаровского уровня эта тенденция заметно снижается. Далее, вплоть до рубежа среднего и позднего рифея, каких-либо существенных новаций в вариациях Th/Sc не происходит, что, возможно, указывает на достаточно длительную эпоху тектонического покоя территории, или же является еще одним косвенным аргументом в пользу существования на западном склоне Южного Урала перерыва между временем накопления отложений авзянской и зильмердакской свит, длительность которого может быть около 170–200 Ma. Отношение Th/Sc в аргиллитах основания зильмердакской свиты (1000–980 Ma) несколько выше, чем то, что было типично для авзянского уровня середины юрматиния (~ 1220–1200 Ma). В

нугушское и бедерышинское время значения Th/Sc возрастают примерно на 12–15 %, хотя и не достигают уровня PAAS. В катавское время (~ 950 Ма) происходит резкий рост отношений LREE/HREE и Eu/Eu*, параллельно в аргиллитах катавской свиты заметно снижаются величины Th/Sc и La/Sc. В суировско-зиганское время (ранний-поздний венд) падение абсолютных значений Th/Sc составляет около 40 %, что сопоставимо с изменением их во время машакского рифтогенного события. Так как и в первом, и во втором случаях не наблюдается каких-либо значимых изменений Eu/Eu*, а отношение LREE/HREE снижается незначительно, можно предполагать, что и в машакское, и в поздненевдское время снижение величин Th/Sc, указывающее на возрастание на палеоводосборах пород основного и ультраосновного ряда, не было связано с появлением в областях размыва существенных объемов архейской коры, как это было типично, например, для Учуро-Майского региона [7]. Восточный поздненевдский источник сноса (Белорецкий террейн) также практически не отражен в геохимических особенностях аргиллитов суировско-зиганского интервала, так как примерно на 90 % был представлен сиалическим субстратом [2]. Глобальные и субглобальные события позднего докембрия («сборка» и распад суперконтинентов, формирование гренвиллид, раскрытие и закрытие ряда океанов) не отразились в целом каким-то существенным образом на изотопно-геохимических особенностях глинистых пород позднего докембрия БМА. Следовательно, с достаточно большой степенью вероятности можно предполагать, что все вариации значений Th/Sc в глинистых породах БМА – наиболее представительного разреза позднего докембрия Северной Евразии – полностью или в значительной мере обусловлены факторами локальными.

Исследования проведены при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 03-05-64121), а также в рамках Программы № 25 Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы» и Программы № 7 Отделения наук о Земле РАН «Изотопная геология: геохронология и источники вещества».

Литература

1. Беккер Ю.Р. Молассы докембрия. Л.: Недра, 1988. 288 с.
2. Галиева А.Р. Геология, петрология и условия образования эколлитов и вмещающих их пород Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 2004. 19 с.
3. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Под ред. М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова. М.: Наука, 2004. 299 с.
4. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 5. С. 427–446.
5. Маслов А.В., Оловянишников В.Г., Ишерская М.В. // Литосфера. 2002. № 2. С. 54–95.
6. Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т. и др. // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 2. С. 219–222.
7. Подковыров В.Н., Ковач В.П., Котова Л.Н. // Литология и полезн. ископаемые. 2002. № 4. С. 397–418.
8. Тейлор С.Р., МакЛеннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

К природе гайотов

В 1964 году Г. Менард писал: «Вопрос происхождения гайотов до сих пор остается краеугольным камнем в морской геологии, поэтому новые данные все еще необходимы». Фраза, сказанная 40 лет назад, не утратила своей актуальности.

Наиболее популярная гипотеза образования гайотов следующая. Возникающий на дне океана в горячей точке вулкан, наращивая высоту и объем, достигает поверхности моря, превращаясь в остров. По завершении фазы вулканизма абразия срезает надводную часть, начинается фаза острова-атолла. Медленное погружение абрадированного вулкана приводит к развитию рифов. При быстром погружении рифовые фации не формируются. После погружения на глубины более 500 м начинается фаза собственно гайота, сопровождающаяся отложением на плоской вершине карбонатов, склоновыми процессами, образованием рудных корок [1].

Новые данные, на которые рассчитывал Г. Менард, ставят эту гипотезу под сомнение. Промер многолучевыми эхолотами обеспечил принципиально новое представление о формах и рельефе гайотов. На батиметрических картах гайотов поднятия Маркус-Уэйк, хребта Даттон, Магеллановых гор очертания гайотов угловаты, что впервые на основании промера многолучевыми эхолотами показал Н. Смут [3]. Направления склонов сохраняются от постройки к постройке. Основание гайотов трапецевидное или треугольное.

В природе неизвестны центральные вулканические постройки, соизмеримые по размерам с гайотами, с поперечными размерами более сотни километров. Крупные вулканические острова, типа о. Гавайи, имеют округлую форму оснований и конусов. Они являются вулканическими постройками с несколькими центрами извержений.

Картирование подводных гор различных типов в разных регионах Мирового океана с применением многолучевого эхолота EM-12 фирмы Simrad (НИС «Геленджик»), свидетельствует, что все вулканические постройки в плане округлы. Морфологически однотипные вулканы встречаются в зонах спрединга, в океанических котловинах, в зоне субдукции. Известна округлость оснований вулканов Средиземного моря.

ГНЦ «Южморгеология» проводит массовые исследования гайотов поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор с использованием многолучевого эхолота EM-12 фирмы Simrad. Примеры строения гайотов по этим данным приведены на рисунке.

¹ ГНЦ «Южморгеология», Геленджик, Россия



Рис. 1. Рельеф дна фрагмента поднятия Маркус-Уэйк по данным многолучевого промера [3]

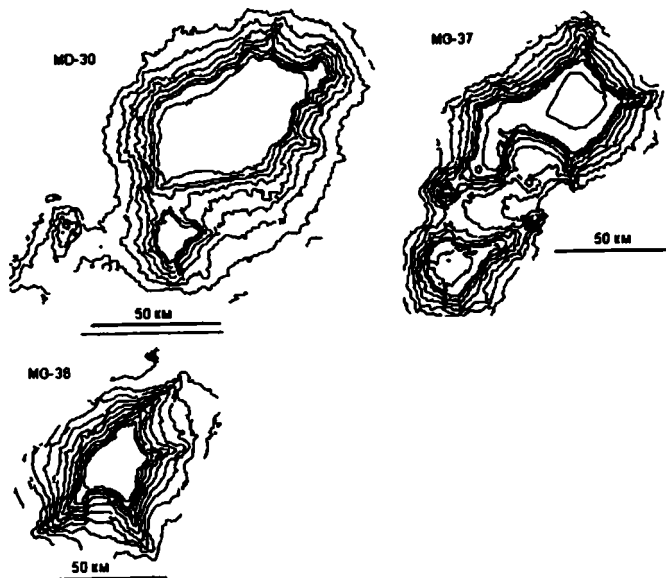


Рис. 2. Формы отдельных гайотов Магеллановых гор, по результатам многолучевого промера, выполненного НИС «Геленджик»

Сопоставление полученных батиметрических карт гайотов с картами аномального магнитного поля показывают, что простирание склонов совпадает с направлением осей магнитных аномалий.

Характер рельефа, форма гайотов, распределение магнитных аномалий свидетельствуют, что гайоты не являются вулканами. Это приподнятые блоки земной коры, ограниченные взбросами. Воздымание сопровождалось вулканической активизацией, образованием локальных конусов и покровов, более молодых, чем цоколь гайота. Сравнение возраста и состава базальтоидов, слагающих цоколи, и, в отдельных случаях, отмечаемых в привершинных частях плато, и собственно эффузивных образований свидетельствует о принципиальном их различии. Находки толеитов в привершинной части гайота Ламонт были интерпретированы как признаки взбросовой природы его склона [2]. Роль вулканизма в строении гайотов очевидна, но главным рельефообразующим фактором является воздымание блоков плиты.

Блоковое строение подводных возвышенностей ярко проявляется на примере поднятия Маркус-Уэйк. Поднятие в целом приподнято над уровнем окружающих абиссальных равнин на 200–400 м.

Тектонические массивы, представляющие собой несколько подводных гор на едином цоколе, приподняты относительно базисного уровня поднятия на 500–1500 м. Высота гайотов относительно поверхности цоколя составляет 1500–3000 м. В межгорных впадинах отмечаются опущенные блоки – на значительных площадях поверхности фундамента фиксируется на 260 м ниже поверхности дна. В центральных частях впадин эта цифра возрастает до 550–600 м, а наиболее погруженные участки фундамента достигают отметки 1000–1200 м ниже уровня дна [1].

В предложенной схеме формирования гайотов этапы абразии, атолла, погружения не подлежат обязательному пересмотру, поскольку прекрасно вписываются в рамки существующих представлений. Воздымание выводит наиболее крупные гайоты над уровнем моря, где происходит абразия. При этом образуются признаки, свидетельствующие о субаэральном развитии вершин (красноцветные породы, галька эффузивов, морская и субаэральная биота; рифы). Последующее опускание может происходить по существующим разломам. Гайоты с более низкими уровнями могли не подниматься над поверхностью океана, но формироваться как плосковершинные горы. Такие горы не имеют рифовой оторочки.

Возможна другая причина погружения. Опускаться могут не отдельные блоки, а вся плита в результате вертикальных колебательных движений земной коры. Из анализа данных глубоководного бурения следует, что, по крайней мере, с эоцена по ранний миоцен океан был мельче критической глубины карбонатной компенсации (КГК). В позднем миоцене произошло региональное увеличение глубины до значений, превышающих КГК. Такое положение, особенно с учетом близости зоны субдукции, заслуживает права на обсуждение.

Предложенная концепция позволяет по-новому взглянуть на геологическую историю северо-западной части Тихого океана. Она подводит к решению пространственно-временных связей колебательных движений со спредингом и субдукцией, а также позволяет рассмотреть другие проблемы геологии Мирового океана.

Литература

1. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Коновалов Ю.И., Мартынов Ю.А., Гусев В.В., Шарапов В.Н. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 1. С. 172–175.
3. *Smoot N.C.* // *Mar. In Geol.* 1989. V. 88. P. 117–131.

О.А. Мельников¹

О некоторых глобальных проблемах геотектоники и их решении

Общепринятый исчерпывающе полный список глобальных проблем геотектоники, по-видимому, все-таки отсутствует, поэтому остановимся лишь на некоторых из них, наиболее бросающихся в глаза и требующих решения.

1. Разделение Земли на различные по вещественному составу, состоянию и физико-химическим свойствам общеземные оболочки или геосферы: энергетический источник, механизм или механизмы образования, взаимодействие.

2. Латерально-вертикальное расчленение литосферы или земной коры на составляющие ее, различные по вещественному (горно-породному) составу и физико-химическим свойствам, тела и структуры, их типизация, происхождение и эволюция.

3. Роль и значение в геотектонике исключительно разнообразных и изменчивых эндогенных и экзогенных геологических процессов (орогенез, вулканизм, магматизм, осадконакопление, выветривание и т.д.), действующих внутри Земли и на ее поверхности, видоизменяющих ее внешний облик и внутреннее строение.

4. Периодичность и направленность геотектонических процессов.

5. Симметрия и дисимметрия или асимметрия в строении Земли и слагающих ее оболочках.

Наука геотектоника с помощью разного рода предлагаемых теорий, моделей или гипотез, выражаемых иногда некой суммой взглядов, парадигмой под общим названием или терминами – плутонизм, неотунизм, фиксизм, мобилизм, теория геосинклиналей и т.д., пытается с тем

¹ Институт морской геологии и геофизики (ИМГиГ) ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

или иным успехом решать эти и подобные им проблемы. В настоящее время наиболее популярной, едва ли не общепринятой среди подавляющего большинства геологов и геофизиков является модель или парадигма, именуемая плитовой тектоникой. Несмотря на более успешное объяснение и решение многих вопросов и проблем геотектоники моделью плитовой тектоники по сравнению с прежними моделями, тем не менее она многое, в том числе и из вышеприведенного списка, оказалась не в состоянии удовлетворительно объяснить и вызывает все более возрастающую критику.

Например, в проблеме разделения Земли на оболочки или геосферы модель плитовой тектоники в качестве основного (и даже единственного) энергетического источника считает внутренний (распад радиоактивных элементов), полностью игнорируя внешние источники, а в качестве главного движущего геодинамического механизма в литосфере и мантии – разнонаправленную конвекцию материала в мантии, что требует высокопластичного или жидкого состояния мантии, тогда как, по данным сейсмологии (характеру прохождения поперечных волн) мантия в целом скорее всего находится в твердом состоянии, а не в жидком.

В проблеме латерально-вертикального расчленения литосферы или земной коры, согласно этой модели, выделяются более или менее одинаковые по вещественному составу и строению плиты, различные взаимодействия которых между собой (дивергенция, конвергенция, субдукция и т.д.) под влиянием якобы действующих под ними конвективных течений формируются все разнообразие вещественных и структурных особенностей литосферы или земной коры. Несмотря на все более возрастающее число выделяемых плит (и соответственно – гипотетических конвективных ячеек) удовлетворительно объяснить это разнообразие такой моделью не удается.

В еще большей мере модель плитовой тектоники не решает проблемы исключительного разнообразия и изменчивости эндогенных геологических процессов, действующих внутри Земли и на ее поверхности.

Но наибольшую трудность для ортодоксальной модели плитовой тектоники представляют проблемы периодичности и направленности геотектонических или геодинамических процессов в геологической истории всей Земли или отдельных ее регионов, симметрии и асимметрии в строении Земли и слагающих ее оболочках, как отражение действие одного из законов диалектики – единства и борьбы противоположностей. Модель плитовой тектоники просто игнорирует эти проблемы: проблему общей направленности и необратимости в эволюционном развитии Земли, с одной стороны, и многопорядковой цикличности или повторяемости геологических, в том числе и геотектонических процессов – с другой, например, три общепланетарных геотектонических цикла – каледонский, герцинский и альпийский.

То же самое относится и к проблеме сочетания симметрии и асимметрии в геотектонике Земли: симметрия в распределении общеземных

оболочек, в целом, круговая симметрия Тихоокеанского подвижного пояса, с одной стороны, и землетрясения Атлантического и Тихоокеанского сегментов Земли, резко асимметричное тектоническое строение западной и восточной окраин Тихоокеанского сегмента, приуроченность островодужных систем лишь к восточным окраинам континентов и т.д. – с другой.

Гораздо успешнее модели плейт-тектоники решает все перечисленные проблемы предлагаемая нами, начиная с 1970 гг. [1–7], новая ротационная геодинамическая модель Земли, состоящая из пяти наложенных друг на друга геодинамических механизмов: ротогенеза, дрейфогенеза, пассивного и активного рифтогенеза и сепаратогенеза или геосферогенеза, имеющих общую ротационную природу – вращение Земли вокруг своей оси, которая полностью игнорируется моделью плитовой тектоники.

В частности, за счет сепаратогенеза – центробежной сепарации слагающего вращающуюся Землю материала под влиянием преимущественно внешнего энергетического источника (гравитационного и электромагнитного полей) произошло разделение ее на различные по вещественному составу и физическим свойствам общеземные сферические оболочки или геосферы с закономерно возрастающей плотностью от внешних геосфер к внутренним. Эта сепарация материала, начавшись с момента зарождения Земли как планеты, продолжается и в настоящее время, по всей видимости, в двух направлениях: в формировании каждой внешней геосферы из недр смежной с ней внутренней и возможном возникновении и обособлении новых оболочек. Сепаратогенезом гораздо проще и естественнее объясняется изначальное зарождение и постепенное разрастание в приполярных областях Земли (как более холодных, но менее центробежных и потому более стабильных по сравнению с приэкваториальной областью) «гранитного» слоя из недр «базальтового» слоя в составе земной коры или литосферы континентального типа – зародышей будущих приполярных праматериков или пракоинтоинтов Лавразии и Гондваны. Наконец, сепаратогенезом хорошо объясняется инструментально установленное в 1996 г. двумя независимыми группами американских сейсмологов более быстрое вращение внутреннего твердого ядра Земли относительно остальной внешней части планеты [8]. Предполагаемое сепаратогенезом за счет центробежных сил и гравитации общее разделение слагающего Землю материала на более легкую «всплывающую» вверх, и более тяжелую, опускающуюся вниз, части ведет к естественному увеличению скорости вращения или раскручиванию формирующихся в результате этого процесса внутренних оболочек (геосфер) и замедлению внешних.

Доказанное многочисленными данными общее замедление скорости вращения Земли с возрастом приводит к общему разуплотнению слагающего Землю материала и разному по величине росту объема формирующихся в ней оболочек. Образовавшаяся земная кора или литосфера,

будучи жесткой относительно более пластичных подстилающих оболочек, становится тесной для них, растрескивается и раздвигается. Этот процесс, называемый в новой ротационной модели пассивным рифтогенезом, лучше всего проявлен в океаническом типе земной коры – более тонкой и менее прочной по сравнению с континентальной корой – в виде современных срединно-океанических хребтов (САХ). Проявлен он и в континентальном типе земной коры в образовавшихся в приполярных областях праматериках Лавразии и Гондване с континентальной корой в виде радиально ориентированных, расходящихся к экватору зон разломов, расколов и растяжения, вдоль которых затем закладывались геосинклинальные прогибы, завершавшиеся орогенезом с образованием аналогичным образом ориентированных горных сооружений – каледонид, герцинид, мезозоид.

С направленными в общем случае от полюсов к экватору на вращающейся Земле центробежными силами, именуемыми в новой ротационной модели дрейфтогенезом, связаны в какой-то мере общее разрастание праматериков Лавразии и Гондваны на обращенных к экватору сторонах за счет наращивания субшироко ориентированными горными сооружениями в эпохи орогенеза, распад этих ставших тесными для непрерывно увеличивавшейся в объеме Земли праматериков на обособленные фрагменты – современные материки или континенты, двигавшиеся в общем направлении от полюсов к экватору, иногда с разворотом (Северная и Южная Америка) или столкновением друг с другом (Африка с Европой и Азией, Индостан с Азией).

Но наиболее выжым и действенным в новой ротационной модели является механизм, именуемый ротогенезом: более быстрое вращение с запада на восток внутренних оболочек относительно внешних (их проскальзывание), в частности мантии относительно литосферы или земной коры. Наличие неровностей на нижних поверхностях внешних оболочек, в частности, так называемых «корней гор» у орогенных поясов, погруженных в мантию, приводит к резко неоднородному полю напряжений на таких участках – формированию зон сжатия вдоль восточных границ, погруженных в мантию этих «корней», и зон растяжений вдоль их западных границ. Постепенный рост этих напряжений приводит в конце концов к отрыву орогенных поясов, расположенных вдоль восточных краев материков, образованию различных по размерам блоков или звеньев и опережающему движению их в восточном направлении по сравнению с родоначальным для них материком или континентом. Таков механизм образования за счет ротогенеза всех островодужных систем, состоящих из триады: глубоководный желоб, островная дуга, задуговая глубоководная котловина у окраинного моря. Только действием такого механизма как ротогенез можно объяснить наличие островодужных систем вдоль восточных краев континентов и полное их отсутствие вдоль западных, а также резкую восточно-западную асимметричность Тихоокеанского сегмента Земли. Таким образом, новая рота-

ционная геодинамическая модель, в отличие от модели плитовой тектоники, гораздо успешнее объясняет или решает все глобальные проблемы геотектоники, в том числе и вышеперечисленные.

Литература

1. Мельников О.А. Динамическая модель земной коры и ее вероятный механизм. В кн.: Восточно-Азиатские островные системы: Тектоника и вулканизм. Южно-Сахалинск. 1978. С.27–32.
2. Мельников О.А. // Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 9–13.
3. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 95 с.
4. Мельников О.А. Ротационный режим Земли – отправной пункт и основа численного и физического моделирования любых геологических процессов. // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2003. С. 40–44.
5. Мельников О.А. Южно-Сахалинский газоводолитокластитовый (грязевой) вулкан – уникальный объект Природы на Дальнем Востоке России. Южно-Сахалинск, 2002. 480 с.
6. Melnikov O.A. New Global rotational Model of the Earth – the Most Perspective Alternative of the Modern Plate Tectonics Model // Proceedings of International Symposium on New Concepts in Global Tectonics «98 Tsukuba», November 20-23, 1998. Tsukuba, Japan, 1998. P. 69–75.
7. Melnikov O.A. A rotational Geospheric Dynamic Model of the Earth-Part 1, 2, 3 // New Concept in Global Tectonic. 1998. № 3. P. 24–27, № 5. P. 20–25.

Ю.И. Мельниченко¹

Особенности морфотектоники морей Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода

Изучение морей зоны сочленения Азии и Тихого океана в 80–90-е годы прошлого столетия отличались взрывным характером накопления геологической информации. В настоящее время наиболее изученными являются Японское, Охотское и Филиппинское моря. Они оказались и наиболее контрастными по строению дна. Впадина Японского моря развивалась на сиалической коре древнего докембрийского заложения. Впадина Филиппинского моря развивалась на маломощной мезозойской коре океанического типа, в которой преобладают магматические породы мафического состава. Структуры Охотского моря, среди которых не обнаружено образований древнее палеозоя, закладывались на сильно расчлененном фундаменте эвгеосинклинального типа, а все его неровности перекрыты мощным (до 10 км) чехлом мезо-кайнозойских осадков. Морфометрические характеристики рельефа дна и акустического фундамента этих морей указывают, что они принадлежат различным эволюционным рядам. Проведенный нами морфоструктурный анализ выявил общие для морских впадин черты морфотектоники.

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

Независимо от типа земной коры, состава и строения акустического фундамента выделяется, прежде всего, рифтогенный тип структурных рисунков дна морей. Рифтовые впадины и обрамляющие их поднятия определяют взаимоотношения и связи всего многообразия форм поверхности дна с их очертаниями, размерами и ориентацией. Однако это морфологическое многообразие, как и различия в каждом отдельном случае структурного рисунка дна и морфотектонических позиций морей, контролируются индивидуальным каркасом сквозных тектонически ослабленных зон (структур).

К сквозным структурам мы относим крупные геологические тела, формирующиеся в зонах глубинных разломов и расположенные обычно несогласно по отношению к структурам земной коры, которые они часто охватывают. А.В. Пейве к ним относил глубинные разломы, проникающие на поверхность. Серия глубинных долгоживущих разломов разного направления и протяженности выделялась многими исследователями на востоке Азии в области сочленения континент–океан. Разломы пересекают зону перехода и продолжают как в океане, так и на континенте, формируя системы трансрегиональных трансструктурных тектонических зон. Они имеют разный возраст и неоднократно активизировались, формируя структурные планы региона, начиная с дорифейского. К сквозным зонам адаптируются местные геодинамические процессы разного порядка, они наиболее проницаемы для магматических расплавов, к ним приурочены процессы интенсивных дизъюнктивных дислокаций. Они определяют тип эволюционного развития впадин на всем пространстве переходной зоны. В разнообразии типов эволюционных рядов (Охотоморского, Япономорского, Филиппиноморского), как и в многообразии форм поверхности зоны перехода, проявляется нелинейность развития морских впадин.

В связи с особенностью развития сквозных структур морфотектоника морей характеризуется взаимосвязью деструктивных и конструктивных элементов морфоструктуры дна. Они образуют парагенетические морфоструктурные ассоциации (семейства), составляющие региональные формы рельефа. Формы представлены обычно совокупностью ассоциаций, объединенных общим линейным простираем, и чаще характеризуются зональным распределением морфоструктурных семейств. Парагенезы морфоструктур разного морфогенетического типа и возраста составляют фундаментальное свойство рельефа дна морей в зоне перехода.

Структурно-геоморфологическими признаками деструктивного рельефа служат дизъюнктивные формы поверхности. Они хорошо представлены на Восточно-Корейской возвышенности, поднятии Ямато и обрамляющих их котловин (Японское море). Эти формы отличаются угловатостью очертаний, резкими перегибами и уступами поверхности, ступенчатостью и террасированностью склонов поднятий и бортов впадин. Линейность и протяженность форм, зоны относительно пониженных или приподнятых ярусов рельефа дна служат отличительным при-

знаком рельефа, обусловленного разломами и разрывами коры. На них часто накладываются поперечные (положительные и отрицательные) дизъюнктивные элементы рельефа.

Совокупность относительно дифференцированных продольных и поперечных форм находит соответствующее выражение в дизъюнктивных элементах морфоструктуры морского дна. Они представлены остаточными горстами, приразломными линейными грабенами, рвами оседания, рифто-грабенами, рифтовыми долинами и трогами, расщелинами, а также тектоническими уступами, эскарпами, оползнями, опущенными по сбросам глыбами фундамента. Такие формы развиваются на сводах и вдоль склонов поднятий, по бортам и на днищах рифтовых котловин и впадин. Их появление связано с тафрогенной деградацией земной коры, что сопровождается сокращением ее мощности. Этот процесс приводит к дизъюнктивным дислокациям фундамента и погружению глыб.

Явления деструкции дна наиболее характерны для Японского моря с его древней и мощной континентальной исходной корой. Резким преобладанием дизъюнктивных элементов дна характеризуется рельеф Охотского моря. Охотское море, однако, выделяется большей выравненностью рельефа дна и преобладанием шельфа. Это обусловлено конструктивной ролью процессов экзогенной аккумуляции, которая интегрирует разрозненные депрессионные формы.

Признаком конструктивного рельефа служат формы вулканического происхождения. Примером его развития является хребет Кюсю-Палау в Филиппинском море. Он характеризуется высокоподнятым фундаментом с расположенными на нем высокими и низкими вулканическими сооружениями. На фундаменте развиваются три генетических типа вулканических построек. Среди них выделяются относительно низкие щитовые вулканы и высокие конические и купольные стратовулканы. Они отражают полигенность и полицикличность развития рельефа хребта. Вулканические сооружения нередко формируют короткие хребты, пересекающие основание хребта в разных направлениях. В строении вулканов обнаруживаются вершинные кальдеры, экструзивные купола, лавовые потоки, что указывает на стадию кальдерообразования. Характерным признаком конструктивного вулканогенного рельефа является множество вулканических центров, расположенных в узлах сети трещин. Что характерно, развитие вулканогенного рельефа сопровождается увеличением мощности земной коры и появлением низкоскоростного слоя в ее разрезе. Это явление обусловлено интрузией субвулканических тел и аккумуляцией вулканогенного материала при формировании стратовулканов. Вместе с тем, развитие конструктивного вулканического рельефа сопровождается появлением деструктивных форм (вулканотектонические и тектонические депрессии), что обусловлено вулканотектоникой, но не связано с деградацией коры.

Подобным образом развивались системы океанических поднятий Дайто, Бенхем, Урданета в Филиппинском море, отдельные вулканиче-

ские центры на Восточно-Корейской возвышенности и поднятии Ямато, вулканические хребты и острова в Японском море. Конструктивным, по сути, является равнинный рельеф котловин Филиппинского моря, который образован покровами толеитовых базальтов.

Как показывают материалы, непосредственным механизмом эволюции структурного рельефа дна морей служит смена тектонических напряжений «растяжение – сжатие» в зонах сквозных структур, имеющих место в геодинамических условиях сдвига. Этот механизм наиболее четко прослеживается по латеральной зональности структурных форм рельефа хребта Кюсю-Палау. В зоне щелевого рифта в условиях растяжения формировались постройки щитовых вулканов, сложенные толеитовыми базальтами. В условиях компрессии также по разлому на щитовые вулканы надстраивались стратовулканы островодужного типа. В последующем морфоструктура хребта была раздроблена поперечными рифтогенными разломами, по которым происходило излияние щелочных эффузивов. Этот механизм привел к развитию Голыгинского рифта на своде палеоостровной дуги (Охотское море). В целом, в морфотектонической эволюции морей преобладали процессы растяжения.

Намечаются три периода в развитии морфотектоники дна морей. Они связаны с фазами тектономагматической активизации литосферы региона. В начальном периоде осуществлялось заложение тектонических структур, составивших впоследствии морфоструктурный план окраинных морей. Эти события происходили в позднем мелу и связываются с пиренейской складчатостью. Формирование собственно морфоструктуры морей происходило в основном уже в палеогене (эоценовая, позднеэоцен-олигоценовая, позднеолигоцен-раннемиоценовая фазы морфотектонического цикла Кюсю-Палау). Завершают морфотектонические события этого этапа блоковые дислокации на границе олигоцена и миоцена. Эти события синхронизируются с движениями Такатиho в Японии. В зонах сквозных структур в этот период развивались деструктивные рифтогенные и сводовые конструктивные морфоструктуры.

Агрессивные деструктивные преобразования сложившихся ранее форм рельефа дна осуществлялись на позднем неотектоническом этапе, составившем третий период в развитии морфотектоники дна морей. Его наиболее активные фазы приходятся на средний–верхний миоцен и плиоцен-плейстоцен. Неотектоническая эволюция рельефа дна морей происходит в условиях тафрогенного геодинамического режима. С ним связана активизация рифтогенных процессов, которая сопровождается также аккумулятивным выравниванием исходного тектонического рельефа. Эти крупные преобразования морфоструктуры морей по времени соответствуют пасаденской фазе складчатости.

Глубокие различия, наблюдаемые в строении морей, свидетельствуют о различии тектонических и геодинамических условий их формирования. Они создают впечатление, что литосфера морей находится как бы на разных стадиях геологического развития, что в зоне сочленения

«континент–океан» осуществляется геологический процесс трансформации земной коры одного типа в другой. Материалы морфоструктурного анализа приводят автора к выводу, что на деле в зоне сочленения Азии и Тихого океана в кайнозой осуществляется процесс реструктуризации земной коры, который находит отражение и в формах земной поверхности. При этом в развитии рельефа дна морей с континентальной корой фундамента преобладали деструктивные явления, а эволюция рельефа дна морей с океаническим типом коры на фоне рифтогенной деструкции шла по пути конструктивных преобразований.

А.В. Мигурский¹, Ф.А. Мигурский¹, П.Н. Соболев¹

Элементы инденторного строения земной коры Северо-Востока России в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан – пос. Омолон)

Вдоль опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ в настоящее время методами глубинного ОГТ, КМПВ, магнитотеллурического зондирования, геолого-геохимической съемки отработано 1100 км – г. Магадан – пос. Омолон. Профиль начинается от г. Магадана (границной зоны Северо-Евразийской плиты с Охотоморским блоком) и пересекает смежные участки Северо-Евразийской и Северо-Американской плит [2,6]. Получена первая достаточно кондиционная информация о глубинном строении земной коры Северо-Востока России, отвечающая современным требованиям к геолого-геофизическим исследованиям.

В пределах Северо-Евразийской плиты профиль пересек Удско-Мургалскую и Арmano-Вилигинскую складчатые зоны с наложенным позднечукотско(?)–меловым Охотско-Чукотским вулканогенным поясом (ОЧВП) и Балыгычанское поднятие. По Северо-Американской плите пройдены Сугойская складчатая зона с Насучанским прогибом и Хетагчанским поднятием, а также Омолонский массив. Граница между плитами проходит по разлому Улахан [2,9] в районе пикетов 470–485 км. Более подробное описание тектонических структур вдоль первых 820 км профиля дано А.П.Симоновым и др. [4]. Все отмеченные элементы в пределах плит выделяются в качестве самостоятельных террейнов [10].

Сведения о структуре земной коры, в основном ее нижней части, установлены методом глубинного ОГТ. Из вещественных подразделений кристаллической коры уверенно выделяется слой коромантийной смеси. Он характеризуется высокой рефлексивностью, имеет мощность около 5 км, изредка уменьшаясь до 4, или наоборот увеличиваясь до 7 км. Поверхность Мохоровичича («М») проведена, в соответствии с обоснова-

¹ Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГиМС), Новосибирск, Россия

нием Ю.Г.Леоновым [3], по подошве коромантийного слоя. Гипсометрически она слабо дифференцирована, располагается на глубинах 41–47 км. Исключение представляет южный отрезок профиля (0–175 км), где выявлено отчетливое нарастание мощности земной коры с юга на север от 35 (нулевой пикет) до 43 км у пикета 75 км. Далее (75–95 км) фиксируется заметное ухудшение в выраженности и прослеживании поверхности «М» и затем в интервале 95–120 км ее отчетливое погружение с 45 до 54 км. Северо-восточнее, вдоль профиля вновь начинается сокращение толщины земной коры до 45 км у пикета 175 км (под водоразделом бассейнов рек Колымы и Охотского моря).

Если утонение коры у южного окончания профиля ожидаемо – это объясняется близостью Охотского моря с субокеанической корой, то аномальное увеличение коры в районе пикета 120 км можно объяснить, видимо, следствием столкновения ранее существовавшей плиты Палеооцифика с окраиной Северо-Евразийского континента. Вещественным выражением этого столкновения служит позднеюрско(?)–меловой ОЧВП, осевая линия которого коррелирует с описанным утолщением земной коры.

По нашей интерпретации, в интервале 88–125 км намечается сдвоение поверхности «М», с надвиганием южного блока земной коры на северный (рисунок). Пододвинутая часть северного блока во фронтальной части подвернута и имеет торцовое сочленение с поверхностью надвига. В то же время по поверхностным горизонтам земной коры здесь преобладает южная вергентность дислокаций. Скорее всего, на рассматриваемом отрезке профиля 2-ДВ имеет место инденторное (зубчатое) [8] сочленение Удско-Мургальской островной дуги с Колымо-Омолонским супертеррейном. Выклинивание образований Удско-Мургальского индентора происходит у пикета 175 км на глубине 20 км. Длина его нижнего ограничения достигает 87 км. Перекрывающие же клин образования представляют собой породы Колымо-Омолонского супертеррейна. Выход верхнего ограничения индентора (детachment) на дневную поверхность, скорее всего, приурочен к Кава-Ямскому разлому, южнее которого развиты неотектонические депрессии с молассовым выполнением. Время формирования индентора, видимо, синхронно генезису ОЧВП.

Характер строения коры на рассматриваемом участке весьма близок по морфологии коллизионным орогенам Кавказа [5], Альп и хребта Брукса [8]. Последние также характеризуются утолщением земной коры в районах столкновений континентальных и субокеанических плит.

Инденторное строение земной коры меньших размеров проявляется и на самом юге (0–50 км) профиля. Здесь установлено раздвоение коромантийного слоя с его перекрытием около 30 км. Острие клина расположено на глубине 28 км у пикета 50 км. Достаточно четко проявлен detachment, выходящий на дневную поверхность непосредственно южнее г. Магадана. Видимо, это нарушение в значительной мере ответственно за генерацию Магаданского гранитоидного батолита. Возникновение двух последовательных инденторов земной коры в пределах Удско-Мур-

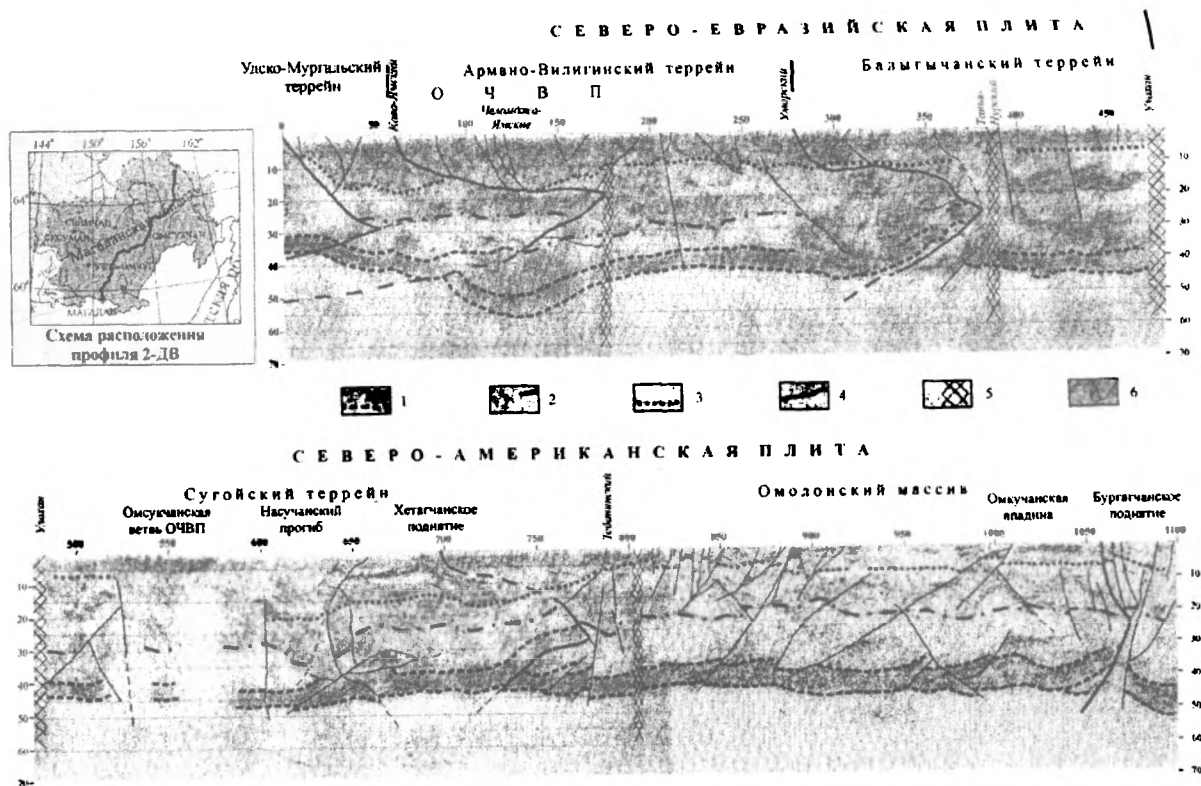


Рис. Геолого-геофизический разрез земной коры по профилю 2-ДВ (0-1100 км)
 1 – слой коромантийной смеси; 2–4 – границы: 2 – нижней–средней коры, 3 – подошвы осадочного чехла, 4 – инденторов; 5 – зоны глубинных разломов; 6 – разрывы

гальского островодужого террейна, вероятно, связано с присутствием здесь двух разновозрастных дуг, возможность существования которых обосновывал С.Д.Соколов [7].

Инденитор, скорее всего, синхронный формированию позднеюрско-раннемелового Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, фиксируется в юго-западной части Балыгычанского поднятия. Здесь в интервале 340–385 км установлено сдвоение поверхности «М». Выклинивание индентора предполагается на глубине 24 км у пикета 385 км. К сожалению, сложное строение верхней части разреза в рассматриваемом интервале не позволяет точно протрассировать детачмент индентора. Вероятно, он достигает границы Балыгычанского поднятия с Армано-Вилигинским синклинорием. Поскольку этот инденитор характеризует периферийную часть Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, он более слабо проявлен в изменениях мощности земной коры.

Еще два предполагаемых индентора намечаются в периферийных юго-западной и северо-восточной частях Омолонского массива. Первый из них расположен в интервале 700–780 км под Коркодон-Наяханской тектоно-магматической зоной западнее Тебанинского разлома. Его выклинивание фиксируется на глубине 26 км у пикета 780 км. Детачмент индентора проявлен достаточно отчетливо до пункта 700 км.

Второй инденитор расположен под Бургачанским поднятием. В нижней коре в интервале 1050–1070 км отмечается надвигание поверхности «М» с юго-запада на северо-восток. Одновременно в верхней половине земной коры с северо-востока на юго-запад происходит надвигание образований Бургачанского поднятия на смежную Омкучанскую впадину. Следует отметить, что здесь размеры индентора существенно меньше, чем в ранее описанных случаях южной части профиля 2-ДВ.

Надо сказать, что коромантийный слой северо-восточнее 620 км состоит из отрезков протяженностью в первые десятки километров, слабо наклонных к юго-западу и разделенных надвиговыми нарушениями с преимущественным смещением масс в северо-восточном направлении. Все это свидетельствует о преобладающих напряжениях сжатия вдоль большей части профиля 2-ДВ. Лишь в пределах Омсукчанской ветви ОЧВП (520–580 км) фиксируется отчетливый разрыв в прослеживании поверхности «М». Аномалия в строении земной коры, проявленная в ее высокой сейсмической прозрачности, затрагивает среднюю и нижнюю части коры. Омсукчанская ветвь ОЧВП многими исследователями [1] относится к прогибам типа пулл-апарт, контролируемым крупными сдвигами. Подтверждением преобладания здесь условий разуплотнения вследствие растяжения является четко выраженный гравитационный минимум над Омсукчанской ветвью ОЧВП.

На фоне описанного сочленения отдельных террейнов довольно просто выглядит строение сочленения между Северо-Евразийской и Северо-Американской плитами. Как уже отмечалось, эта граница в исследуемом регионе проходит по разлому Улахан левосдвиговой природы в

районе пикетов 470–485 км. Она характеризуется субвертикальностью без существенных смещений опорных горизонтов. Вероятно, это обусловлено тем, что граница между Северо-Евразийской и Северо-Американской плитами является молодой, не древнее кайнозой, и находится в начальной фазе своего развития. Она косо сечет Уядинско-Ясащенский вулканогенный пояс и почти поперечна ОЧВП. В связи с этим в строении земной коры эта граница проявлена незначительно, образуя субвертикальную изотропную в сейсмическом отношении зону шириной около 15 км вдоль разлома Улахан.

В заключение следует отметить:

- широкое развитие элементов инденторного строения земной коры в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан – пос. Омолон) свидетельствует о преобладании тектонического режима сжатия в исследуемом регионе;

- намечается парагенез зон повышенного содержания гранитоидов в земной коре с детачментами инденторов.

Литература

1. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время. В кн.: Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–83.
2. Имаев В.С., Имаева Л.П., Кузьмин Б.М. Сеймотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 227 с.
3. Леонов Ю.Г. // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85–88.
4. А.П.Симонов, Р.Г.Берзин, А.К.Сулейманов и др. // Разведка и охрана недрю 2003. № 5. С. 27–31.
5. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.
6. Рундквист Д.В., Гатинский Ю.Г. Блоки Евразии по сейсмическим данным и результатам спутниковых измерений. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГГН РАН, 2003. С. 57–70.
7. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
8. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы. В кн.: Проблемы глобальной геодинамики. Вып. 2. М.: ОГГГН РАН, 2003. С. 32–56.
9. Третьяков Ф.Ф. // Отечественная геология. 2003. № 6. С. 78–80.
10. Шпикерман В.И. Домеловая минерагенция Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.

О возможном влиянии продолжительности тектонических процессов на разнообразие и ранги сформированных ими образований (применительно к платформенным условиям)

Известно, что в зависимости от времени приложения напряжений одни и те же породы ведут себя по-разному – как твердые (хрупкие), пластичные или текучие, и, напротив, разные по механическим свойствам породы и осадки на напряжения с разной скоростью реализации могут реагировать сходным образом. Эти известные физические положения применительно к геологическим условиям чаще учитываются при прогнозе поведения крупных объектов (земная кора, горно-складчатая область и т.п.). Нет оснований считать, что эти принципы не проявляются и на объектах меньшего масштаба (на породном, минеральном и т.д. уровнях). Полевые наблюдения и полученные нами в небольших объемах экспериментальные данные по воздействию импульсных (ударных) напряжений (имитирующих быстротечное движение) на породы и на неуплотненные осадки подтверждают сказанное.

При тектонических исследованиях объектами изучения традиционно являются пликативные и разрывные деформации (структуры) разных типов и масштабов, представляемых как результат проявления тектонических напряжений большой продолжительности. Анализ показывает, что, наряду с длительно проявляющимися, в естественных условиях имеют место напряжения быстрого и мгновенного воздействия. А.Е. Шейдеггер [1958] тектонические движения разделил на группы с малой (до 4 часов, в среднем около 3 сек), промежуточной (от 4 часов до 15 тыс лет) и большой (более 15 тыс лет, в среднем – 100 млн лет) продолжительностью. С длительностью приложения напряжений коррелируются скорости тектонических движений. Для периодов большой продолжительности они составляют 0,1–0,001 мм/год, для менее длительных – 0,1–10³ мм/год, для быстротечных – >10³ мм/год.

3. Кукал [1978] скорости движений земной коры связал с конкретными процессами и структурами. Наиболее быстрыми (от первых мм до долей м в течение нескольких или десятков минут – в зависимости от энергетического класса) являются одномоментные смещения при землетрясениях. Долговременные сеймотектонические процессы, движения литосферных плит, спрединг и субдукция – от 3–5 до 70–80 мм/год, орогенические вертикальные и горизонтальные движения – 0,1–10 мм/год, континентальные и океанические опускания (формирующие седиментационные бассейны геологического прошлого) – 0,01–0,4 мм/год.

Тектонические и палеотектонические реконструкции, анализ геологической истории структур разных порядков в пределах платформенных

¹ Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия.

территорий Сибири показывают, что здесь проявлялись разноскоростные движения. Так, согласно расчетам, в периоды формирования Западно-Сибирского и Лено-Вилуйского седиментационных бассейнов имели место тектонические движения, группирующиеся в три категории 0,008–0,042 мм/год, 0,12–0,65 мм/год и 10^{4-6} мм/год. В соответствии с условиями А.Е. Шейдеггера и З.Кукала, они могут идентифицироваться с вековыми, медленными и быстротечными движениями. При этом в процессе проявления разноскоростных движений, как показывают наблюдения, формировались разные типы тектонических образований.

В е к о в ы е движения в рассматриваемых условиях обуславливали заложение и развитие седиментационных бассейнов в целом, а также соизмеримых с ними систем (зон) разломов, которые, как представляется, являются основными (первичными), определяющими возникновение бассейна и основных его структурных элементов. Эта категория движений ответственна также за формирование типов и формационного состава синхронных бассейновых, а также наиболее крупных (проявляющихся в масштабах бассейнов) комплексов, перерывов в осадконакоплении и размывов отложений, обуславливает цикличность отложений бассейновых рангов, соответствующих стадийности развития бассейна. Предположительно с этими рангами движений следует связывать региональную (фоновую) трещиноватость пород.

В дальнейшем эту категорию движений применительно к платформенным условиям будем условно именовать бассейновой. На породном уровне воздействие их не проявляется.

М е д л е н н ы е (средней продолжительности) тектонические движения являются структурообразующими. Они проявляются на породном уровне. Основными структурными результатами их являются пликативные дислокации I–III порядков. Разрывные нарушения (трещиноватость в том числе) возникают на определенной стадии дислоцированности пород и потому рассматриваются как вторичные, осложняющие пликативные структуры. Исходя из этого, можно предположить, что при субгоризонтальном залегании пород в платформенных условиях в процессе проявления медленных (структурообразующих) движений разрывы не должны возникать, а наличие их здесь следует связывать с другой категорией процессов.

Обуславливая дифференциацию дна седиментационных бассейнов, структурообразующие движения могут быть причиной проявления размывов отложений (на участках бассейнов, соизмеримых со структурами I–III порядков) и, соответственно, литолого-фациальных изменений формирующихся отложений в зависимости от масштаба воздыманий на уровнях пачек и свит, мощности которых определяются базами осадконакопления.

Б ы с т р о т е ч н ы е тектонические движения ассоциируются с сейсмическими процессами. Они приводят к формированию разнотипных структурных образований, в ряде случаев сходных с возникшими при напряжениях средней продолжительности, но существенно разли-

чающихся по условиям и механизмам формирования. В качестве основных различий отметим следующие.

1. Напряжения средней продолжительности преимущественно скажутся только на преобразованиях литифицированных пород. Сейсмические толчки результативно воздействуют не только на литифицированные породы, но и на уплотнившиеся осадки. В породах их воздействие проявляется в относительно узких (очаговых) зонах. В уплотненных осадках возникают тектоно-гравитационные образования разных масштабов и типов, в том числе дислокационные. Степень такого типа дислоцированности увеличивается вблизи поверхностей, синхронных сейсмопроявлениям.

2. Для тектонических движений средней продолжительности главными результатами являются пликативные формы. Разрывы здесь являются вторичными, и возникать они могут после достижения предела прочности деформируемых пород, что связывается со степенью их дислоцированности. При сейсмических толчках в литифицированных породах, напротив, прежде всего, формируются дизъюнктивы, независимо от степени первичной дислокации пород. Они являются главными, а пликативные формы здесь выступают как осложняющие их, вторичные. В качестве предположения можно считать, что наблюдаемые в настоящее время платформенные разрывы есть результат сейсмопроявлений.

Таким образом, медленные тектонические движения являются ответственными преимущественно за пликативные, а быстротечные – за дизъюнктивные формы дислокаций. Механизмы и тектонофизические условия их формирования существенно различаются. Исходя из этого, представляется целесообразным дислокации, прежде всего, дизъюнктивные, разделять на две группы, сформированные соответственно в условиях проявления медленных и быстротечных тектонических движений.

3. При изучении последствий современных землетрясений и их следов геологическом прошлом установлено, что среди них имеются образования, внешне подобные кливажу.

На этом основании делается вывод о том, что сейсмические толчки генерируют кливажеподобные трещины, особенностью которых является развитие в большом количестве на относительно небольших участках разреза (от долей до 10–15 м), а также стратифицированность проявления. Образования этого типа наблюдались не только в складчатых областях, но и в субгоризонтально залегающих породах платформенных территорий. Если типичный кливаж формируется в условиях тектонической напряженности и приурочивается к сложнодислоцированным толщам, то кливажеподобные образования сейсмогенной природы возникли и в практически недислоцированных толщах платформенного типа. Природа образований – естественный гидроразрыв ударного типа. Это подтверждается выполненными нами экспериментами.

В свете сказанного представляется необходимым выделять два типа кливажных образований: а) возникшие в процессе проявления относи-

тельно медленных тектонических движений (в литифицированных породах в зонах стресса в условиях регионального метаморфизма и интенсивной дислоцированности) и б) сформированные под воздействием сейсмических толчков в недостаточно уплотнившихся осадках.

4. В практически не дислоцированных отложениях платформенного типа выявлены образования, связанные с будинированием пород. Пространственно и в разрезах они приурочиваются к развитию следов древних землетрясений. Это дает основание считать, что процессы, сходные с будинированием, проявляются не только в зонах стресса под воздействием медленных тектонических движений. Они могут иметь место и в недислоцированных толщах при ударном воздействии на недостаточно литифицированные породы сейсмических толчков.

Таким образом, разнообразие структурных форм обуславливается не только механизмами (сжатие, растяжение и т.п.) и интенсивностью, но и продолжительностью воздействия на породы тектонических напряжений. Сходные структурные образования (разрывы, кливаж, будины и др.) могут формироваться как под воздействием медленных, так и быстротечных тектонических движений, как в складчатых, так и в платформенных областях. Типизация их по этим показателям дело будущего и представляется важной как в научном, так и в практическом отношениях.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Движения разной скорости по-разному воздействуют на породы и осадки, отличающиеся геологическими свойствами; разнообразие тектонических образований, следовательно, обуславливается не только механизмами (сжатие, растяжение и т.п.) и интенсивностью, как принято считать, но и продолжительностью воздействия тектонических напряжений.

2. Скорости движений (обуславливающих длительность проявления напряжений) определяют ранги тектонических образований: чем медленнее движения, тем большие масштабы возникших в результате их проявлений деформационных, литолого-формационных и эрозионно-денудационных образований.

3. Вековые движения, формирующие седиментационные бассейны в платформенных условиях, являются определяющими. Структурообразующие (медленные) и сейсмогенные (быстротечные) движения проявляются на определенных стадиях эволюции бассейнов и, следовательно, являются производными первых, что может свидетельствовать о взаимосвязи и общей природе разноскоростных движений.

В заключение отметим, что необходима разработка более дробной классификации разноскоростных тектонических движений, выяснение взаимосвязей между ними и с позиций физики твердого тела более обоснованная «привязка» к ним (рангов и типов) сформированных ими образований. Это послужит основой для познания природы и закономерностей проявления тектонических процессов.

Олистостромовые образования в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы

Олистостромовые образования широко проявляются и достаточно хорошо изучены в складчатых областях. Имеются лишь единичные указания на наличие их в платформенных условиях. Впервые в процессе изучения естественных обнажений и материалов глубокого бурения скважин крупномасштабные олистостромовые образования установлены в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы. Структурные и палеоструктурные условия проявления их здесь отличаются от таковых в складчатых областях. Это явилось основанием для корректировки существующих представлений о тектонической природе и возможных механизмах их формирования.

Олистостромы [Flores, 1955, Veneo, 1956] – это скопление обвальноподолзневых, хаотически нагроможденных, инородных, всегда более древних по отношению к вмещающим отложениям, неотсортированных обломков пород (олистолитов) размером от первых сантиметров до десятков и сотен метров, чаще погруженных в более тонкий также неотсортированный обломочный материал (матрикс).

В осадочном чехле Сибирской платформы олистостромовые образования установлены в отложениях от рифея и венда до мела включительно. В отложениях рифея и венда олистостромовые образования отмечаются в южных (Предпатомский прогиб и Непско-Ботуобинская антеклизы) и северных (склоны Оленекского свода) районах платформы. Матрикс их здесь представлен черными глинами разной степени песчанности и хлидолитами песчано-глинистого состава, а олистолиты – разновеликими, преимущественно угловатыми обломками гранитов (преобладающими), кварца, кварцитов и аргиллитов размерами от первых сантиметров до первых дециметров, как правило, бессистемно распределенных в матрице. Местами встречаются включения обрывков песчано-глинистых слоев и небольшие подводно-оползневые деформации, свидетельствующие о сингенетичной природе образований. По текстурным особенностям формирование их следует связывать с отложениями высокоплотных грязевых потоков. По характеру распределения обломков и эрозионным поверхностям внутри этого комплекса предполагается несколько (не менее 5–6) эпизодов их проявления. В пределах Непско-Ботуобинской антеклизы вмещающие эти образования породы характеризуются субгоризонтальным ($<2^\circ$) залеганием, а в Предпатомском прогибе – до $3\text{--}4^\circ$. По представлениям некоторых исследователей [Руженцев, Хворова, 1973], образования со столь небольшими размерами включений не должны считаться олистостромовыми, однако значительные толщины (≥ 10 м) и площадная распространен-

¹ Институт проблем нефти и газа СО РАН, Якутск, Россия

ность, свидетельствующие о масштабности процессов, вызвавших формирование, дают основание относить их к таковым.

Одно из интересных проявлений рассматриваемых образований наблюдается на юго-западном склоне Оленекского свода. Олистолит известнякового состава (C_2) толщиной 2-3 м, длиной \approx 5-6 м здесь внедрился, деформировав подстилающие слои, на отдельных участках инжектировавшие в межтрещинное пространство подошвы олистолита. По простиранию (в северо-восточном направлении) на уровне залегания олистолита отмечаются неотсортированные скопления остроугольных обломков известняков (размером от долей сантиметров до первых дециметров), погруженных в известково-мергельную массу со следами оползневых деформаций. Особый интерес здесь представляет то, что в нескольких метрах от глыбового включения имеется сброс с субвертикальными следами скольжения, затухающий на уровне верхней поверхности олистолита. Непосредственно у сброса в виде ступенчатых блоков, наклоненных в СВ направлении, имеются неотделившиеся глыбы – «заготовки» для олистолитов. В.П. Солоненко и К.И. Микуленко считают, что морфология блоков, наличие кластических даек и кливажеподобной трещиноватости свидетельствуют о палеосейсмической их природе.

На северном склоне Алданской антеклизы в обнажениях левобережья р. Лены в отложениях синской свиты (C_1) выявлены глыбы олистолиты толщиной до 5–5,5 м, длиной $>$ 10 м. Они залегают непосредственно на поверхности вмещающих слоев согласно, местами с матричной «подстилкой», представленной известково-мергельным материалом, смятым в процессе оползания глыб. Оползневые деформации небольших масштабов отмечаются и между соседними глыбами в инжектированных (выжатых в процессе смещения глыб) уплотнившихся осадках подстилающих отложений. В 30 км западнее (низовья р. Синяя) на этом стратиграфическом уровне установлены крупные подводно-оползневые образования (флюксотурбидиты) толщиной до 2,5–3 м и протяженностью в несколько десятков метров, а в 60–70 км восточнее (у г. Покровска), по данным бурения, выделен горизонт мелкообломочных олистолитов, сочетающихся с оползневыми деформациями и тектонической раздробленностью пород в виде микроблоков (3–5 см шириной и до 10–15 см высотой), по комплексу признаков связанных с проявлениями древних землетрясений.

В непосредственно залегающих на этих породах отложениях нижней части куторгинской свиты (C_2), в естественных обнажениях и по данным бурения, на расстоянии 70–80 км прослежен олистолистый горизонт, олистолиты которого представлены почти исключительно будинами подводно-оползневой природы размерами от первых дециметров до 1–1,5 метров в поперечнике. Они включены в неслоистую с комковатой текстурой известково-мергельную матрицу. В восточном направлении размеры и количество будин в матрице уменьшаются. Горизонт включает 4–5 сближенных пачек таких образований толщиной от долей

метров до 2–2,5 м. Общая толщина олистостромовых образований меняется от 10–12 до 18–20 м. Вмещающие их породы залегают здесь субгоризонтально.

В обнажениях майского яруса (Є_2) по р. Амга (район так называемых Амгинских щёк) толщина олистостромового тела достигает 8–10 м. Олистолиты здесь разноориентированы, толщина их от долей м до 2–3 м. Сложены они известняками, визуальными сходными с подстилающими. Матрица представлена бесструктурным известково-мергельным материалом, на межглыбовых участках с оползневными деформациями. Подобные деформации наблюдаются и в слоистых разностях олистолитов, что однозначно свидетельствует о нескольких разделенных по времени эпохах олистостромообразования.

Восточнее (40–45 км), предположительно на несколько более высоком стратиграфическом уровне, частично обнажено олистостромовое тело толщиной $\approx 2,5$ м. Разноориентированные олистолиты его сложены известняками округло-вытянутой формы (до 0,8 x 1,2 м), чаще прихотливо огибающиеся слоями матрицы.

Во всех районах Алданской антеклизы, где были обнаружены олистостромы, породы залегают субгоризонтально ($1\text{--}3^\circ$) с региональными наклонными в северном (р. Лена) и северо-восточном (р. Амга) направлениях.

На западной окраине Виллюйской синеклизы (Сунтарский район) олистостромовые образования отмечены в рэт-лейасовых отложениях (укугутская свита). Округло-удлиненные глыбовых и округлые валунно-галечных размеров олистолиты включены в хлидолитоподобную глинисто-алевролитно-песчаную матрицу осадочно-вулканогенной природы. Формирование образований здесь следует связывать с высоковязкими каменно-грязевыми потоками, вызванными тектоно-вулканическими процессами, являющимися «отголосками» траппового вулканизма в Тунгусской синеклизе.

На северо-западном борту Виллюйской синеклизы (низовья р. Мархи) в нижней части верхнеюрского комплекса выявлены два сближенных олистолита, толщиной до 3–4 м, длиной >10 м, сложенных тонколистватыми алевролитами и песчаниками («книжные сланцы») среднеюрского возраста. Они согласно залегают на подстилающих породах (падающих в юго-восточном направлении под углами $3\text{--}4^\circ$) и неровно огибаются породами покрывающих слоев. В подстилающих слоях отмечаются борозды выпихивания. Олистостромы располагаются в пределах зоны крупных листрических разрывов рифтогенной природы (поздний девон), активизировавшихся в мезозое.

На юго-восточном борту Виллюйской синеклизы на Хайалахской площади (южный склон Хапчагайского мегавала) бурением вскрыто крупное (толщиной 15–17 м) глыбовое включение пород верхнеюрского возраста, резко дискордантно (под углами до $2\text{--}3^\circ$) залегающего в песчаниках нижнего мела. Наличие в олистолите и во вмещающей матрице пластичных деформаций и инъекционных текстур однозначно свиде-

тельствует о сингенетичной природе образований. Вмещающие включения породы имеют падение слоев $\leq 3-4^\circ$ в южном направлении. Как показали В.С. Ситников и В.Б. Спектор, образования непосредственно соседствуют с крупным левосторонним сдвигом (В.С.Ситников, В.Б.Спектор) позднемезозойского возраста.

Даже из краткого обзора следует, что в осадочном чехле Сибирской платформы олистостромовые комплексы имеют достаточно широкое пространственное и стратиграфическое распространение, специальное изучение которых может уточнить ряд устоявшихся представлений о тектонической истории платформы.

1. Структурные и палеоструктурные условия проявления олистостромовых образований существенно отличаются от таковых в складчатых областях. В изученных условиях в местах нахождения локальные наклоны слоев составляют $2-5^\circ$, а региональные – как минимум, вдвое меньше; в периоды формирования их, судя по палеоструктурным реконструкциям, наклоны слоев были $< 1^\circ$, чаще составляя десятки минут.

2. Седиментационные бассейны характеризовались выдержанностью фациальных и седиментологических условий, что не дает основания для предположений о наличии существенно расчлененного рельефа дна и обрывистых участков в периоды формирования олистостромов.

3. Во всех наблюдаемых случаях олистостромовые образования имеют следы перемещения их по дну седиментационного бассейна.

4. В подавляющем большинстве олистостромовые образования пространственно располагаются в пределах или вблизи тектонических разрывов, а в отдельных случаях – при совпадении стратиграфических уровней положения их в разрезах и эпох формирования разрывов. Крайне важным является наличие признаков сейсмической активизации последних.

5. По результатам исследований в складчатых областях принято считать, что олистостромы – это тектоно-оползневые образования [Леонов, 1978], формирование которых связывается с процессами надвигообразования, разрушения фронтальных частей покровов или надвигов с последующими перемещениями обломочных элементов по наклонным поверхностям в более погруженные участки седиментационных бассейнов [Белостоцкий, 1970; Леонов, 1978; Соколов, 1975 и др.]. В исследованных районах олистостромы связаны с тектоническими разрывами, но других кинематических типов (сбросы, сдвиги). Это не означает, что надвиги не могут являться олистостромогенерирующими (просто они здесь пока не встречались), но определенно указывает на то, что не только с этой категорией дизъюнктивов следует связывать их формирование.

Таким образом, возникновение олистостромных образований следует связывать с сейсмо-тектонической активизацией разрывов, независимо от кинематических их типов. Сопутствующие тектоно-сейсмическим процессам блокообразование и раздробление пород обеспечивают образование олистолитовых «заготовок», а вибрационные эффекты стимулируют перемещение их (в виде сползания) совместно с пластичной

массой (будущий матрикс) неуплотнившихся осадков по дну седиментационных бассейнов, независимо от величины его наклонов.

Е.Д. Мильштейн¹, Ю.Б. Богданов¹, Б.В. Петров¹, Ю.М. Эринчек¹

Этапы становления и глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейской платформы

В процессе исследований раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) была создана объемная модель глубинного строения литосферы платформы, состоящая из комплекта взаимодополняющих друг друга схем пространственного положения границ раздела земной коры и скоростных параметров толщ, отражающих структурно-вещественные особенности крупных блоков ВЕП. В частности, были составлены и проанализированы карта блокового строения верхней части консолидированной земной коры, карта районирования по потенциальным полям, структурно-формационная карта фундамента, карта возраста консолидированной земной коры, четыре схемы рельефа поверхности раздела (кристаллический фундамент, внутрикоровые границы K_1 и K_2 , граница раздела кора-мантия – граница Мохоровичича), схемы мощности мегаслоев земной коры, схема расчлененности консолидированной коры и т.д. [1].

Карты рельефа поверхностей раздела и мощностей слоев земной коры составлялись на основе обобщения материалов региональных сейсмических исследований и данных глубокого бурения. Основу структурно-формационной карты кристаллического фундамента составили результаты изучения и интерпретации глубоких скважин, изданные мелкомасштабные карты кристаллического фундамента, а также результаты анализа потенциальных полей. Для возрастной корреляции формационных комплексов использованы надежные (преимущественно уран-свинцовые по цирконам) определения возраста на период до 2003 г.

На основании анализа составленного комплекта карт проведено районирование ВЕП с выделением блоков с разным строением части КЗК и, соответственно, различной историей развития (рис. 1).

Выделены три крупных этапа раннедокембрийской эндогенной активности, приводящие к существенному преобразованию консолидированной земной коры (КЗК): позднеархейский (лопийский) – 3600–2600 млн лет, раннекарельский – 2500–2000 млн лет, позднекарельский (свекофеннский) – 2000–1650 млн лет. Наиболее ранняя кора развита фрагментарно и представлена двумя прототипами – тоналит-грондьемитовым

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

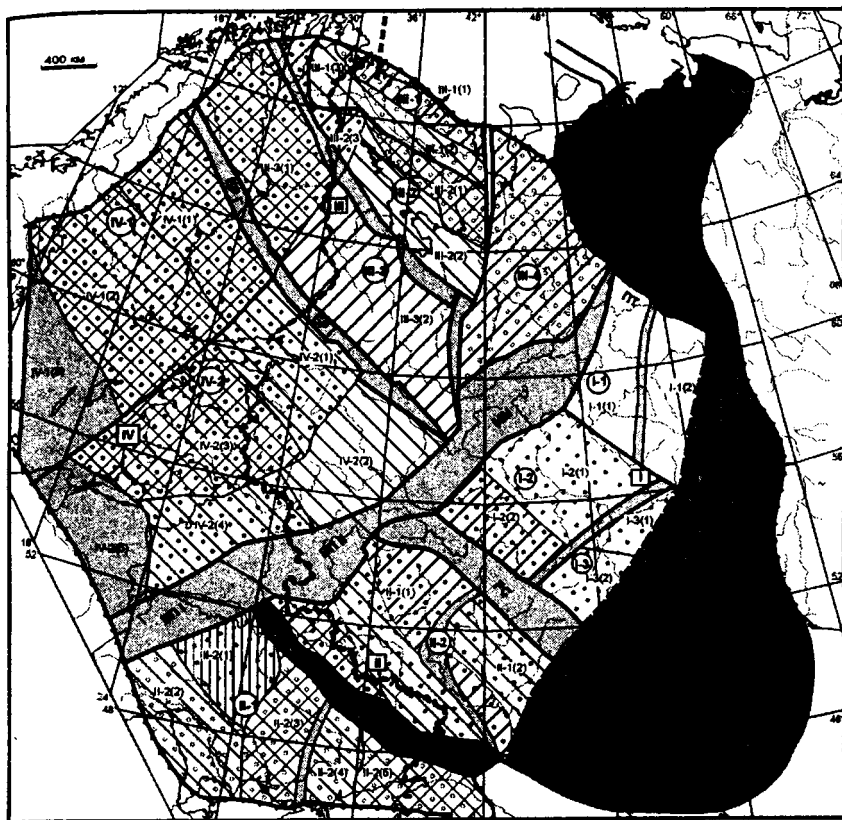


Рис. 1. Районирование ВЕП по строению КЗК

1 – блоки со стандартным строением коры раннего этапа развития ($H_1:H_2:H_3=1:7,7:5$ – гранулитогнейсовые области; 2,6,7:5 – тоналит-трондьемитовые); 2 – блоки, для которых отмечается сиализация всего разреза консолидированной коры (увеличение мощности верхней и средней коры при сокращении нижней); 3 – блоки, для которых отмечается сиализация верхней части разреза, и отсутствие изменений в нижних частях (сокращение средней коры за счет увеличения верхней); 4 – блоки, для которых отмечается сиализация верхней части разреза и базификация нижней (сокращение мощности средней коры за счет нижней и верхней коры); 5 – блоки, для которых отмечается базификация нижней части разреза (сокращение мощности средней коры за счет нижней); 6 – блоки с увеличенной мощностью консолидированной земной коры; 7 – блоки с сокращенной мощностью консолидированной земной коры; 8 – область проявления площадных постдокембрийских процессов; 9 – межблоковые зоны; 10 – границы блоков различных порядков; 11 – граница Восточно-Европейской платформы. Названия блоков см. в табл. 1

Таблица 1. Блоки консолидированной коры ВЕП

Мегаблоки	Блоки 1-го пор.	Блоки 2-го пор.
I – Волго-Уральский	I-1 – Верхнекамский	I-1(1) – Вятский
		I-1(2) – Пермский
	I-2 – Средневолжский	I-2(1) – Ветлужский
		I-2(2) – Токмовский
	I-3 – Татарский	I-3(1) – Нижнекамский
		I-3(2) – Самарский
II – Воронежско-Украинский	II-1 – Воронежский	II-1(1) – Курский
		II-1(2) – Хопёрский
	II-2 – Украинский	II-2(1) – Житомирский
		II-2(2) – Днестровский
		II-2(3) – Ингуло-Ингулецкий
		II-2(4) – Приднепровский
		II-2(5) – Приазовский
	III-2 – Беломорский	III-1(2) – Центральнo-Кольский
		III-1(3) – Лапландско-Варзугский
		III-2(1) – Кольско-Беломорский
	III-3 – Лапландско-Карельский	III-2(2) – Карело-Беломорский
		III-2(3) – Ёнский
	III-4 – Мезенский	III-3(1) – Лапландский
III-3(2) – Карельский		
IV – Скандинавско-Белорусский	IV-1 – Свекофенский	IV-1(1) – Шеллефтео
		IV-1(2) – Центральнo-Шведский
		IV-1(3) – Стокгольмский
	IV-2 – Белорусско-Прибалтийский	IV-2(1) – Новгородский
		IV-2(2) – Тверской
		IV-2(3) – Рижский
	IV-2(4) – Смоленский	

Продолжение таблицы

П – Прикаспийский		
Т – Тимано-Печорский	Т-1 – Средне-Тиманский	
	Т-2 – Блок Карпинского	
Пояса		
БР – Балтийско-Рыбинский	БР I – Раахе-Ладожский	
	БР II – Свирско-Янисъярвинский	
ВП – Вольно-Подольский	ВП I – Припятский	
	ВП II – Среднеднепровский	
ММ – Московско-Мезенский		
РС – Рязано-Саратовский		
Приграничные пояса		
ПТ – Предтиманский		
ЗУ – Западно-Уральский		

(ТТ) и гранулитогнейсовым (ГГ). Мощность КЗК для обоих типов равна средним для платформы значениям (40–42 км). Характерной особенностью коры этого этапа является мощный средний слой (H_2) и одинаковая мощность верхней (H_1) и нижней коры (H_3); значительные различия отмечаются для верхней–средней коры, так что верхний слой ТТ вдвое превосходит таковой в ГГ.

Характер изменения строения консолидированной земной коры ВЕП в ходе раннедокембрийской эволюции показан на рис.2. Общая тенденция преобразования коры на позднеархейском этапе одинакова для обоих типов: отмечается слабое возрастание общей мощности КЗК при увеличении мощности верхней («сиализация» верхней коры), а в ряде случаев и средней коры («сиализация» всего разреза). Помимо этого, в ряде ГГ блоков происходит увеличение мощности верхней коры без преобразования нижних частей КЗК, и в единичных случаях, фиксируется противоположный вариант – увеличение мощности нижней коры за счет средней без преобразования верхней части КЗК («базификация» нижней части коры).

Преобразования раннекарельского этапа приводят как к возрастанию мощности КЗК (до 48 км), так и ее сокращению (до 34 км) независимо от первичного прототипа коры. Изменения же расслоенности выражены по разному в вышеназванных типах. Для ТТ происходит усиление тенден-

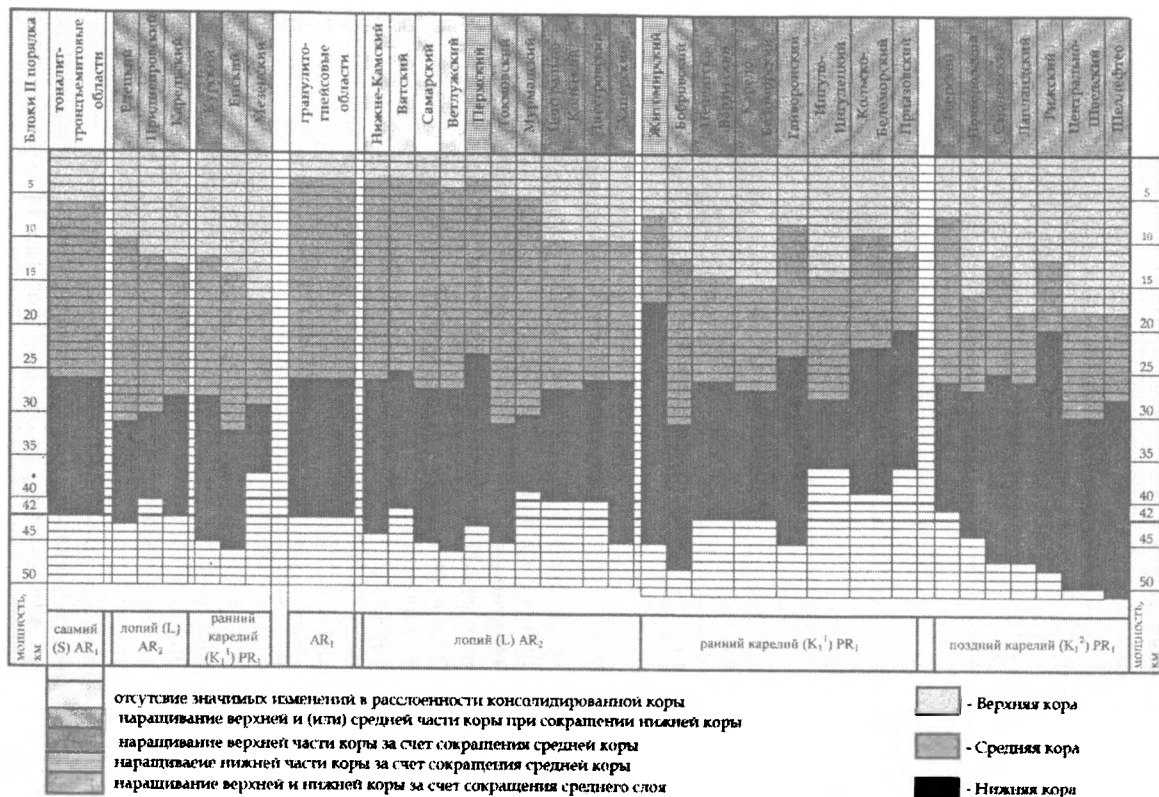


Рис. 2. Характер изменения строения консолидированной земной коры Восточно-Европейской платформы в ходе раннедокембрийской эволюции

ции, существовавшей на архейском этапе. Для ГГ в равной степени отмечаются два других вида преобразований – увеличение мощности верхней коры без преобразования нижних частей и сокращение средней коры за счет увеличения верхней и нижней.

Свекофенские преобразования (позднекарельский этап) приводят к глобальному преобразованию коры так, что геологические данные в большинстве случаев не позволяют определить ее исходный прототип. Мощность КЗК при этом существенно возрастает (до 56 км). Выделяются два равнозначных по площади типа преобразований – увеличение мощности верхней коры без преобразования нижних частей («сиализации» верхов коры) и сокращение средней коры за счет увеличения верхней и нижней («сиализации» верхов при «базификации» низов коры).

При этом следует учесть, что речь идет о сугубо площадных процессах и не учитываются узколокальные зоны, развитые в пределах ряда ТТ областей.

Исходя из вышеописанного, можно констатировать следующее.

1. Интенсивность процессов, приводивших к изменению общей мощности коры и преобразовавшей ее расслоенности, возростала от позднего архея к позднему карелию.

2. Выделены четыре типа преобразования докембрийской коры, запечатленные в характере ее расслоенности:

- «сиализация» всего разреза земной коры, следствием чего является увеличение доли верхней и (или) средней коры при сокращении доли нижней коры;

- «сиализация» верхней части разреза земной коры, следствием чего является увеличение доли верхней коры за счет сокращения средней (при отсутствии изменений в нижних частях разреза);

- «базификация» земной коры, выраженная в увеличении доли нижней коры за счет сокращения средней (при слабых изменениях верхних частей разреза);

- «сиализация» верхней части коры при одновременной «базификации» низов разреза, что выражается в резком сокращении доли средней коры.

3. Для каждого этапа раннедокембрийской эндогенной активизации характерны индивидуальные особенности в преобразовании земной коры: поздний архей – слабые изменения общей мощности коры при преимущественном процессе «сиализации»; ранний карелий – резко дифференцированный характер изменения общей мощности коры с участием всех четырех типов ее преобразования; поздний карелий – наращивание общей мощности коры, сопровождаемое двумя процессами ее преобразования – «сиализацией» верхней ее части и «сиализацией» верхней части при одновременной «базификации» низов разреза. Причем для ТТ областей характерна только «сиализация» верхней части коры.

Литература

1. Эринчек Ю.М. Изучение глубинного строения Восточно-Европейской платформы в связи с проблемой алмазности. В кн.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Мирный, 2003. С. 221–226.

М.В. Минц¹, И.Б. Филиппова¹, А.К. Сулейманов²,
Н.Г. Заможная², В.М. Ступак², П.С. Бабаянц³,
Ю.И. Блох³, А.А. Трусов³

Восточно-Европейский кратон – палеопротерозойский аккреционно-коллизийный ороген

Новый импульс многолетним исследованиям Восточно-Европейского кратона (ВЕК) дан в 1998–2004 гг. результатами изучения глубинного строения коры и верхней мантии вдоль геотраверса 1-ЕВ и поперечного профиля (рассечки) 4В, отработанных ГНПП «Спецгеофизика» (рис. 2). В те же годы в ГНПП «Аэрогеофизика» на базе новых аэромагнитных съемок и оригинальных технологий интерпретации магнитного и гравитационного полей были составлены карты эффективных значений плотности и намагниченности пород на поверхности фундамента центральной части ВЕК. Эти карты, материалы глубокого бурения и результаты сейсмопрофилирования легли в основу новой тектонической карты раннедокембрийского фундамента, значительно превосходящей ранее составленные карты по уровню детальности и обоснованности геологических границ [неопубликованные материалы: ГНПП Аэрогеофизика, 2002; ГНПП Спецгеофизика, 2003].

Современная тектоническая структура фундамента ВЕК сформирована к концу палеопротерозоя. Архейскими комплексами, в той или иной степени переработанными в палеопротерозое, образованы коровые сегменты (архейские кратоны или фрагменты неоархейского суперконтинента – Пангеи-0, по В.Е.Хаину): Кола-Мезень, Карелия, Сарматия, Волго-Уралия и Хопер (рис. 1). Сегменты разделены палеопротерозойскими структурами. Карелия отделена от Кола-Мезенского и Волго-Уральского сегментов сложно построенным коллизийным орогеном, названным нами Лапландско-Беломорско-Среднерусско-Южноприбалтийским (протяженность – более 3000 км, ширина в северной и восточной части – 400-700 км, в юго-западной – до 1000 км.). Особенности взаимосвязей архейских структурно-вещественных ассоциаций, включенных в этот ороген в палеопротерозое, с Кола-Мезеньским, Карельским

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Спецгеофизика, Поваровка, Московская область, Россия

³ Аэрогеофизика, Москва, Россия

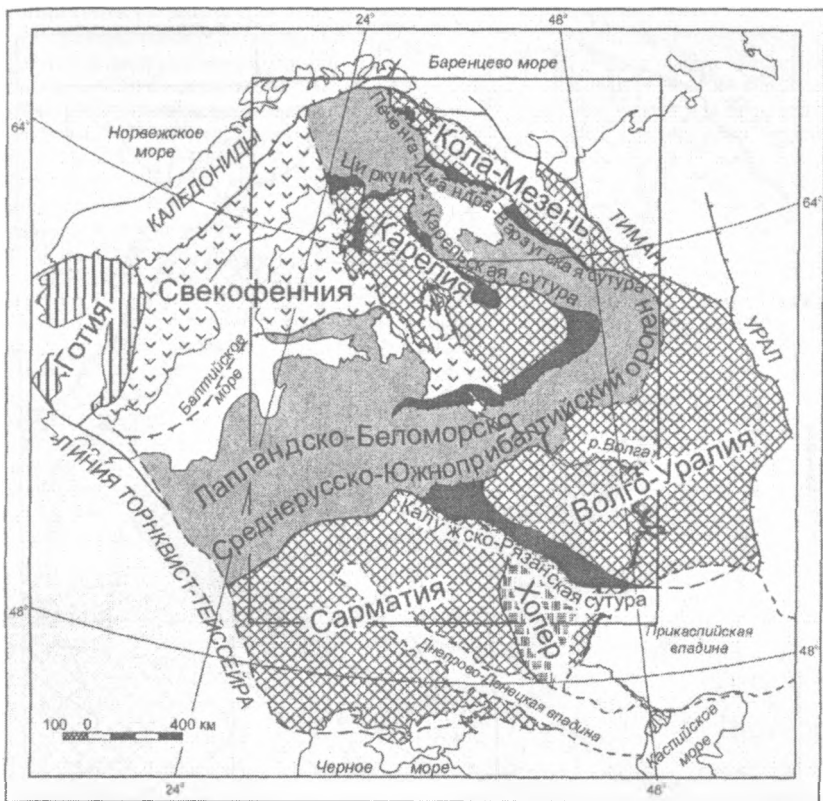


Рис. 1. Главные тектонические подразделения Восточно-Европейского крана, сформированные к концу палеопротерозоя в обрамлении неопротерозойских и фанерозойских тектонических структур [Минц, Филиппова, 2004]

Прямоугольник в центральной части рисунка соответствует рис. 2.

и Волго-Уральским сегментами не ясны. На значительном протяжении его краевые зоны образованы осадочно-вулканогенными поясами низкого уровня метаморфизма, которые в терминах «тектоники плит», с некоторыми оговорками, могут рассматриваться в качестве аналогов сутурных зон (Циркум-Карельская и Печенга-Имандра-Варзугская сутуры) (рис. 1). В разрезе эти пояса представлены пакетами тектонических пластин, погружающимися навстречу друг другу. Осевая часть орогена образована чередованием пологонаклонных деформированных тектонических пластин мощностью от нескольких до 20–25 км (рис. 2). Значительная часть этих пластин образована гранулитовыми комплексами, в составе которых преобладают ювенильные палеопротерозойские метаматиты и метаосадки. Они чередуются с пластинами, образованными

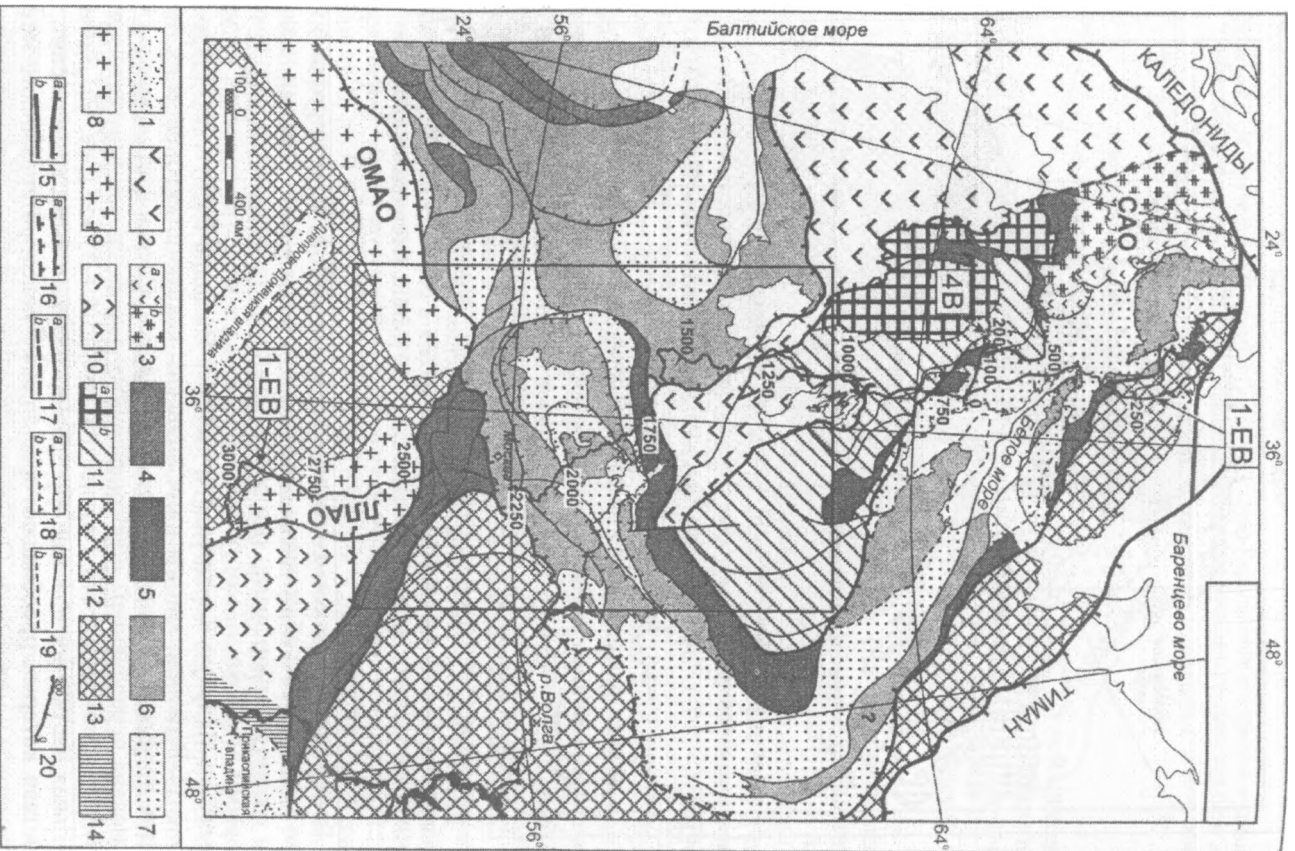


Рис. 2. Тектоника центральной и северной частей Восточно-Европейского кратона (ВЕК) к концу палеопротерозоя [Минц, Филиппова, 2004]

1 – фанерозой-неопротерозойские депрессии; 2–10 – Палеопротерозой: 2 – Свекофенский аккреционный ороген, 1.9–1.75 млрд лет, 3 – Свекофенская активная окраина (САО): а – вулканогенные, б – интрузивные комплексы, 1.9–1.75 млрд лет, 4 – осадочно-вулканогенные пояса Южноприбалтийского сектора, 1.9–1.85 млрд лет, 5 – сутуры, 2.5–1.85 млрд лет, 6 – гранулитогнейсовые пояса (протолиты – преимущественно 2.45–1.9 млрд лет, гранулитовый метаморфизм – 1.95–1.85 млрд лет), 7 – амфиболито-гнейсовые и мигматитовые пояса, образованные неорархейскими и палеопротерозойскими протолитами, подвергшимися палеопротерозойскому метаморфизму и деформациям 1.95–1.85 млрд лет назад; 8,9 – активные окраины Сарматия: 8 – Осницко-Микашевическая (ОМАО), 2.0–1.95 млрд лет, 9 – Липецко-Лосевская (ЛЛАО), ~2.1 млрд лет; 10 – аккреционная призма, ~2.1 млрд лет; 11–14 – архейские коровые сегменты: 11 – Карелия: а – центральная часть, слабо затронутая палеопротерозойскими процессами, б – восточная часть – чередование тектонических пластин, образованных неорархейским гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными комплексами; 12 – Кола-Мезень и Волго-Уралья, 13 – Сарматия, 14 – Хопер; 15 – ограничения ВЕК: а – надвиги, б – сбросо-сдвиги; 16–19 – Тектонические нарушения (достоверные – а, предполагаемые – б): 16 – надвиги, разграничивающие главные тектонические подразделения; 17 – сбросо-сдвиги, разграничивающие главные тектонические подразделения; 18 – надвиги, ограничивающие пояса и зоны; 19 – главные сбросо-сдвиги; 20 – сейсмические профили. Прямоугольником ограничена территория, соответствующая рис. 1 в тезисах второго доклада М.В.Минца с соавторами в этом сборнике.

архейскими комплексами при участии ювенильных палеопротерозойских пород. В сечении рельефом эти пластины рассматриваются в качестве тектонических поясов. Пакет пластин, образующих Московский гранулитовый пояс, на глубине объединяется с нижнекоровым гранулитовым комплексом. Сопредельная с Циркум-Карельской сутурой часть Карельского сегмента сложена последовательностью чередующихся тектонических пластин, образованных неорархейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами [1, 2]. Архейские кратоны Сарматия и Хопер объединились в результате коллизии около 2.1–2.0 млрд лет назад. При их со вмещении сформировались вулканоплутонический комплекс Липецко-Лосевской активной окраины и аккреционная призма, образованная осадочными породами воронцовской серии [неопубликованные материалы: ГНПП Спецгеофизика, 2003].

Формирование рифтов, локально трансформировавшихся в структуры океанического типа, и обособление Кола-Мезеньского, Карельского и Волго-Уральского коровых сегментов связаны с проявлением суперплюма и вызванным его активностью частичным распадом неорархейского континента 2.51–2.44 млрд лет назад. Активизация процессов раскола континента под воздействием нового суперплюма ~1.95 млрд лет назад, как и в предыдущем случае, зафиксирована в глобальном масштабе. Повторное объединение частично разделенных континентальных фрагментов и формирование реорганизованного палеопротерозойского

суперконтинента (Пангеи-1 по В.Е.Хайну) обязаны субдукционным и коллизионным событиям, глобально проявившимся 1.95–1.75 млрд лет назад [4]. Связанное с тем же этапом формирование коллизионного орогена во внутренней области суперконтинента сопровождалось закрытием океанического бассейна, отделявшего перечисленные выше коровые сегменты от Сарматии [3]. Результатом субдукционных и коллизионных процессов стало формирование Осницко-Микашевичской активной окраины и Калужско-Рязанской сутуры. Вдоль западной (в современных координатах) окраины обновленного континента сформировался Свекофеннский аккреционный ороген.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64241).

Литература

1. Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. // Геотектоника. 2004. № 2. С.10–29.
2. Минц М.В., Берзин Р.Г., Андрищенко Ю.Н. и др. // Геотектоника. 2004. № 5 (в печати).
3. Elming S.-A., Mikhailova N.P., Kravchenko S. // Tectonophysics. 2001. V. 339. №. 1–2. P. 19–38.
4. Mints M.V., Konilov A.N. Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens. In: The Precambrian Earth: Tempos and events – in series «Developments in Precambrian Geology, 12», section 3.9. Amsterdam-Boston: Elsevier, 2004. P. 223–239.

М.В. Минц¹, И.Б. Филиппова¹, А.К. Сулейманов²,
Н.Г. Заможная², В.М. Ступак², П.С. Бабаянц³,
Ю.И. Блох³, А.А. Трусов³

Глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: формирование надвиго-подвиговых структур во внутренней области суперконтинента, связанное с аккреционными и коллизионными процессами

Новые геофизические данные использованы для создания объемной модели строения коры и подстилающей мантии центральной части Восточно-Европейского кратона (ВЕК) и модели палеопротерозойской эволюции (см. тезисы предыдущего доклада М.В.Минца с соавторами в этом сборнике).

Геологическая карта фундамента, перекрытого платформенным чехлом мощностью 0.5–2.5 км, составлена на базе карт эффективных значений намагниченности и плотности пород на поверхности фундамента, скоррелированных с данными бурения. Литосфера ВЕК в сечении субмери-

¹ Геологический институт (ГИН) РАН, Москва, Россия

² Спецгеофизика, Поваровка, Московская область, Россия

³ Аэрогеофизика, Москва, Россия

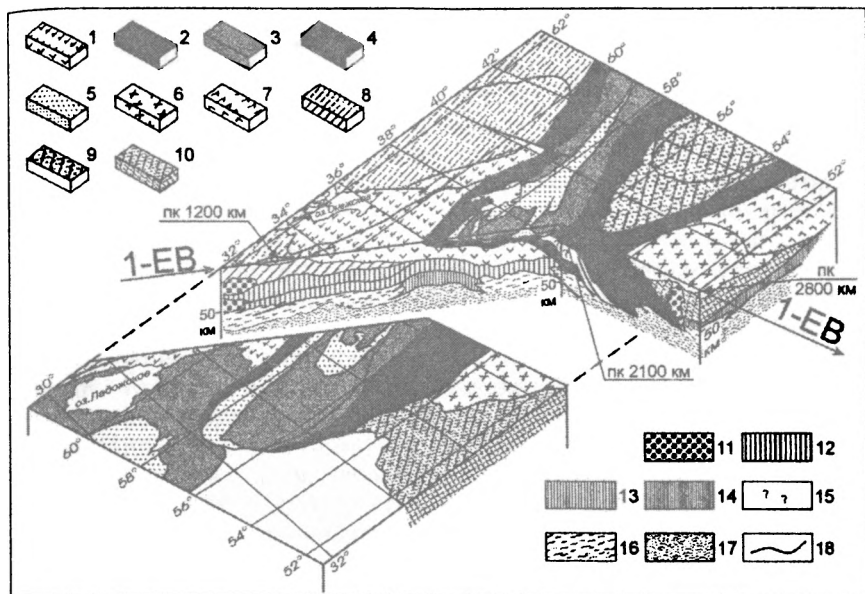


Рис. Объемная модель строения коры и верхней части мантии центральной части Восточно-Европейского кратона (границы модели показаны на рис. 2 в тезисах предыдущего доклада М.В.Минца с соавторами в этом сборнике)

1–7 – палеопротерозой: 1 – Свекофенский аккреционный ороген, 1,9–1,75 млрд лет, 2 – сутуры, 2,5–1,85 млрд лет; 3–4 – гранулитогнейсовые пояса (протолиты – преимущественно 2,45–1,9 млрд лет, гранулитовый метаморфизм – 1,95–1,85 млрд лет), специально выделен (4) Московский гранулитогнейсовый пояс, 5 – амфиболито-гнейсовые и мигматитовые пояса, образованные неархейскими и палеопротерозойскими протолитами, подвергшимися палеопротерозойскому метаморфизму и деформациям 1,95–1,85 млрд лет назад, 6 – Липецко-Лосевская активная окраина (ЛЛАО), ~2,1 млрд лет, 7 – аккреционная призма, сложенная осадками воронцовской серии, ~2,1 млрд лет; 8–10 – архейские коровые сегменты: 8 – Карельский, 9 – Волго-Уральский, 10 – Сарматский; 11–17 – породы коры и мантии, не обнажающиеся на поверхности фундамента: 11 – акустически прозрачные области коры, предположительно, крупные Плутоны, 12–13 – расслоенные комплексы нижней коры, предположительно образованные аккрецированными фрагментами коры Свекофенского океана, 14 – акустически прозрачные и расслоенные комплексы коры, предположительно принадлежащие Хоперскому сегменту, 15 – тектонические пластины неясного состава, 16–17 – мантия: неравномерно насыщенная частично ориентированными отражающими элементами, 17 – акустически прозрачная; 18 – тектонические поверхности (надвиги и сбросо-сдвиги)

диональным геотраверсом 1-ЕВ охарактеризована до глубины 80 км (20 сек.). При исследовании верхней коры использованы 3-мерные модели – магнитная и плотностная. Главные особенности строения коры и прилегающей части мантии в центральной части ВЕК представлены на рисунке. Предполагается, что в палеопротерозое неархейский суперконтинент

(Пангея-0, по В.Е.Хаину) подвергся расколу и частичной фрагментации, результатом последующей эволюции стало наращивание и реорганизация прежнего и формирование обновленного палеопротерозойского суперконтинента (Пангеи-1, по В.Е.Хаину). Мощность коры в пределах архейских Карельского, Волго-Уральского и Сарматского коровых сегментов ВЕК и палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена составляет, соответственно, 40–50, 65–68, 48 и 45–50 км.

Интеграция ранее накопленной и вновь полученной информации и результатов геологической интерпретации структурных образцов коры и верхней части мантии ВЕК, представленных картинами сейсмических отражений, позволили заключить, что раннедокембрийская кора ВЕК представляет собой закономерное сочетание покровно-надвиговых и надвиго-подвиговых структурных ансамблей. В их строении участвуют тектонические пластины, образованные неоархейскими гранит-зеленокаменными и палеопротерозойскими гранулитогнейсовыми и осадочно-вулканогенными комплексами. Многие пластины достигают сотен километров по простиранию и прослеживаются от дневной поверхности или от поверхности фундамента до раздела Мохо. Некоторые тектонические пластины, образованные осадочно-вулканогенными комплексами, проинтерпретированы в качестве сутурных зон. При достижении Мохо этими пластинами в подстилающей мантии наблюдаются частично упорядоченные сейсмические отражения, трассирующие структурный рисунок коры в мантийную область. Подобные области, по-видимому, образованы «коро-мантийной смесью», образовавшейся в процессе погружения коровых тектонических пластин в мантию. Аналогичные явления характерны для мест перегиба и погружения в мантию фрагментов нижней коры, предположительно, образованных мафит-ультрамафитами океанической литосферы Свекофеннского океана. Области погружения в мантию этих тектонических пластин, равно как и предполагаемых сутурных зон, можно предположительно рассматривать в качестве «следов» палеопротерозойской субдукции, связанной с формированием коллизионных орогенов во внутренней области обновленного суперконтинента и аккреционных орогенов вдоль его западной (в современных координатах) границы [1; неопубликованные материалы: ГНПП Спецгеофизика, 2003].

Палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы Свекофеннского аккреционного орогена надвинуты на окраину Карельского кратона в северо-восточном направлении. Нижняя кора, предположительно образованная аккретированными пластинами литосферы Свекофеннского океана, напротив, погружается под Карельский кратон. Верхняя часть фундамента ВЕК от склона Фенноскандинавского щита до широты Москвы (сечение Лапландско-Беломорско-Среднерусско-Южноприбалтийского орогена, см. тезисы предыдущего доклада М.В.Минца с соавторами в этом сборнике) образована последовательностью чередующихся гранулитогнейсовых и амфиболито-гнейсовых тектонических покровов, смя-

тых в пологую синформную складку шириной около 300 км. Ее осевая часть достигает глубины 12 км. Кора за пределами синформы образована последовательностью тектонических пластин, погружающихся к южному концу геотраверса и достигающих раздела Мохо. Сутурная зона (пакет тектонических пластин) мощностью 5–10 км, сложенная высокоплотными, высокомагнитными базальтами, амфиболитами и осадочными породами, отделяет Карельский кратон от внутренней области Лапландско-Беломорско-Среднерусско-Южноприбалтийского коллизийного орогена. Еще одна сутурная зона мощностью ~15 км, образованная высокоплотными, высокомагнитными (мафит-ультрамафитовыми?) породами, разделяет Хоперский и Волго-Уральский сегменты. Протяженность этих зон от поверхности фундамента до границы Мохо в сечении геотраверсом 1-ЕВ составляет около 350 км.

Предполагается, что сложный коллаж тектонических пластин был сформирован в результате последовательности аккреционных и коллизийных процессов. Ее начало ~1.9–1.85 млрд лет назад отмечено формированием Свекофеннского аккреционного орогена, завершение (создание Восточно-Европейского кратона, интерпретируемого нами в качестве аккреционно-коллизийного орогена) ~1.75 млрд лет назад, – закрытием океанического пространства, отделявшего Сарматский континент от композитного континента, в строении которого объединились Кола-Мезеньский, Карельский и Волго-Уральский фрагменты неоархейского суперконтинента и новообразованные коллизийные и аккреционные пояса. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64241).

Литература

1. *Mints M.V., Berzin R.G., Philippova I.B. et al.* Deep crustal structure of the East-European platform basement: accretion and collision related stacking within Supercontinent interior? 32nd International Geological Congress. Abstracts. Florence, Italy, 2004. CD-ROM.

Е.П. Миронюк¹

Докембрийские тектонические провинции северо-западной Евразии

Произведено тектоническое районирование с выделением тектонических провинций, мегапровинций, районов (ТП, ТМП, ТР) по региональному признаку, дана их типизация с установлением эволюции тектонических режимов в начале геологической эры Земли. Описание приведено исходя из статического (наблюдаемого сейчас) состояния текто-

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург, Россия

нических элементов с обособлением связанных ансамблей на Сибирской платформе (СП-I) и дискретных, экзгумированных среди каледонско-герцинских структур (II).

Архей. 1. Все ТП представлены разнотипными и разномасштабными геолинзами [3], которые сформировались на глубинах 8–35 км в обстановке многостадийных пластических деформаций, рассеянного ультраосновного магматизма и массового гранитообразования. Границы типов региональных геолинз [3] являются динамометаморфиты, зоны ретро- и (или) полиметаморфизма, а также син-позднекинематических гранитоидов.

ТП литоплинтов типа Л-1 (Иенгрский тектонотип, Ботубобинский и др.) представлены нижнекоровым толеит-кремнисто-алевроаргиллитовым комплексом с базальт-тоналитовым ТР (AR_1) и трахибазальт-терригенно-карбонатными и базальт-терригенными ТР (AR_2). *ТП литоплинтов типа Л-2* представлены гранит-зеленокаменными областями (Чарско-Олекминский региональный тектонотип, Кочумдекский [2] и др.). Представлен комплексными средне-верхнекоровыми коматиит (или пикритобазальт)-терригенными (AR_1^2) и молассоидными (AR_2^2) с инфраструктурой из двух ниже-среднекоровых толеит-терригенных ТР. *ТП диалитоплинтов* представлены: *типом ДЛ-1* (высокобарический нижнекоровый толеит-кремнисто-терригенный с коматиитами – тектонотип Курультино-Сеймский, Круготюнгский и др.) и *типом ДЛ-2*. Последний на примере Станового состоит из двух ТР. Восточный ТР представлен высокобарическими комплексами базальт-андезит-терригенными и базальт-андезит-кремнисто-терригенными среднекоровыми (AR_2) в обрамлении ТР типа ДЛ-1; западный ТР типом Л-1 в обрамлении среднекоровых трахибазальт-карбонатно-терригенных ТР.

Архей-Карелий. 1. (составные структуры «архейского типа»). *ТП литоплинтов типа Л-3* (Тимптино-Джелтулинский тектонотип, Западноанабарский и др.). Представлен нижнекоровым, частично высокобарическим трахибазальт-терригенным-карбонатным комплексом в инфраструктуре с тоналит-гранитовым комплексом с фрагментами структур предыдущих типов, который вложен между структур Л-1. *ТП диалитоплинтов типа ДЛ-2* или гранулит-анортозит-гранитовые пояса (Каларо-Джугджурский тектонотип, Центральноанабарский). Обрамляет ТМП тройного ансамбля ТП (типа Л-1, Л-2 и Л-3) – Котуйско-Тюнгский, Восточноанабарский и Алданский. Представляет коллаж высокобарических (от высоко- до низкотемпературных) комплексов, известных в предыдущих типах с массовым развитием анортозитов, интрузий габбро-диорит-монцитонитоидного ряда и поздними гранитами с зонами ретрометаморфизма.

2. По сходству, нередко очень непредставительному, выделяются следующие ТП: Байкальская – нижнекоровый вулканогенно-карбонатно-терригенный комплекс; Витимо-Аргунская – фрагменты типов Л-1, Л-3, ДЛ-2; Главносаянская – ниже-среднекоровые кремнисто-карбонатно-углеродистые, иногда двухъярусные с гондитами; Большесаянская

– фрагменты типа Л-2, ДЛ-2; Енисейская – фрагменты типа ДЛ-1, Л-2; Таймырская – фрагменты типа ДЛ-2, Л-3.

Карелий. 1. *Протократонные ТП* с дайками долеритов (Чарская, Ботобинская и др.). *Демиссионные ТПК* ($K_{1,2}$) зональных верхнекоровых комплексов протоавлакогенных многоярусных инверсированных (Ленско-Удоканская, Центрально-Тунгусская и др.); проторифтовых вулканогенно-осадочных инверсированных многоярусных (Урикско-Ийская, Тутончанская и др.); крипторифтовых вулканогенно-терригенных с щелочными плутонами (Игарский тип [2]). *Вулканогенно-плутонические ТП* (K_2) – Аakitканская, Каларо-Джугджурская и др.); агорализисные области (распада архейд). Состоят из ТП: гетероформационных (Алданская, Каларо-Джугджурская и др.); тектоно-гранитоидных (Билляхская, Среднеоклинская и др.); фonoлит-полиметасоматически – (Кругоудоканская, Купуринская и др.).

2. Имеются следующие средне-верхнекоровые типы ТП: вулканогенно-карбонатно-терригенные (Муйская, Верхневитимская); риолит-терригенная (Северо-Байкальская); вулканогенно-кремнисто-терригенные с ультрабазитами (Борщовочная, Енисейская); вулканогенно-терригенная с ультрабазитами (Урульгинская).

Рифей. 1. Главные структуры – чехол и протоциты (Осовой и Алдано-Становой). *Чехольные ТП*. Центральная ТМП: плиты, широкие авлакогены, раннерифейские высокоградиентные линейные авлакогены (Котуйский и др); граевая ТМП формируется плитами, перикратонами трехярусными, разной структуры, глубины и состава, плутоническими поясами щелочных пород (Арбарастах-Хандыгским, Усть-Виллюйским и др.), рифтоавлакогенами (Учурский, Медвежевский). *ТП протоцитов* представлены в Анабарской и Алданской ТП плутоническими дайками, ареолами трёх-четырёхциклическими и кинематически разнотипными, а также раннерифейскими зонами гидротермальной проницаемости (ЗГП).

2. Байкальская ТМП: Байкало-Витимская ТП [1] – сутурная инверсированная, как тектонотип байкальского цикла (R_3); Олоkitская ТП (R_{1-3}) – вложенных рифтов; Катеро-Уokitская ТП (R_{1-3}) – окраинноморская; Селенгинская ТП (R_3) с инверсированным ТР удаленного шельфа замкнутого моря и ТР орогенов и зеленосланцевых грабенов. Хэнтэй-Аргунская ТМП состоит из ТП перикратонных (R_3), окраинноморских (R_3) и коллизионной Урулюнгуевской ($R_{2,3}$). Большесаянская ТМП состоит из ТП позднего рифея: сутурной инверсированной, островодужной (Макаровская) и окраинноморской (Утхумской). Сисимо-Казырская ТМП [1] состоит из линейных (Кувайская ТП) и ареольной ТП окраинноморских, регрессивноактивизированных, а также ТР плутонических поясов. Енисейская ТМП состоит из двух ТП: островодужной ($R_{1,2}$) и активной окраины особого типа ($R_{1,3}$). Последняя многостадийна, инверсирована в начале позднего рифея и на завершающем этапе включает ТР островного шельфа и молассово-рифтовые структуры (Ворогов-

ский и Каитыбинский). Северо-Таймырская ТМП [2]: ТП островодужная с фрагментами офиолитов (R_{1-2}) и рифтовая (R_3).

Венд. 1. Главные типы структур – Становой палеошит и чехол, чаще всего как нижний ярус венд-ордовикского этажа. *Центральная ТМП* состоит из плитной ТП с центробежной кинематикой эволюции. *Краевая ТМП* состоит из систем, объединяющих плиты, авлакогены, перикратоны и эндогенно-активные рифто-авлакогены (Присаянский, Чапский, Уджинский, Хараелахский, Шевлинский).

2. Саяно-Забайкальский сектор. Баргузино-Витимская ТП состоит из ТР плит и молассовых впадин (Холодниканская, Тыпинская). Большеаянско-Аргунская ТМП состоит из ТП: орогенных (Курбино-Еравнинской), шельфа и плит в т.ч. аллит-карбонатной плиты (Забитская), энсиматических островных дуг (Быркинская) и зеленосланцевых поясов (Делетуйская). Межсаянская ТМП состоит из ТП плит, преимущественно доломитовых, молассовых впадин (Ангульская и др.) и Терешкинской плитной. Таймырский сектор: ТП плиты терригенной.

Нет ни одной категории ТП докембрия, наблюдаемой сейчас в двухмерном пространстве, которым соответствовал бы свой тип консолидированной земной коры.

Предполагается модель последовательного разноэпистоного формирования докембрийской коры со следующей стадийностью тектонических режимов в регионе:

1. Стадия раннегеологическая с эпохами: а – пермобильной с формированием тектонических комплексов во внутрикоровых условиях (AR); б – протоконтинентальной (K_1) с контрастными крупноамплитудными перемещениями земной коры (до 1900 Ма); в – протоактивизационной с эпизодическим образованием континентальных ареально-линейных магматогенных структур (K_2).

2. Стадия глобальной денудации и изгиба упругой земной коры с образованием остаточных крупноволновых деформационных структур глобального масштаба (1700–1400 Ма). Появление платформ.

3. Стадия плитно-океаническая (от 1400 Ма) и создания первых обширных нефте-соленосных шельфов.

Литература

1. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7 Алтае-Саянский и Забайкальско-Верхнеамурский регионы. Кн. 2. Под ред. В.А. Амантова. Л.: Недра, 1986. С. 239.
2. Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Чухонин А.П. и др. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы. Региональная геология и металлогения. №5. 1996. С. 98–111.
3. Восточная Сибирь. Геология и полезные ископаемые России. В 6-ти томах. Под ред. В.П. Орлова. Т. 3. Под ред. Н.С. Малича. СПб.: Изд-во. ВСЕГЕИ, 2002. 396 с..

Содержание

<i>Абдуллаев Р.Н., Наврузов С.С.</i> Тектоническая эволюция Южного Тянь-Шаня в палеозое.....	3
<i>Айзберг Р.Е., Старчик Т.А.</i> Обращение detachмента на региональных профилях ГСЗ в Припятском палеорифте.....	5
<i>Александрович А.И., Иванов А.И.</i> Рельефогенные напряжения в геомеханической среде.....	9
<i>Анфилогов В.Н.</i> Мантийные плюмы и плюм-тектоника.....	12
<i>Артюшков Е.В., Егоркин А.В.</i> Физические механизмы образования сверхглубоких осадочных бассейнов. Прикаспийская впадина	16
<i>Артюшков Е.В., Каныгин А.В., Тесаков Ю.И., Чехович П.А.</i> Тектоническая природа быстрых изменений глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах в ордовике.....	19
<i>Балашов Ю.А., Царев С.Е., Федотов Ж.А.</i> Влияние гетерогенности литосферы и тектоники плюмов на формирование супергигантских рудоносных щелочных комплексов.....	23
<i>Балуев А.С.</i> Северная пассивная окраина Восточно-Европейского крана в рифее и проблема ее нефтегазоносности.....	26
<i>Баркин Ю.В.</i> Небесная механика ядра имантии Земли: геодинамические и геофизические следствия.....	30
<i>Барышев А.Н., Углов Б.Д.</i> Геодинамика и металлогения Средиземноморья.....	33
<i>Барышев А.Н.</i> Периодические геодинамические и минерагенические системы.....	37
<i>Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г., Сафронов И.В.</i> О морфологии аномалии электропроводности Таласо-Ферганского разлома	40
<i>Баталева Е.А., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Щелочков Г.Г., Сафронов И.В.</i> Предварительные результаты магнитотеллурических наблюдений в районе Чуйской впадины (Республика Алтай).....	43
<i>Беленицкая Г.А.</i> Опыт мелкомасштабного литогеодинамического районирования и картирования нефтегазоносных территорий России... ..	47
<i>Бирюков В.М., Бирюков Е.В.</i> Отличительные особенности глубинной петрологии.....	51
<i>Бобров А.М., Трубицын В.П.</i> Расчеты напряжений в различных сечениях континента в зависимости от расположения восходящих и нисходящих мантийных потоков.....	54
<i>Богданов Ю.Б., Мильштейн Е.Д., Петров Б.В., Эринчек Ю.М.</i> История тектонического развития докембрия Восточно-Европейской платформы	57

<i>Божко Н.А.</i> Орогенические пояса докембрия: типизация и место в суперконтинентальных циклах.....	60
<i>Борняков С.А., Шерман С.И., Черемных А.В., Дзюба И.А., Татарников А.С.</i> Диссипативные структуры деструктивных зон литосферы (по результатам физического моделирования)	65
<i>Бочкарев В.С.</i> Геодинамическое соотношение областей аркогенеза, тафрогенеза и плюм-тектоники.....	68
<i>Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П.</i> Геодинамические обстановки формирования Западно-Сибирского бассейна и его нефтегазоносность.....	71
<i>Булаева Н.М., Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Даниялов М.</i> Геодинамические исследования в Дагестане с применением спутниковых технологий.....	75
<i>Булгатов А.Н.</i> Взбросы и надвиги в нижнемеловой терригенно-трахиандезито-трахибазальтовой толще хр. Малый Хамар – Дабан (Южное Прибайкалье).....	78
<i>Буслов М.М., Де Граве И.</i> Позднепалеозойско-мезозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии.....	82
<i>Вигинский В.А.</i> Неотектонический контроль нефтегазоносности на примере Надымского месторождения газоконденсата (Западная Сибирь).....	84
<i>Винтер Г.Э.</i> О формах проявления внутриплатформенной складчатости на территории Западной части Северных Увалов (Русская равнина).....	88
<i>Владимиров А.Г.</i> Синметаморфические стресс-граниты (геодинамическая природа и диагностические признаки).....	91
<i>Волков А.В., Алексеев В.Ю, Акимов Г.Ю., Якушев А.И.</i> Рудные месторождения зон тектоно-магматической активизации Северо-Востока России	93
<i>Володькова Т.В.</i> Гамма-спектрометрические характеристики островодужных и континентальных магматических образований (на примере Курил и Нижне-Амурского региона).....	97
<i>Волошина В.Н., Гордеев С.И.</i> Моделирование движения континентальных плит Земли.....	100
<i>Гаврилов А.А.</i> Морфотектоника и вопросы металлогенического районирования (Восток Азии).....	105
<i>Гаврилов А.А., Герасименко М.Д., Коломиец А.Г.</i> Данные GPS мониторинга и морфотектоника Востока Азии	110
<i>Гаджиев Ф.М.</i> Основные геоструктурные элементы азербайджанского сектора Каспийского моря и перспективы их нефтегазоносности в свете новых геолого-геофизических материалов	116
<i>Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.И.</i> Дискретно-волновое движение системы Земля-Луна и глобальная тектоника.....	120

<i>Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Нагорный М.А.</i> Особенности развития интракратонных надрифтовых синеклиз Восточно-Европейской платформы.....	124
<i>Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Черкасов С.В.</i> Геораздел 102–103° на востоке Азии: структурные и металлогенические признаки.....	127
<i>Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Тюпкин Ю.С.</i> Транзитные зоны в современной блоковой структуре Евразии.....	130
<i>Георгиевский Б.В., Тевелев А.В.</i> Структурные и динамические факторы сегментации речных долин восточного склона Южного Урала	133
<i>Гертнер И.Ф., Войтенко Д.Н., Врублевский В.В., Сазонов А.М.</i> Структурно-тектонические факторы формирования нефелиновых руд Кия-Шалтырского месторождения (Кузнецкий Алатау).....	136
<i>Гесь М.Д.</i> Геодинамические комплексы и террейновая структура каледонид Тянь-Шаня.....	139
<i>Гиоргобиани Т.В.</i> Альпийская коллизонная геодинамика Большого Кавказа и прилегающего Закавказья.....	143
<i>Глуховский М.З.</i> Пространственное совмещение алмазоносных кимберлитовых полей фанерозоя с гигантскими роями мафических даек докембрия – случайность или закономерность?.....	146
<i>Голева Р.В.</i> Гидротермальная минерация активизированных континентальных блоков земной коры (современная концепция).....	150
<i>Голубев А.И., Шаров Н.В., Хазов Р.А.</i> Особенности глубинного строения и минерации Южной Карелии на примере Онежского и Ладожского рудных районов.....	153
<i>Гончар В.В., Паталаха Е.И., Гинтов О.Б.</i> К развитию представления о коллизонно-экструзивном процессе в Горном Крыму.....	156
<i>Гончаров М.А.</i> Оценка характерной скорости деформации в иерархически соподчиненных геосферах: эффект «слабого звена».....	159
<i>Гордеев С.И., Волошина В.Н.</i> Прогнозирование землетрясений островов.....	163
<i>Горошко М.В.</i> Впадины и прогибы длительного развития на докембрийских массивах восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и их металлогения.....	167
<i>Гранник В.М.</i> Зоны Беньоффа: седиментация, магматизм, метаморфизм, металлогения и деформации	171
<i>Гранник В.М.</i> Охотоморский сектор Западно-Тихоокеанского тектонического пояса: особенности строения и формирования.....	175
<i>Греков И.И., Арбузкин В.Н., Литовко Г.В., Пруцкий Н.И., Трофименко Е.А., Кухмазов С.У., Морозова А.М.</i> Геолого-геофизическая модель Кавминводского интрузивно-купольного поднятия (Северный Кавказ).....	179

<i>Греков И.И., Пруцкая Л.Д., Круткина О.Н.</i> Сейсмотектонические зоны Северного Кавказа.....	182
<i>Грушевой Г.В., Печенкин И.Г.</i> Металлогения урана коллизионных областей и их обрамления (на примере Средиземноморско-Гималайского подвижного пояса).....	186
<i>Гусев Г.С., Головин А.А., Килипко В.А., Межеловский Н.В., Морозов А.Ф., Рундквист Д.В.</i> Фундаментальные и прикладные аспекты металлогенического анализа основных типов тектонических сооружений России.....	190
<i>Дворова А.В., Лубнина Н.В., Буртман В.С., Гурарий Г.З., Диденко А.Н.</i> Геодинамика и кинематика венд-палеозойских пород Урала по палеомагнитным данным.....	193
<i>Демина Л.И., Жесткова А.В.</i> Метаморфизм против часовой стрелки (anticlockwise) амфиболитов обрамления Хабаровинского массива: геодинамические следствия.....	198
<i>Джурик В.И., Серебренников С.П., Батсайхан Ц., Юшкин В.И., Ескин А.Ю., Дреннов А.Ф.</i> Отражение приповерхностных зон крупных разломов Сибири и Монголии в геофизических полях.....	202
<i>Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабов А.М., Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Козаков И.К.</i> Сибирский кратон в раннем протерозое: новые палеомагнитные и изотопно-геохронологические данные.....	205
<i>Донг Ч.Л., Киреев Ф.А., Утопленников В.К.</i> Листрическая природа и нефтегазоносность рифтовых впадин на шельфе Южного Вьетнама...	210
<i>Дубровский В.А.</i> Катастрофы и эволюция в геологии.....	212
<i>Емельянова Т.А.</i> Вулканизм и тектоника Охотского моря в кайнозое.....	216
<i>Ермаков В.А.</i> Загадки астеносферы.....	219
<i>Ермаков В.А.</i> Тектоника переходной зоны с тыловой впадиной и островной дугой.....	224
<i>Желобаев А.А., Кочев Д.З., Махорин А.А., Полетаев А.И.</i> Скрытые линейные нарушения Прибрежного района Сирии и их роль в деструкции земной коры.....	227
<i>Жесткова А.В.</i> Геодинамическая обстановка формирования дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса западной части Хабаровинского массива	230
<i>Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Друзяка Н.В.</i> Строение зоны сочленения Кокчетавского массива и нижнепалеозойского обрамления в районе г. Кокчетав.....	234
<i>Жирнов А.М.</i> Глобальная космогеотектоника Земли.....	238
<i>Жирнов А.М.</i> Рудоносные меридиональные линеаменты Восточной Сибири.....	240

<i>Зябрев С.В.</i> Реликты океана Тетис в сутурной зоне Ярлунг Тсангпо, южный Тибет.....	244
<i>Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В., Печеркин М.Ф., Захаров С.Г.</i> Основные черты тектоники фундамента западной части Западно-Сибирского мегабассейна.....	247
<i>Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Фуджита К., Маккей К.Д.</i> Современные тенденции развития сейсмотектонических процессов в транзитной зоне между Байкальским рифтом и Становой складчатой областью.....	250
<i>Казанский Б.А.</i> Потенциальная энергия рельефа как количественный показатель энергозатрат тектонических процессов.....	254
<i>Казьмин В.Г.</i> Эволюция Понтийско-Кавказского сегмента активной окраины палеоокеана Тетис в раннем мезозое.....	259
<i>Карabanов А.К., Наливайко В.Ф., Аронов А.Г., Аронова Т.И., Сероглазов Р.Р., Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.</i> К определению напряженного состояния земной коры древних платформ (на примере западной части Восточно-Европейской платформы).....	263
<i>Каратаев Г.И., Голобоков С.В., Данкевич И.В., Найденов И.В.</i> Центрально-Белорусская зона сочленения Сарматского и Фенноскандинавского геосегментов Восточно-Европейского кратона	267
<i>Карогодин Ю.Н. Храмов М.Ф.</i> Тектонические предпосылки формирования гигантских зон углеводородов (на примере Уренгойско-Ямбургской газоносной зоны Западной Сибири).....	271
<i>Касумзаде А.А.</i> К истории геологического развития Нахчывана (Азербайджан) в юрском периоде.....	274
<i>Кириллова Г.Л., Лю Ч., Развозжаева Е.П., Чжу Д., Меркулова Т.В.</i> Кайнозойский рифтогенез и нефтегазоносность на юго-востоке России.....	276
<i>Кирилюк В.П.</i> Об особенностях строения и эволюции раннедокембрийского фундамента щитов древних платформ (опыт геотектонического анализа).....	281
<i>Кисин А. Ю.</i> К проблеме надвигов в земной коре.....	285
<i>Клязев Г.Б.</i> Структурно-металлогенические особенности области сопряжения Западного и Восточного Саян.....	288
<i>Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б., Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Загорная Н.Ю.</i> Механизмы формирования и эволюции континентальной коры Центральной Азии: геохронологические, геохимические и Nd изотопные данные.....	293
<i>Козаков И.К., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В.</i> Позднерифейская континентальная кора в основании подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии.....	296

<i>Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б., Саватенков В.М.</i> Возраст процессов позднепалеозойского рифтогенеза Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса.....	300
<i>Колодезников И.И., Пинуева З.Б., Стручков К.К., Попов И.Ю.</i> Особенности геодинамического режима проявления магматизма восточного обрамления Сибирской платформы.....	303
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Модель формирования Колвицко-Умбинской субгоризонтальной протрузии (юго-восточная часть Беломорско-Лапландского пояса Балтийского щита).....	306
<i>Конищев В.С.</i> Особенности тектогенеза в рифтах в условиях реологической расслоенности чехла.....	310
<i>Константиновская Е.А., Малавьев Ж.</i> Тектоника аккреционных орогенов: эрозия и эксгумация.....	313
<i>Корнилова А.Ю.</i> Геохимические особенности кристалло-кластических туфов сыльвицкой серии венда в бассейне р. Усьвы (Средний Урал)	316
<i>Коробкин В.В.</i> Классификация и структурно-вещественные признаки динамометаморфических пород главных сутурных зон палеозойд Казахстана.....	319
<i>Кортаев М.В., Ершов А.В., Фокин П.А.</i> Литосферная складчатость Восточно-Европейской платформы – моделирование длинноволновых деформаций.....	322
<i>Корытов Ф.Я., Воинов Д.М., Доржнамжаа Д.</i> Строение мантии и минералогия Монголии.....	325
<i>Костин В.А.</i> К выделению фиксированных «горячих точек» мантии (на примере геодинамики восточной части Балтийского щита).....	327
<i>Костюченко С.Л.</i> Геодинамические аспекты эволюции северной окраины Восточно-Европейского кратона по данным глубинного геофизического изучения.....	331
<i>Кочемасов Г. Г.</i> Волновая тектоника Земли и ее отражение в разнообразии природных алмазов.....	334
<i>Кравцов В.С., Белый В.Ф., Алексеев В.Ю.</i> Региональная геологическая структурная позиция золото-серебряного месторождения Купол (Западная Чукотка, Россия).....	338
<i>Краснова Т.С.</i> Структура ультрамафит-мафитовых парагенезов как отражение тектонических процессов в складчатых областях (на примере офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау).....	341
<i>Кругляков В.В.</i> Минералогия Мирового океана в связи с геотектоникой... 345	345
<i>Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н.</i> Реликты неопротерозойского палеоокеана в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса: специфика состава и геодинамическая интерпретация.....	349

<i>Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф.</i> Раскрытие байкальской ветви Палеоазиатского океана: Sr- и С-изотопные данные	352
<i>Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоратина О.В., Герцева М.В., Андреев В.Л., Дорохов Н.С.</i> Формирование коллизионного орогена проторуалид–тиманид.....	355
<i>Кузнецов Р.О.</i> Влияние тектоники и истории развития центральной части Нюрольского суббассейна на образование и размещение углеводородов (Западная Сибирь)	359
Кузнецова К.И. , <i>Лукина Н.В., Кучай О.А.</i> Новейший внутриконтинентальный орогенез Азии как следствие реологической расслоенности литосферы и верхней мантии.....	362
<i>Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В., Зудин А.И.</i> Палеопротерозойский рифт Ветренный Пояс (ЮВ Карельского кратона) и его тектонические особенности.....	365
<i>Куликова В.В., Куликов В.С., Бычков А.Ю.</i> Докембрийская астроблема «Онего» (Ц. Карелия).....	368
<i>Кутюлин В.А., Широких В.А.</i> Петрологические и металлогенические следствия конвекции вещества мантии.....	372
<i>Левашова Н.М., Дегтярев К.Е., Баженов М.Л., Ван дер Во Р.</i> Тектоническая эволюция центральной части Урало-Монгольского пояса в палеозое.....	375
<i>Леликов Е.П.</i> Геология и тектоника зоны перехода от Южного Приморья к Японскому морю.....	378
<i>Леонов М.Г.</i> «Плито-потоки» – новый тип структур литосферы Земли..	381
<i>Леонов М.Г.</i> Тектоника консолидированной коры и нефтегазоносность кристаллических пород	386
<i>Летников Ф.А.</i> Синергетика тектонических ансамблей континентальной литосферы Земли и их минерагения.....	391
<i>Лобацкая Р.М.</i> Детальное неотектоническое картирование слабоконтрастных территорий (на примере зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты).....	393
<i>Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р.</i> Зона разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27 сентября 2003 г.: тектонофизический анализ.....	397
<i>Мазарович А.О., Соколов С.Ю.</i> Неоднородность внутриплитных деформаций Атлантического океана.....	400
<i>Макеев В.М.</i> Геодинамические типы новейших структур центральной части Русской плиты.....	403
<i>Мамчик С.О.</i> Юрская тектоника Балтийско-Польской и Припятско-Днепровской синеклиз	406
<i>Марков А.Я.</i> Геодинамика Южной Курильской островной дуги и перспективы нефтегазоносности.....	410

<i>Маркус М.А.</i> Коллизионные процессы и углеводородные перспективы Восточно-Кавказского орогена.....	413
<i>Маркус М.А.</i> Роль Закавказской плиты в формировании структур чехла Восточного Кавказа.....	415
<i>Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Горожанин В.М.</i> Вариации отношения Th/Sc в глинистых сланцах Башкирского мегантиклинория и эволюция позднедокембрийской континентальной коры.....	418
<i>Мельников М.Е., Кругляков В.В.</i> К природе гайотов	422
<i>Мельников О.А.</i> О некоторых глобальных проблемах геотектоники и их решении.....	425
<i>Мельниченко Ю.И.</i> Особенности морфотектоники морей Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода	429
<i>Мизурский А.В., Мизурский Ф.А., Соболев П.Н.</i> Элементы инденторного строения земной коры Северо-Востока России в районе опорного профиля 2-ДВ (г. Магадан – пос. Омолон).....	433
<i>Микуленко К.И.</i> О возможном влиянии пр ^т длительности тектонических процессов на разнообразие и ранги сформированных ими образований (применительно к платформенным условиям).....	438
<i>Микуленко К.И.</i> Олистостромовые образования в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы.....	442
<i>Мильштейн Е.Д., Богданов Ю.Б., Петров Б.В., Эринчек Ю.М.</i> Этапы становления и глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейской платформы.....	446
<i>Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.</i> Восточно-Европейский кратон – палеопротерозойский аккреционно-коллизионный ороген.....	452
<i>Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Бабаянц П.С., Блох Ю.И., Трусов А.А.</i> Глубинное строение раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: формирование надвиго-поддвиговых структур во внутренней области суперконтинента, связанное с аккреционными и коллизионными процессами.....	456
<i>Миронюк Е.П.</i> Докембрийские тектонические провинции северо-западной Евразии.....	459

Научное издание

**Тектоника земной коры и мантии.
Тектонические закономерности
размещения полезных ископаемых**

**Материалы
XXXVIII Тектонического совещания**

Том 1

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. 30,0.
Тираж 500 экз.
Тип. ВТИИ. Москва. Зак. № *484С*.

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>